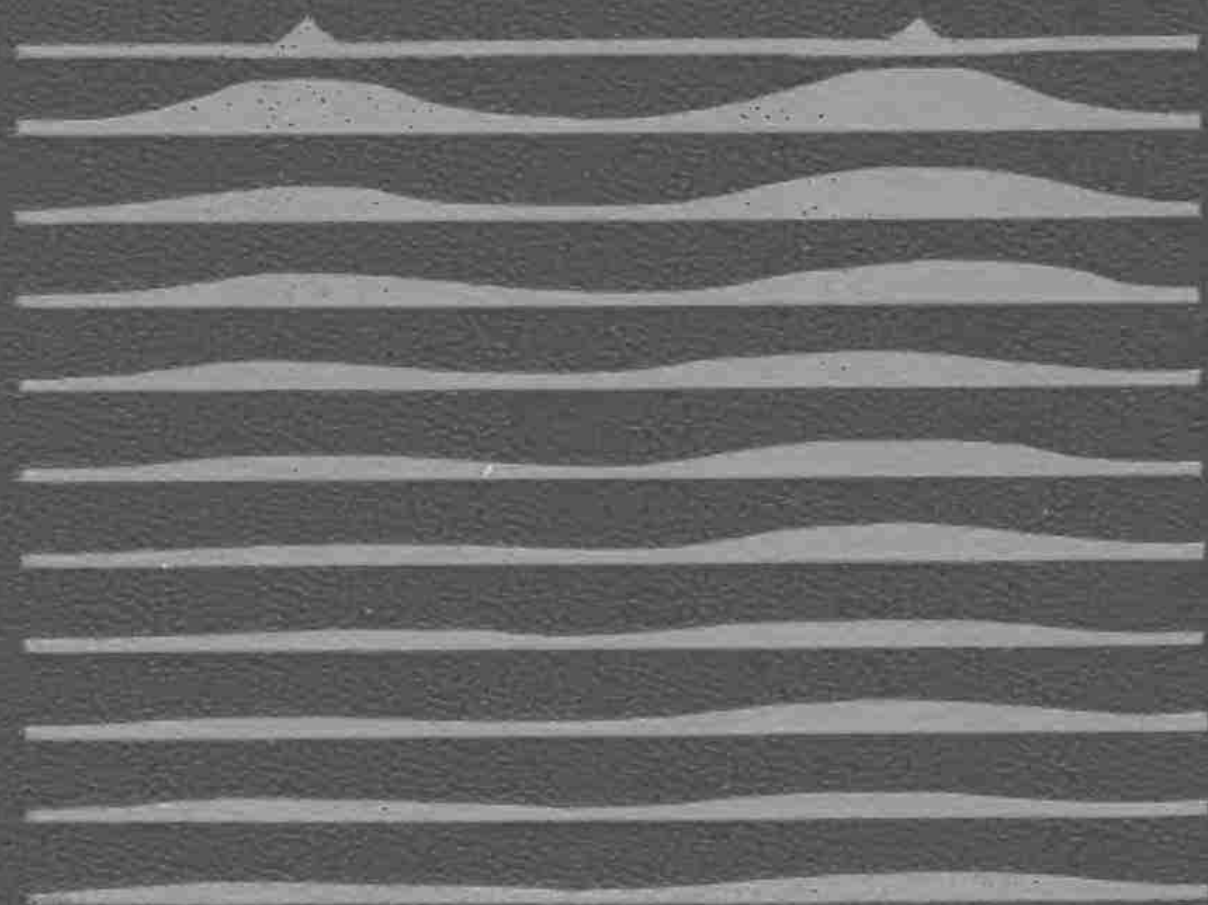


**СТРУКТУРНО-
ФОРМАЦИОННАЯ
ИНТЕРПРЕТАЦИЯ
СЕЙСМИЧЕСКИХ
ДАНЫХ**



СТРУКТУРНО- ФОРМАЦИОННАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАнных



МОСКВА "НЕДРА" 1990

ББК 26.2
С 83
УДК 550.834:553.981/.982

Авторы:
И. А. Мушин, Л. Ю. Бродов, Е. А. Козлов, Ф. И. Хатьянов

Структурно-формационная интерпретация сейсмических
С 83 **данных / И. А. Мушин, Л. Ю. Бродов, Е. А. Козлов, Ф. И. Хатья-**
нов. — М.: Недра, 1990. — 299 с.: ил.
ISBN 5-247-00556-2

Впервые систематически изложены принципы, геологические, физические основы и методология структурно-формационной интерпретации (СФИ) нового быстро развивающегося направления в области комплексной геологической интерпретации данных сейсморазведки и других геофизических методов. Рассмотрены основные этапы СФИ — сейсмоформационный анализ, сейсмоформационное прогнозирование геологического разреза и его нефтегазоносности. Определены принципы и методология комплексирования геофизических методов на структурно-формационной основе.

Для геологов и геофизиков, занимающихся интерпретацией геофизических материалов, геологическим и сейсмическим моделированием.

С $\frac{2503010200-279}{043(01)-90}$ 71 90

ББК 26.2

ISBN 5-247-00556-2

© Коллектив авторов, 1990

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемая книга является первой попыткой систематического изложения теории и практики структурно-формационной интерпретации (СФИ) сейсмических данных – направления, находящегося на стыке геологии и геофизики.

В отечественной геофизической литературе изложение методов интерпретации ограничивалось, как правило, описанием теоретико-математических, алгоритмических, программных и методических средств решения обратных задач собственно геофизики. В частности, содержание обратной задачи сейморазведки сводилось в основном к преобразованию волновых параметров (кинематических, а затем и динамических) в эффективные сейсмические параметры разреза. Как известно, ранее и до настоящего времени предпринимаются попытки непосредственного использования этих эффективных параметров для практического решения задач прямого прогнозирования (ПП) углеводородов (УВ), выявления аномалий типа залежь (АТЗ), прогнозирования геологического разреза (ПГР). Практика показала, однако, что сугубо геофизическое решение этих задач, непосредственно не увязанное с геологическим обеспечением и сопровождением, с особенностями геологических объектов и формирующих их процессов, недостаточно эффективно, а в ряде случаев и просто непригодно.

Созданию настоящей работы предшествовала монография, посвященная направлению, называемому сейсмической стратиграфией (СС) [33]. Внедрению направления в практику способствовали также работы [8, 25].

Методика СС явилась важной вехой в развитии геологической интерпретации сейсмических данных. Однако разработанная геологами и прежде всего для геологов визуальная методика СС не оказала заметного влияния на развитие самого сейсмического метода – сеймо-стратиграфические модели не сыграли никакой роли в развитии физических основ сейморазведки, в появлении отвечающих идеям СС новых сейсмических моделей и соответственно новых методов преобразования сейсмической информации. Кроме того, в СС отразились (и прежде всего в терминологии) существенные различия в путях развития отечественной и зарубежной геологической науки.

СФИ наиболее полно отвечает традициям отечественных геологической и геофизической школ. В ее основу, в частности, положена теория формаций, развиваемая в отечественной геологии более 200 лет. Авторы не испытывали по сути никаких терминологических трудностей, поскольку необходимой и достаточной оказалась классическая формационная терминология Н. С. Шатского и Н. П. Хераскова. Существенно, что формационный подход стимулировал дальнейшее развитие физических основ сейморазведки, разработку принципиально новых структурно-формационных моделей, пригодных также при интерпретации данных ГИС и других геофизических методов.

Геофизическими истоками СФИ служат крупнейшие разработки советских геофизиков, выполненные в рамках теории сейсморазведки тонкослоистых сред [5], метода регулируемого направленного приема МРНП [37], метода эффективной сейсмической модели МЭСМ [27], метода многоволновой сейсморазведки МВС [34] и других.

Собственно отправной точкой для СФИ послужило учение о послонной зональности физических свойств пород и ее связи со структурами, созданное Б. А. Андреевым. Как самостоятельное направление исследований СФИ впервые заявлено в работах Ф. И. Хатьянова [41, 42]. Последующее развитие СФИ и результаты ее применения отражены в работах В. Н. Андреева, А. Г. Алексина, Г. Н. Алексеева, И. К. Бельфера, О. К. Глотова, Ю. И. Никитина, В. И. Рихтера, А. Ф. Соколова, А. В. Михальцева, В. М. Погожева, Э. А. Таратына, Б. К. Фролова, В. П. Шебалдина и других, а также авторов настоящей книги. Близкими по методологии к СФИ являются исследования, выполненные Я. П. Маловицким, С. В. Клушиным, Н. А. Крыловым, Ю. К. Бурлиным, Л. И. Лебедевым, М. М. Грачевским, В. В. Ефимовым, О. М. Мкртчяном, Л. Я. Трушковой, Н. К. Фортунатовой и другими. В обсуждении результатов применения СФИ принимали участие Р. Г. Гарецкий, Г. Н. Гогоненков, И. К. Королюк, Н. А. Крылов, Ю. Н. Карогодин, Н. Я. Кунин, Ю. А. Михайлов, В. Д. Наливкин, Н. Н. Пузырев, А. Е. Шлезингер и другие.

Широкая практическая апробация СФИ является в настоящее время важнейшим фактором при определении наиболее перспективных путей дальнейшего развития этого направления. Авторы выражают надежду, что книга будет способствовать становлению молодых специалистов, в равной мере владеющих геофизическими и геологическими знаниями, специалистов нового типа, которым предстоит обеспечить новый уровень эффективности геологоразведочных исследований.

ВВЕДЕНИЕ

Область геологической интерпретации данных сейсморазведки в комплексе с данными ГИС и других геофизических методов в 80-е годы стала главной для геологов и геофизиков, занимающихся решением задач поисков и разведки полезных ископаемых.

Объективные условия для бурного научно-технического прогресса (НТП) именно в области геологической интерпретации геофизических данных сложились уже на рубеже 80-х годов. Предшествующие 70-е годы были периодом НТП в области регистрации и главным образом обработки сейсмических данных. Переход на цифровую регистрацию, рост плотности и детальности реализуемых на практике систем наблюдений ОГТ (до 24–48 кратных перекрытий), увеличение быстродействия, мощности ЭВМ и глубины обработки данных способствовали резкому повышению качества сейсмических материалов. Вследствие этого результативные сейсмические материалы стали в значительно большей степени, чем ранее, адекватными и детальными отображениями изучаемых геологических сред.

Развитие методов геологической интерпретации стимулировалось ростом сложности задач, решаемых сейсморазведкой: освоением более глубоких этажей геологических разрезов, выходом на объекты неантиклинального типа, на поиски и разведку локальных микрообъектов и т. п. Для эффективного решения этих задач требовалось более широкое привлечение достижений современной геологической науки: новейших геодинамических представлений, формационной теории, теории циклической седиментации, методов палеотектонического, палеогеографического и палеогеоморфологического анализов, методов системного подхода в геологии и др. [36].

Таким образом, к началу 80-х годов определилась проблема, ставшая ключевой в сейсморазведке: традиционно реализуемая структурная интерпретация сейсмических данных не отвечала ни задачам, стоящим перед методом в различных регионах страны, ни возросшей информативности сейсмических данных, ни современному уровню геологической науки. Разрешение проблемы состояло в поиске новой единой методологии, которая, впитав все разработанные ранее физические основы, методы и приемы полевых наблюдений, развитые средства обработки, а также достижения современной геологической теории, позволила бы наиболее эффективно решать актуальные задачи, стоящие перед сейсморазведкой.

Такой методологией является структурно-формационная интерпретация (СФИ) – комплексная методология изучения трехмерных геологических тел надпородного уровня организации вещества – формационных объектов (ФО), выявления их структуры – внешней (морфологии ФО) и внутренней, вещественного состава, генезиса и динамики формирования, прогнозирования связанных и/или контролируемых ФО ловушек углеводородов и их нефтегазоносности [42].

Формационные объекты формируются при взаимодействии совокупности геологических процессов и факторов (тектонических, седиментационных и постседиментационных, фациальных, климатических, вторичных эпигенетических и пр.). Поэтому СФИ является по существу реализацией системного подхода к комплексной интерпретации данных с учетом всех указанных процессов и факторов.

Определяющим принципом СФИ является иерархически организованная целостность объектов исследований, получившая отображение в соответствующих структурно-формационных моделях (СФМ) интерпретации [29]. Комплексирование методов разной детальности невозможно без учета реально существующей иерархии ФО разного масштаба и ранга. Следовательно, именно на структурно-формационной основе может быть построена единая методология комплексирования [35].

СФИ – завершающий этап сейсморазведочного процесса. Как известно, ему предшествуют этапы полевых наблюдений, обработки и геофизической интерпретации данных, включая ПГР [9]. К этому моменту накапливается большой объем количественной информации (оценок, характеристик, параметров). Поэтому СФИ изначально строится как количественная методика геологической интерпретации, базирующаяся на использовании ЭВМ и интерактивных систем. К настоящему времени на ЭВМ ЕС и ПС разработаны пакеты прикладных программ (ППП) структурно-формационного анализа (СФА) и структурно-формационного прогнозирования (СФП), обеспечивающие реализацию всех основных этапов СФИ. С внедрением этих пакетов в геологоразведочную практику связаны перспективы дальнейшего развития СФИ, в том числе комплексной СФИ данных сейсморазведки, ГИС и других геофизических методов.

1. СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ. ОСНОВНЫЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ

В соответствии с известными методологическими принципами любое научное направление принято определять по объекту и предмету, целям и задачам, методам и средствам. Выделив СФИ по этим структурным признакам, охарактеризуем далее ее функциональные связи с другими смежными направлениями.

1.1. ОБЪЕКТЫ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Под объектом любой науки (научного направления) понимают реальные материальные тела, процессы или явления, изучаемые данной наукой, из которых она черпает свой собственный, не заимствованный из других наук, эмпирический материал [24].

В сейсморазведке таким эмпирическим материалом являются волновые сейсмические поля¹. Соответственно непосредственными объектами сейсморазведки служат процессы возбуждения, формирования, распространения и регистрации сейсмических волн разного типа. Эти процессы контролируются целым рядом факторов: геологических, геоморфологических (поверхностных), методических и технологических, – степень влияния которых на волновые поля зависит от конкретных сейсмогеологических ситуаций.

В благоприятных условиях определяющим фактором является геологическое строение исследуемого разреза. Однако и в этом случае особенности строения геологических сред проявляются не прямо, а опосредованно, через соответствующее им распределение упругих сейсмоакустических характеристик разреза. Именно эти характеристики и определяют в конечном счете (при упомянутых уже благоприятных условиях, т. е. при малой роли прочих факторов, либо при их успешной компенсации на стадиях полевых работ и обработки) особенности регистрируемой волновой картины.

Таким образом, соотношение между объектами геологии и сейсморазведки далеко не всегда просто и однозначны. Вследствие этого решение задач интерпретации сейсмических данных, т. е. задач истолкования сейсмических данных с целью изучения геологических объектов, – также не может быть однозначным. Поэтому на всех этапах интерпретации следует различать собственно геологические объекты и прогнозируемые по сейсмическим данным сейсмогеологические объекты.

¹ Спектр возможных представлений волновых полей в настоящее время весьма широк: от отдельных сейсмограмм до временных и мигрированных разрезов, а также трехмерных отображений, получаемых при объемной сейсморазведке.

1.1.1. Иерархия геологических объектов

Объектами геологии являются геологические тела (статические системы) и процессы их формирования, происходящие в настоящее время (динамические системы) и в геологическом прошлом (ретроспективные системы)¹ [24].

Под геологическим телом понимают часть статического геологического пространства², ограниченного геологической границей, внутри которой остаются постоянными (квазиоднородность) или плавно меняются (непрерывность и направленность) те свойства и их характеристики, по которым определены границы этого тела.

В современной геологической науке ключевым является представление о существовании иерархии естественных (природных) геологических тел различного ранга: минерального, породного, формационного, геоконплексного и геосферного.

В соответствии с «законом сохранения структуры» (Р. А. Гордеев и др.) любая ранговая естественная геологическая система определяется не свойствами объектов предыдущего ранга, являющихся ее элементами, а некоторыми их вполне определенными комбинациями – элементарными ячейками. Иными словами, элементарными ячейками ранговых геологических тел служат не элементы (тела) предыдущего уровня организации, а их элементарные парагенезисы [7]: для горнопородного уровня – парагенезисы минералов; для геоформационного уровня – парагенезисы (парагенерации) пород и т. д.

Важнейшим структурным принципом геологических систем является их иерархическая организованность. Она свойственна всем геологическим объектам, а не только геологическим телам. Геологические процессы, в результате взаимодействия которых формируются геологические тела, также могут быть иерархизованы. Существует иерархия границ геологических тел как седиментационного, так и дизъюнктивного генезиса. Основополагающим при этом является согласованность всех иерархий. В частности, классам геологических тел определенных рангов

¹ По определению Ю. А. Косыгина [24], системное рассмотрение геологических объектов и процессов требует выделения трех видов исследований: статических, т. е. исследований структурно-вещественного строения геологических тел и их отношений (прежде всего структурно-пространственных отношений) в фиксированное (данное) время; динамических, т. е. исследований геологических процессов в текущем времени и пространстве (при этом главным аспектом времени является длительность); ретроспективных, т. е. историко-генетических исследований, включающих все виды реконструкций моделей объектов прошлого (не имеющих оригиналов) на основе данных статических и динамических исследований и историко-геологических принципов актуализма, последовательности формирования геологических тел и т. п. При этом время реконструируется прежде всего как последовательность событий геологического прошлого.

² Геологическое пространство – это реальное трехмерное пространство в геоцентрической системе координат. Оно может быть представлено как конечное множество точек, каждая из которых охарактеризована определенной конечной совокупностью независимо измеряемых свойств. В фиксированные моменты времени геологическое пространство обладает устойчивой структурой и в силу этого может считаться статическим [24].

иерархии соответствуют свои классы дизъюнктивов как геологические границы [13].

Таким образом, иерархическая организованность геологических объектов является объективной реальностью. Игнорирование этого кардинального принципа неизбежно приводит к ошибкам в интерпретации геологических и геофизических данных. Следовательно, он должен быть положен в основу анализа объектов сейсморазведки.

1.1.2. Формационные и сейсмоформационные объекты

Каждому из уровней иерархии геологических тел (объектов) отвечают свои геологические, физические и геофизические методы и средства их изучения. Такая ранговая специализация методов является следствием прежде всего специфики физико-геологических характеристик геологических объектов различных уровней (их формы нахождения, однородности, физического состояния, элементного состава и т. п.).

Решающую роль играют размеры объектов, которые могут быть изучены только при соответствующей разрешающей способности (детальности и точности) используемых методов. Следует особо заметить, что изучение геологических объектов всегда предполагает совместный анализ как их вещественного состава (минерального, литологического, формационного . . .), так и внешней (морфологии) и внутренней структур. Следовательно, используемые методы должны обладать некоторым запасом разрешающей способности, позволяющим изучать не только объекты присущего им ранга, но и элементарные объекты, парагенезисами которых они являются¹.

В соответствии с изложенным, в геолого-геофизической науке выделяют соотношения между уровнями геологических тел и соответствующими им геологическими и геофизическими дисциплинами и методами (табл. 1).

На основании обобщения и систематизации результатов теоретико-экспериментальных исследований установлено, что сейсморазведка в современном ее состоянии является методом изучения объектов надпородного уровня организации вещества и структуры – формационных объектов (ФО)².

Определение и выделение формаций зависят от решаемых задач и используемых для этого методов. Остановимся на широко распространенном определении Н. С. Шатского. Согласно последнему, осадочными формациями называют естественные комплексы, сообщества, ассоциации горных пород, отдельные члены которых (породы, пачки пород,

¹ При изучении геологических объектов породного уровня необходимо изучать парагенезисы минералов, что заведомо выходит за рамки геофизических методов.

² В настоящее время еще не приходится говорить о формационной теории как об едином геологическом учении. Существует несколько научных направлений (парагенетическое, генетическое, стратиграфическое и пр.) со своей понятийной базой, разной методологией, терминологией, критериями выделения формаций. Даже в рамках одного направления формационные объекты имеют разную масштабность.

Уровни организации геологических тел	Геологические дисциплины		Геофизические дисциплины		Сейсмические дисциплины	
	Вещественный аспект	Структурный аспект	Вещественный аспект	Структурный аспект	Вещественный аспект	Структурный аспект
Минералы	Минералогия	Кристаллография	—	—	—	—
Породы	Литология	Структурный анализ	Петрофизика	—	—	—
	Петрология	Тектурный анализ				
Геоформации	Теория формаций, формационный анализ	Тектоника формаций, литмология	Структурно-формационная геофизика		Структурно-формационная сейсморазведка	
			Формационная геофизика	Структурная геофизика	Сейсμοформационный анализ	Сейсмомолитмология
Геокомплексы		Тектоника геокомплексов Литмология	Региональная геофизика		То же	Сейсмотектоника
Геоосферы	—	Тектоника геоосфер	Геоосферная (литосферная) геофизика		Сейсмология	

Примечание. Пропуски в таблице отвечают несложившимся пока геолого-геофизическим дисциплинам. В таблицу внесены только статические системы и соответствующие им методы. В некоторых дисциплинах вещественный и структурный аспекты не разделяются.

свиты, отложения) парагенетически связаны друг с другом как в латеральных, так и в вертикальном направлениях. Приведенное определение легло в основу естественного (парагенетического) подхода к выделению ФО. Согласно этому подходу ФО есть не что иное как реально существующие геологические тела наподобие минералов и пород, в естественную характеристику которых входят размер, форма, характер контактов, внутреннее строение, вещественный состав, соотношение с другими телами и т. д.¹

¹ Можно лишь удивляться прозорливости Н. С. Шатского и Н. П. Хераскова, обосновавших естественный подход в то время, когда не существовало еще эффективного метода для его реализации. Таким методом является современная сейсморазведка.

Существенно, что традиционный геологический (индуктивный) путь изучения ФО берет начало от породно-литологических свойств объектов через их стратиграфическую привязку – к фаціальным особенностям, и, наконец, от них через обобщение данных – к формациям.

В отличие от этого естественный подход базируется на выделении ФО как эмпирических объектов и на последовательном (дедуктивном) изучении от более крупных – к более мелким рангам и масштабам¹ ФО с определением их структурно-вещественных свойств и генезиса. В СФИ естественный подход реализован наиболее полно и последовательно, так как именно сейсморазведка уже на первых этапах дает целостные отображения ФО разного масштаба и ранга. Выделение и картирование сейсмоформационных объектов (СФО) как сейсмических отображений естественных геологических тел надпородного уровня осуществляется на основе комплекса сейсмических (кинематических, динамических, структурных и эффективных физических) характеристик, установления их взаимосвязей и построения соответствующих сейсмоформационных моделей интерпретации.

1.1.3. Иерархия сейсмоформационных объектов

Установлены отчетливое соответствие и глубокая причинная взаимосвязь различных модификаций сейсмических методов с выделенными и иерархизированными ФО. Ранги и масштабы ФО согласованы с задачами и детальностью работ, с реализуемой разрешающей способностью сейсморазведки. Сейсморазведка разного разрешения изучает ФО разного ранга и масштаба. При этом главным параметром, определяющим основные модификации сейсморазведки, является используемый диапазон частот сейсмических колебаний.

На основании накопленного опыта и обобщения результатов структурно-формационной интерпретации сейсмических данных составлена ранговая классификация СФО, увязанная с традиционными геологическими методами (табл. 2).

Существенно, что иерархия, которую составляют ФО, является дискретной. В ней представлены лишь определенные (разрешенные) ранги и масштабы ФО, которые могут быть установлены экспериментально: последовательным многозвенным разбиением того или иного геофизического (параметрического) отображения разреза, разложением этих отображений линейным или нелинейным, методами спектрально-временного анализа и т. п.

На рис. 1 представлена эмпирическая (по данным ГИС) кумулятивная кривая распределения элементов разреза различной мощности [11]. Здесь N – общее число элементов, n_i – текущее число элементов, по протяженности меньших l .

¹ Ранг – это категория, разряд геологических тел надпородного уровня. Ранг отражает место, положение формационных объектов на иерархической лестнице [41]. Масштаб – это размерность, величина объекта в каких-либо единицах измерения (толщины или мощности, объема). Естественные ассоциации горных пород различного ранга, в том числе формации и формационные комплексы, не являются стратиграфическими подразделениями, хотя и занимают определенное место в региональных и общих стратиграфических шкалах.

Геоформационное подразделение	Толщина, м	Сейсмоформационное подразделение	Используемый частотный диапазон, Гц	Модификации сейсморазведки
Формационная система (ФС)	2000–10 000	Сейсмоформационная система (СФС)	0–10	ГСЗ, МОВЗ, КМПВ
Формационный комплекс (ФК)	400–3000	Сейсмоформационный комплекс (СФК)	0–25	ГСЗ, МОВЗ, КМПВ, МОГТ
Формация (Ф) Субформация (Субф)	40–2000 20–200	Сейсμοформация (СФ) Сейсмособформация (ССФ)	10–50 10–100	МОГТ, ВРС, МОГТ
Крупная породная ассоциация (КПА) Мелкая породная ассоциация (МПА)	10–40 1–10	Крупная сейсмоассоциация (КСА) Мелкая сейсмоассоциация (МСА)	10–200 10–500	ВРС, МОГТ, ВСП Инженерная рудная сейсмика, сейсмоакустика

Полученное распределение – это кусочно-постоянная монотонно убывающая функция. Уменьшение ее значений скачкообразно: короткие интервалы быстрого падения сменяются длинными интервалами постоянства. Эти последние обусловлены отсутствием в разрезе ФО соответствующих размеров. Таким образом удастся не только выявить имеющиеся в исследуемом разрезе ФО, но и установить их ранги и масштабы. При этом чем ярче выражена ступенчатость кривой n_i/N , тем более организована исходная геофизическая кривая. В данном случае организованность понимается как свойство функции большого числа переменных быть описанной небольшим числом параметров [11].

Свойство организованности геологических разрезов, установленное к настоящему времени по большому количеству измерений в скважинах (ГИС) согласуется с другими результатами известных экспериментальных исследований: естественной кусковатостью горных пород и пород-

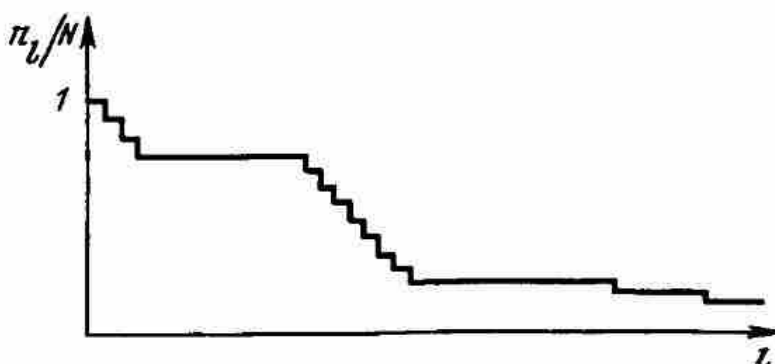


Рис. 1. Кумулятивная эмпирическая (по данным ГИС) кривая распределения элементов разреза различной мощности (масштаба)

ных ассоциаций (по М. А. Садовскому), с дискретностью природных систем существенно разных масштабов (по В. Д. Наливкину), с существующими дискретными шкалами седиментационной цикличности (по Ю. Н. Карогодину и А. А. Трофимуку) и др. Иными словами, можно констатировать, что выявленная закономерность является фундаментальной.

1.1.4. Циклические сейсмоформационные объекты

В геологической науке изучение закономерностей распределения, типов и генезиса слоистости отложений осуществляется в рамках теории седиментационной цикличности [17]. Быстрый прогресс в этой области¹ привел к созданию самостоятельной научной дисциплины – литмологии [18]. Объектами литмологии являются породно-слоевые ассоциации (ПСА) различного ранга. В зависимости от особенностей строения и принципов выделения различают:

номиналит – синоним формационного объекта, выделяемый по структурно-вещественным признакам;

литмит – любая ПСА, выделенная по любым интересующим исследователя признакам (термин лег в основу названия научной дисциплины);

циклит – ПСА, отличающиеся от литмита тем, что выделяется лишь по тем признакам, которые позволяют установить связь элементов во времени их образования, непрерывность их следования, выявить целостную (прежде всего во времени) слоевую систему. Такого рода систему, выделенную по сейсмическим данным, называют сейсмоциклитом (СМЦ) [18].

Устанавливается однозначная связь между сейсмолитмологическими и сейсмоформационными объектами:

Сейсмолитмологические	Сейсмоформационные
Тригальсейсмоциклит (ТРСЦ), гальсейсмоциклит (ГСЦ)	Сейсмоформационная система (СФС)
Нексосейсмоциклит (НСЦ)	Сейсмоформационный комплекс (СФК)
Регосейсмоциклит (РСЦ)	Сейсмоформация (СФ)
Субрегосейсмоциклит (СРСЦ)	Сейсмособформация (ССФ)
Темсейсмоциклит (ТСЦ)	Крупная сейсмоассоциация (КСА)
Элсейсмоциклит (ЭСЦ)	Мелкая сейсмоассоциация (МСА)

Таким образом сейсмолитмология (СЛЛ) – одно из направлений структурно-формационной интерпретации, комплексная методика изучения формационных объектов с циклической седиментацией (т.е. так называемых наложенных ФО, главным образом осадочного происхождения).

1.1.5. Индексация сейсмоформационных и формационных объектов

В настоящее время основными результативными документами сейсморазведки являются временные и производные от них динамические, в том числе мигрированные разрезы, которые в той или иной мере

¹ Этот прогресс связан прежде всего с работами Ю. Н. Карогодина, А. А. Трофимука, С. Л. Афанасьева и др. Последующее изложение вопросов по СЛЛ в этой книге базируется в основном на работах этих авторов.

отображают исследуемые геологические разрезы. Выделение при СФИ формационных объектов разного ранга и масштаба требует введения индексации сейсмических и геологических объектов. Индексация с использованием заглавных и строчных букв русского алфавита введена нами исходя из известных указаний Н. С. Шатского о применении для обозначения формаций русского алфавита в международном масштабе [44].

В результате сейсмоформационного анализа и прогнозирования устанавливаются структурно-вещественные (парагенетические) свойства ФО и их генезис. Соответствующие данные указывают нижним и верхним индексами к выделенному рангу ФО (строчными буквами). Стратиграфическая идентификация выделенного объекта может быть показана в скобках (латинскими буквами), например: $S\Phi_{\text{карб}}^{\text{б.оп}}$ (C_2) – карбонатная субформация барьерной органогенной постройки (ОП) среднего карбона.

Учитывая, что современная сейсморазведка становится мощным средством изучения формаций нефтегазоносных бассейнов, следует рекомендовать широкое использование формационной индексации сейсмических и геологических разрезов наряду с традиционной стратиграфической привязкой отражающих горизонтов. В свое время Н. С. Шатский провозгласил, что «в дальнейшем наука будет применять не только индексы возраста, но и индексы формаций. Это будет изумительно интересная геология» [44]. С развитием и внедрением СФИ такое время, по-видимому, настало.

1.2. СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ МОДЕЛИ

Для СФИ в сопоставлении с традиционными методами интерпретации характерно существенное увеличение числа типов используемых моделей и общей их совокупности.

1.2.1. Информационная схема структурно-формационной интерпретации

На рис. 2 представлена информационная схема СФИ, в которой выдержаны следующие основные принципы построения. Два ее основных яруса отражают соответственно решение прямых (верхний) и обратных (нижний) геолого-геофизических задач. В каждом ярусе показаны блоки двух типов: процессов решения задач и получаемых при этом результатов. Кардинальным является принцип обращения – каждой прямой задаче есть обращенный аналог – обратная задача. Этот принцип детерминирует и делает жесткой конструкцию схемы. Основные стадии решения обратных задач (препроцессинг, обработка, стадия ПГР, стадия СФИ) и соответствующие им стадии решения прямых задач выделены пунктиром. Соединение блоков получаемых результатов (жирные линии) отображает обязательное сопоставление экспериментальных и модельных материалов.

На схеме выделены стадии обработки (блоки *II* – *III*), геофизической (*IV* – *V*) и геологической (*I* – *III*) структурно-формационной интерпрета-

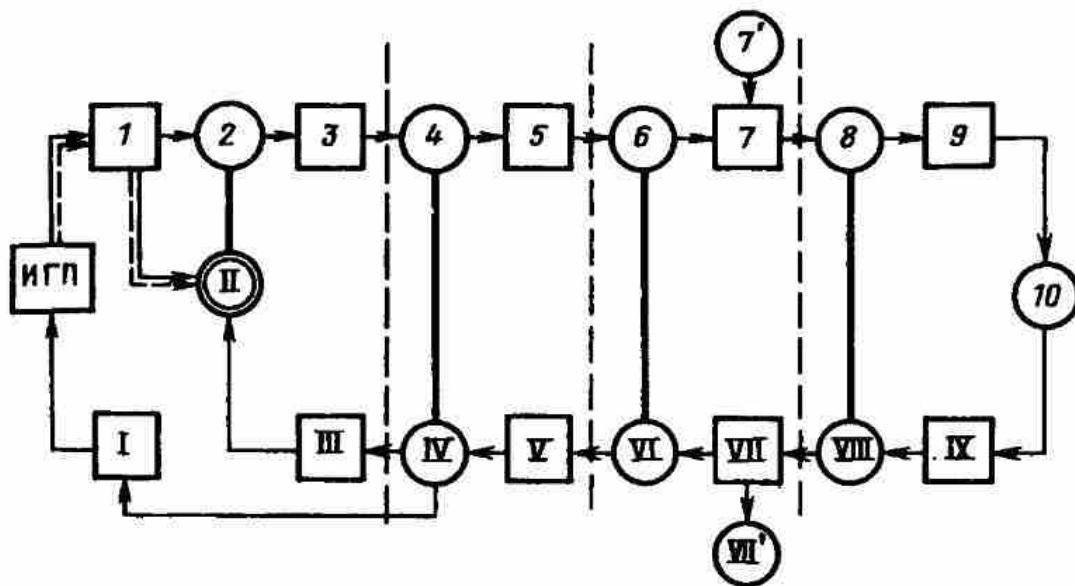


Рис. 2. Информационная схема решения прямых и обратных геолого-геофизических задач сейсморазведки.

ИГП — априорные историко-геологические, генетические представления об объекте; 1 — геологические процессы (геологическое моделирование); 2 — геологические тела ФО разного ранга и масштаба; 3 — формирование физических характеристик ФО (формирование ЭСФМ); 4 — физические модели (ЭСФМ); 5 — моделирование геофизических полей; 6 — сигнальные компоненты геофизических полей; 7 — формирование суммарного геофизического поля; 7' — мешающие компоненты геофизических полей; 8 — суммарное поле, измеряемое геофизическими методами; 9 — регистрация геофизических полей; 10 — экспериментальный материал, результат регистрации суммарного поля; IX — препроецирование, приведение материала к виду, удобному для последующих обработки и интерпретации; VIII — результат препроецирования, сформированный для обработки и интерпретации материала; VII — обработка и первичная интерпретация данных — разделение сигнальных и мешающих компонент поля, выделение сигналов, определение параметров поля; VII' — мешающие компоненты поля; VI — эффективные сигнальные компоненты после обработки; V — выделение формационных объектов и определение их эффективных параметров; IV — эффективная структурно-формационная геофизическая модель; III — прогнозирование эффективной структурно-формационной геологической (ГСФМ) модели; II — эффективная структурно-формационная геологическая модель; I — историко-геологические реконструкции

ции. На практике переход к конечному результату может осуществляться с различных стадий. Однако наиболее точные и надежные результаты можно получить только на основе реализации всей цепи преобразований, представленных на схеме.

Схема отображает возрастающую (по мере перехода от собственно геофизической и геолого-геофизической интерпретации) роль геофизического и геологического моделирования.

Центральным блоком СФИ является переход от формационных объектов, выявляемых по геофизическим данным, к их геологическим литолого-фациальным аналогам, к вещественному составу. Этот переход реализуется двумя путями:

непосредственным прогнозированием эффективной структурно-формационной геологической модели разреза по геофизическим данным (блоки III — II), надежность такого прогнозирования достаточна лишь при получении приближенных предварительных оценок;

опосредованно (блоки IV — I — I — II), через изучение условий седиментации и учет постседиментационных процессов, палеотектонический, палеофациальный и палеогеоморфологический анализы, на основе изучения седиментационной цикличности, привлечения приемов сейсмостратиграфии и т. п. Вовлечение в анализ априорных историко-геологических, генетических представлений об объектах существенно повышает

надежность прогнозирования. Решение всех указанных задач наиболее эффективно при комплексировании полевых геофизических методов и ГИС.

Реализованный в схеме принцип обращения позволяет сформулировать задачи отдельных этапов интерпретации в более явной форме. Так, этап палеореконокструкций (блок 1) по своему содержанию является обращением геологического моделирования (блок 1). Это не только проясняет содержание задачи, но и позволяет определить конкретные методы (в том числе реализуемые на ЭВМ) палеореконокструкций.

1.2.2. Соотношение геологических и сейсмических структурно-формационных моделей

Вновь обратимся к информационной схеме СФИ на рис. 2. Двигаясь слева направо по верхнему ярусу схемы (отображающему последовательный переход от геологического объекта к сейсмическому материалу), перечислим основные этапы решения прямых задач (моделирования).

Этап 1. На этом этапе реализуется переход от собственно геологических моделей (тектонических, седиментационных, литолого-фациальных и пр.) и соответствующих им характеристик к геологическим структурно-формационным моделям (ГСФМ). Смысл преобразования заключается прежде всего в структурировании геологических данных, в приведении их к виду иерархии ФО разного ранга и масштаба, а также в трансформации (интеграции, свертке) геологических характеристик в структурно-формационные характеристики ФО. Следует заметить, что на этом этапе неизбежно как статическое моделирование собственно ФО, так и динамическое моделирование геологических процессов их формирования. Соответственно придется различать статические и динамические ГСФМ.

Этап 2. Задача на этом этапе заключается в формировании на основе ГСФМ эффективных формационно-физических (формационно-акустических) моделей (ЭФМ). Эти модели при СФИ приходят на смену петрофизическим моделям. Они отличаются от последних тем, что аккумулируют физические (сейсмоформационные) характеристики геологических тел надпородного (формационного) уровня организации. Это означает необходимость учета парагенетических и генетических факторов, т. е. процессов формирования ФО. Таким образом, и на этом этапе средства геологического моделирования играют большую роль.

Этап 3. Основное содержание этапа – формирование эффективных сейсмоформационных моделей (ЭСФМ). В отличие от предыдущих моделей в ЭСФМ учитывается уже специфика сейсмических исследований: характер решаемых задач, разрешающая способность метода, применяемая методика и т. п. Очевидно, что при построении ЭСФМ одним из важнейших средств становится уже сейсмическое моделирование волновых полей.

Этап 4. На этом этапе выполняется собственно сейсмо моделирование с получением различных видов модельных волновых полей, сопоставляемых в дальнейшем с экспериментальными.

1.2.3. Синтез геологических структурно-формационных моделей

При построении геологических структурно-формационных моделей (ГСФМ) в подавляющем большинстве случаев геологии используют так называемое «мысленное моделирование», состоящее из дедуктивного обоснования (вытекающего из индуктивного построения теории или концептуальной модели). Однако, учитывая множество факторов (геологических процессов, агентов), приходится констатировать, что любая теория, представляющая собой попытку объяснить поведение природной системы, имеет тенденцию к усложнению. Логические действия с ней путем непосредственного осмысления становятся затруднительными или невозможными.

Как и в других сферах деятельности, здесь на помощь интерпретатору должна придти ЭВМ. Моделирование на ЭВМ в принципе позволяет устранить многие из трудностей, связанных с многомерностью и сложностью задачи. Формирование без геолого-геофизических данных, моделирование множества процессов и факторов в виде неограниченного набора процедур, увязанных в систему, возможности компиляции из этих процедур любых последовательностей (графов), отвечающих реальным геологическим ситуациям (статическим и ретроспективным) – вот далеко не полный перечень возможностей моделирования в системе интерпретатор – ЭВМ¹.

Математические ГСФМ можно разделить на детерминированные, вероятностные, адаптивные, алгоритмические и пр. Каждый из этих типов в свою очередь можно подразделить на статические, динамические, ретроспективные, а также комбинированные (смешанные).

Детерминированными называют модели, в которых отсутствуют компоненты, учитывающие случайные воздействия. Напротив, в вероятностных (стохастических) моделях всегда существует неопределенность и их состояние в любой последующий момент времени нельзя предсказать точно в связи с наличием одной или более случайных компонент. Многие детерминированные модели можно рассматривать как частные случаи стохастических моделей. Основные особенности адаптивного (как правило, также вероятностного) моделирования сводятся к следующему: расширяется число рассматриваемых параметров, характеризующих неопределенность исходной ситуации, при этом априорные распределения искомым и мешающих параметров заменяют эмпирическими оценками (по экспериментальному материалу). Широко используют стохастические итерационные методы [30].

Главные перспективы дальнейшего развития методов синтеза ГСФМ на ЭВМ связано с совершенствованием алгоритмического подхода. Реализация этого подхода предполагает наличие достаточного набора элементарных модулей – достаточного базиса для поэлементного описания отдельных геологических процессов, априори известных алгоритмов композиции из этих модулей упрощенных моделей, максимально отвечающих протекающим в реальности геологическим процессам.

¹ Разработка пакета геологического моделирования ведется в рамках отраслевой системы ГЕОПАК [14].

Предположим, что имеется алгоритм, по которому может быть синтезирована геологическая ситуация, адекватная наблюдаемой (экспериментальной). Такой алгоритм и принимается в качестве модели соответствующего геологического процесса (или их совокупности). Именно такие модели и будем в дальнейшем называть алгоритмическими. Интересно заметить, что структура алгоритмических моделей одинакова и для статических, и для динамических (ретроспективных) ГСФМ.

Алгоритмическое моделирование – едва ли ни единственный подход, в рамках которого появляется возможность систематизировать существующие разнородные теоретические, эмпирические и эвристические связи, используемые в геологии. Эта разнородность исходных посылок и связей не может быть преодолена путем построения единого теоретического (аналитического) аппарата геологического моделирования. Между тем, алгоритмический подход одинаково приспособлен к включению всех видов связей на единой конструктивно-модульной основе. Сверх того, он позволяет осуществлять постоянное накопление эвристически установленных связей, систематизировать и обобщать геологические сведения в базах данных на ЭВМ и т. п.

Построение ГСФМ не будет формализовано полностью. Задача состоит в оптимизации функционирования системы интерпретатор – ЭВМ. В этой системе постепенно будет расширяться «область действия» ЭВМ, т. е. использования ЭВМ не только как мощного средства вычислений и собственно моделирования, но и как средства для количественной оптимизации, как накопителя коллективного опыта геологического моделирования и интерпретации.

1.2.4. Синтез эффективных сейсмоформационных моделей

Истоками концепции эффективных сейсмоформационных моделей (ЭСФМ) являются традиционные представления о моделях сейсмического волнового поля, развитые в работах советских и зарубежных специалистов-сейсморазведчиков [27], важнейшие из них:

исследования в области ЭСМ [27], интегрировавшие представления о переходе от петрофизических к эффективным сейсмическим моделям. При этом содержание термина «эффективность» понимается как весьма широкое, включающее и неизбежное загроуление исходных моделей с учетом детальности сейсморазведки, и особенности самого сейсмического процесса, приводящего к специфическим особенностям регистрируемого волнового поля, и необходимые оценки подобия экспериментальных и модельных материалов. Особенно важным для ЭСФМ является впервые реализованное в методе ЭСМ описание реальных полей набором (множеством) реализаций, только лишь совокупность которых адекватно отражает основные особенности реального волнового поля;

исследования волновых полей, регистрируемых при изучении сейсморазведкой тонкослоистых сред [5]. В результате многочисленных работ в этой области изучены вопросы образования, распространения и регистрации волн, отраженных (а также проходящих в др.) от однородных и неоднородных тонких слоев и тонкослоистых пачек в различных сейсмогеологических условиях. Тем самым был создан фундамент для изучения сейсмических сигналов, обусловленных надпородными ФО и их

границами, коэффициенты отражения от которых в общем случае являются частотнозависимыми;

исследования методами регулируемого направленного приема (РНП) и многоволновой сейсморазведки (МВС) [34, 37], в которых впервые и в очень широких масштабах начали применять разночастотное профилирование – как путь к изучению геологических объектов разного масштаба и ранга, как путь для более детального анализа исследуемого разреза;

исследования разрешающей способности сейсморазведки как по времени (вертикали), так и по латерали (горизонталы) [33, 37]. На результатах этих исследований базируются используемые в ЭСФМ представления о соотношениях масштабов и рангов ФО с разрешающей способностью сейсмических методов и модификаций.

В настоящее время алгоритмическое, программное и технологическое обеспечения для построения ЭСФМ находятся в стадии разработки и опробования¹. В связи с этим пока что используют традиционные средства сейсмомоделирования, адаптируемые применительно к задачам построения ЭСФМ на основе соответствующих методик.

Главная особенность ЭСФМ заключается в том, что для отображения основных структурно-вещественных характеристик ГСФМ она строится в виде совокупности ФО различного ранга и масштаба (рис. 3). Эта специфика ЭСФМ должна быть отображена и при ее параметриза-

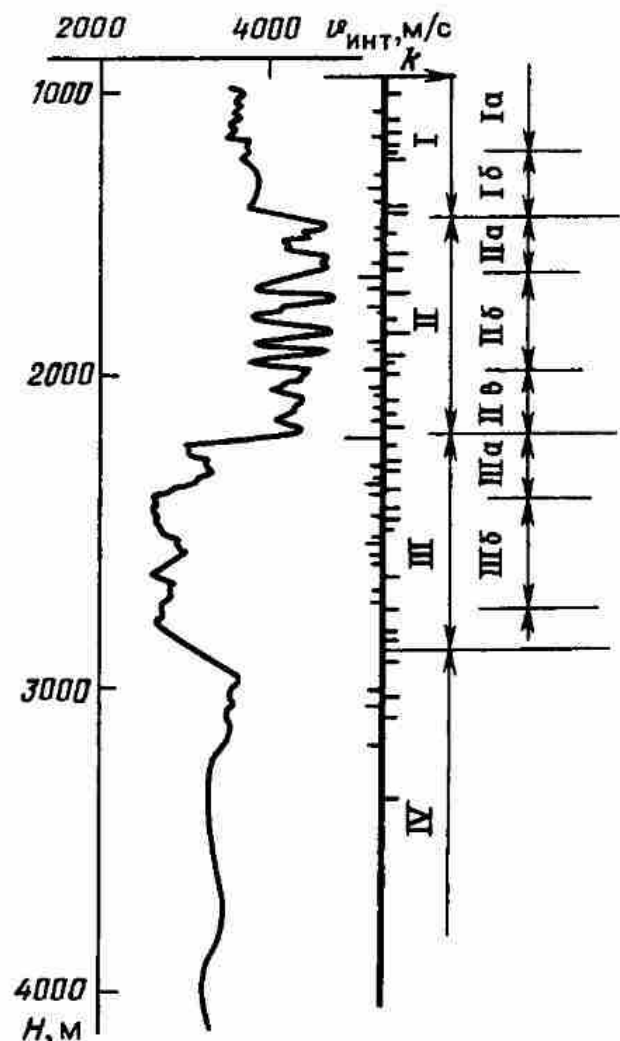


Рис. 3. Одномерная ЭСФМ по данным АК.

Формационные комплексы: I моноциклический, среднескоростной, слабодифференцированный, II полициклический, высокоскоростной, сильно дифференцированный, относительно тонкослоистый, III полициклический, низкоскоростной, сравнительно толстослоистый, со средней дифференциацией; IV моноциклический, толстослоистый, среднескоростной, слабодифференцированный. Формации: Ia относительно более тонкослоистая часть комплекса I, Ib квазисреднеслоистая часть комплекса I; IIa, IIb относительно среднеслоистые с пониженной скоростной дифференциацией части комплекса II, IIb наиболее сильно дифференцированная толстослоистая циклическая часть комплекса II; IIIa градиентная с повышенной скоростью переходная часть комплекса III, IIIb полициклическая низкоскоростная часть комплекса III

¹ В рамках отраслевой системы ГЕОПАК разрабатывается пакет ЭСФМ.

ции (см. раздел 1.3, а также гл. 2 и 5). В данном случае при построении одномерной ЭСФМ (по данным АК) использованы параметры: модули коэффициентов отражения $|k|$ и их стандартные отклонения σ_k ; Ω – характеристика частоты следования (плотности потока, скважности, цикличности) коэффициентов k по глубине и ее стандартные отклонения σ_Ω .

При переходе к ЭСФМ, учитывающим ограниченность спектра сейсмических колебаний и соответственно разрешающую способность сейсморазведки, импульсная сейсмограмма также становится эффективной, т.е. большинство коэффициентов отражения отвечает совокупностям коэффициентов исходной акустической модели.

В связи с этим в отличие от общепринятого описания сейсмической трассы в виде

$$y(t) = \sum_i s(\tau) k_i \delta(t - \tau_i) + \xi(t) \quad (1.1)$$

[$s(\tau)$ – форма сейсмического импульса; $\delta(t - \tau_i)$ – дельта-функция; τ_i – временное положение k_i ; $\xi(t)$ – шумовая компонента] реализуется следующий вид одномерной сейсμοформационной модели сейсмической трассы:

$$y(t, f) = \sum_j \sum_i s(\tau) K_i(f_j) \delta[t - \tau_i(f_j)] + \xi_j(t), \quad (1.2)$$

главное отличие которой от (1.1) состоит в частотной зависимости каждого из коэффициентов отражения и всей эффективной импульсной сейсмограммы в целом. Именно это, на первый взгляд не очень существенное, усложнение модели ведет к качественным изменениям представлений о формировании сейсмической записи, отвечающих формационному подходу.

1. При изменении спектра сейсмического импульса $s(\tau)$ в рамках модели (1.1) меняется лишь характер интерференции, обусловленной неизменной импульсной сейсмограммой $k_i \delta(t - \tau_i)$. В ЭСФМ изменению $s(\tau)$ отвечает и трансформация импульсной трассы частотнозависимых коэффициентов отражения $K_i(f_j) \delta[t - \tau_i(f_j)]$. Поэтому при СФИ существенно большее значение приобретает разночастотный анализ записей.

2. В отличие от (1.1) эффективная мощность слоев $h_{эф}$ становится зависимой от используемого частотного диапазона.

3. Коль скоро вместо скалярных величин h вводится функция $h(f)$, частотнозависимыми становятся также и основные параметры разреза $v(f)$ и $\rho(f)$ вследствие зависимости их аппроксимации (усреднения) от эффективных значений $h_{эф}$.

4. Каждому фиксированному (и достаточно узкому) частотному диапазону соответствует своя импульсная сейсмограмма. Причем их различия даже для соседних частотных интервалов при определенном строении исследуемого разреза могут быть существенными.

5. При введении зависимости $K(f)$ не могут быть использованы способы определения поглощения в среде $\alpha(f)$, основанные на представлении о частотной независимости коэффициентов отражения.

6. При изучении ФО отнюдь не адекватными и не заменяющими друг друга оказываются способы их анализа в широком частотном диапазоне (высокоразрешающая сейсморазведка с использованием различных ме-

тодов деконволюции) и последовательного анализа локальных частотных интервалов.

Перечень важных следствий из принятого усложнения модели может быть, разумеется, расширен (см. гл. 4). Но это лишь первый шаг построения одномерной ЭСФМ с учетом коррелированности структурно-формационных свойств по вертикали. При переходе к двумерным и трехмерным ЭСФМ требуется дополнительный учет пространственной коррелированности этих свойств.

Таким образом, отличия ЭСФМ от традиционных моделей проявляется в следующем. Представление исследуемого разреза в виде иерархической и упорядоченной последовательности ФО, характеризующихся определенной степенью однородности, а также перерывов осадконакопления соответствующих ФО масштабов и рангов – ведет к отказу от аппроксимации импульсных сейсмических трасс случайными последовательностями коэффициентов отражения, описываемыми теми или иными статистическими распределениями. Рассмотрение ФО как породно-слоевых ассоциаций (ПСА) обуславливает необходимость принятия частотной зависимости коэффициентов отражения и исследования этих зависимостей. Учет цикличности седиментации и аппроксимация разреза последовательностью циклитов ведет к формированию новых циклических моделей сейсмических записей, отличающихся специфическими спектрально-временными характеристиками.

1.3. МЕТОДОЛОГИЯ

Принципы СФИ и особенности структурно-формационных моделей непосредственным образом определяют изменения алгоритмических, программных, методических и технологических средств, используемых на всех стадиях сейсморазведочного процесса:

на стадии полевых наблюдений – это проектирование систем наблюдений и применение методических приемов, направленных на оптимизацию выделения целевых ФО определенных рангов и масштабов, внешней и внутренней структуры, вещественного состава;

на стадии обработки – это пересмотр принципов построения практически всех используемых на практике процедур на базе структурно-формационных моделей: регулировки амплитуд и ввода кинематических поправок с учетом временных масштабов ФО, обратной и корректирующей фильтраций с учетом циклической структуры и иерархии ФО, многоканальных фильтраций, включая когерентные фильтры, миграцию и т. п., – с учетом объемной морфологии ФО и их внутренней структуры, способов отображения структурно-формационных разрезов, карт и блок-диаграмм и т. п.;

на стадии геолого-геофизической интерпретации сейсмических данных определяется целая гамма приемов и способов, учитывающих особенности структурно-формационных моделей. Так, на этапах выделения (обнаружения) ФО могут быть использованы: детерминистические методы выделения ФО заданной структуры путем разнообразных видов линейной и нелинейной фильтраций; статистические способы выделения ФО на принципах однородности изучаемых объектов; методы распозна-

вания ФО как на основе обучения по эталонам (например, по скважинным данным), так и в варианте без обучения (кластерный анализ). Наряду с перечисленными методами структурно-формационного анализа (СФА), математическое содержание которых хорошо известно, появились и новые специализированные способы выделения ФО, основанные на их моделях, в том числе методы, основанные на теории цепей Маркова, теории нечетких множеств, стохастической аппроксимации и др. Среди них важнейшее место заняли способы спектрально-временного анализа (СВАН) в различных модификациях;

на стадии сейсмоформационного прогнозирования (СФП) – методы геологического моделирования процессов формирования ФО разного ранга и масштаба, а также процессов их конседиментационного и постседиментационного преобразования (дислокаций, деформаций и пр.). На этой основе получены первые примеры количественной оценки темпов и режимов денудации и сноса, тектонического прогибания, осадконакопления, типов осадочных толщ (трансгрессивных и регрессивных) и т. п.

Следует заметить, что информационная схема СФИ (см. рис. 2) практически отвечает любому из геофизических методов (с незначительными модификациями и уточнениями). Поэтому на основе методологии СФИ можно сформулировать новые принципы комплексирования геофизических методов (подробнее см. в гл. 6):

принцип единства объекта, в соответствии с которым комплексирование методов осуществляется применительно к ФО единого масштаба и ранга;

принцип приведения к единому масштабу, по которому этому приведению всегда подлежат данные более детального метода;

принцип полноты результата, в соответствии с которым в результате комплексирования изучают все ранги и масштабы ФО, охватываемые совокупностью комплекслируемых методов, и др.

1.3.1. Данные и параметры, используемые при структурно-формационной интерпретации

Увеличение объема информации, извлекаемой при СФИ из сейсмических данных, предполагает соответствующее увеличение объемов априорной информации, используемой при интерпретации. Наряду с обычными сведениями при СФИ требуются:

данные ГИС, включая АК и ГК, а также сейсмических наблюдений ВСП;

сопутствующие данные по несейсмическим методам разведки;

существенно расширенные данные о закономерностях геологического строения исследуемого разреза и соответствующего ему региона: по палеотектонике, палеогеографии, палеогеоморфологии, стратиграфии, литолого-фациальному составу отложений, по выделяемым (ранес) в регионе формациям, их вещественному составу и внутренней структуре, по типам предполагаемых ловушек, характерных для региона, и т. п. В качестве априорной информации при СФИ используют также данные,

полученные на стадиях обработки и геофизической интерпретации материалов сейсморазведки.

Основным используемым при СФИ видам данных (временные, мигрированные и динамические разрезы, разрезы мгновенных амплитуд, частот, фаз, псевдоакустические разрезы, разрезы эффективных коэффициентов отражения) соответствуют основополагающие структурно-формационные волновые и эффективные параметры: a – амплитуды (мгновенные, интервальные, интегральные); f – частоты (мгновенные, средневзвешенные, интегральные); $|k|$ – эффективные коэффициенты отражения (РЕАПАК, ЭПМ [2, 12]); v – скоростные характеристики (интегральные, дифференциальные); Ω_i – частота (скважность) отражений (количество отражений в единицу времени).

В связи с оценками изменения свойств ФО и их однородности добавляются da/dt , da/dx , df/dt , ... – градиенты; σ_a , σ_f , σ_k , ... – средние квадратические значения; σ_a/\bar{a} , σ_f/\bar{f} , σ_k/\bar{k} , ... – коэффициенты вариации соответствующих параметров.

Указанные параметры систематизируют (структурируют) в соответствии с априори известными сведениями о формациях, формационных комплексах и системах, выделяемых в изучаемом разрезе. В результате формируется набор (банк) формационных признаков, свойственных той или иной формации (комплексу, системе), который является паспортом ФО и одновременно основой для их выделения на этапах СФИ.

1.3.2. Граф структурно-формационной интерпретации

Многоэтапный и итеративный процесс СФИ включает следующие основные этапы.

Сейсмоформационный анализ (парагенетическая стадия). Этап 1. Общий анализ сейсмических разрезов: временных, мигрированных, при различных фильтрациях. Цель анализа – визуальное выделение однородных зон и интервалов разреза (в масштабе формационных комплексов) как по вертикали, так и по латерали, разбиение разреза на эти зоны, выявление целевой зоны – основного объекта интерпретации. На рис. 4 приводится пример качественного выделения сейсмоформационных комплексов (СФК).

Этап 2. Вертикальный структурно-формационный анализ (ВСФА). На этом этапе осуществляется переход к количественному определению структурно-формационных параметров и выделению по ним СФК. Далее систематизируют волновые (кинематические и динамические) параметры и эффективные параметры разреза (структурные и вещественные) в пределах выделенных СФ. Усреднение параметров в пределах СФК выполняется одновременно с уточнением их границ.

Этап 3. Горизонтальный (латеральный) структурно-формационный анализ (ГСФА). Этап включает:

сопоставление результатов ВСФА на соседних участках сейсмического профиля, отождествление выявленных СФК, их трассирование;

горизонтальный анализ по каждому из СФК всех параметров, измеренных на предыдущем этапе, выделение областей латеральных замещений, смены ритмов, цикличности, интенсивности записи, частоты и др., уточнение границ СФК по вертикали и по латерали;

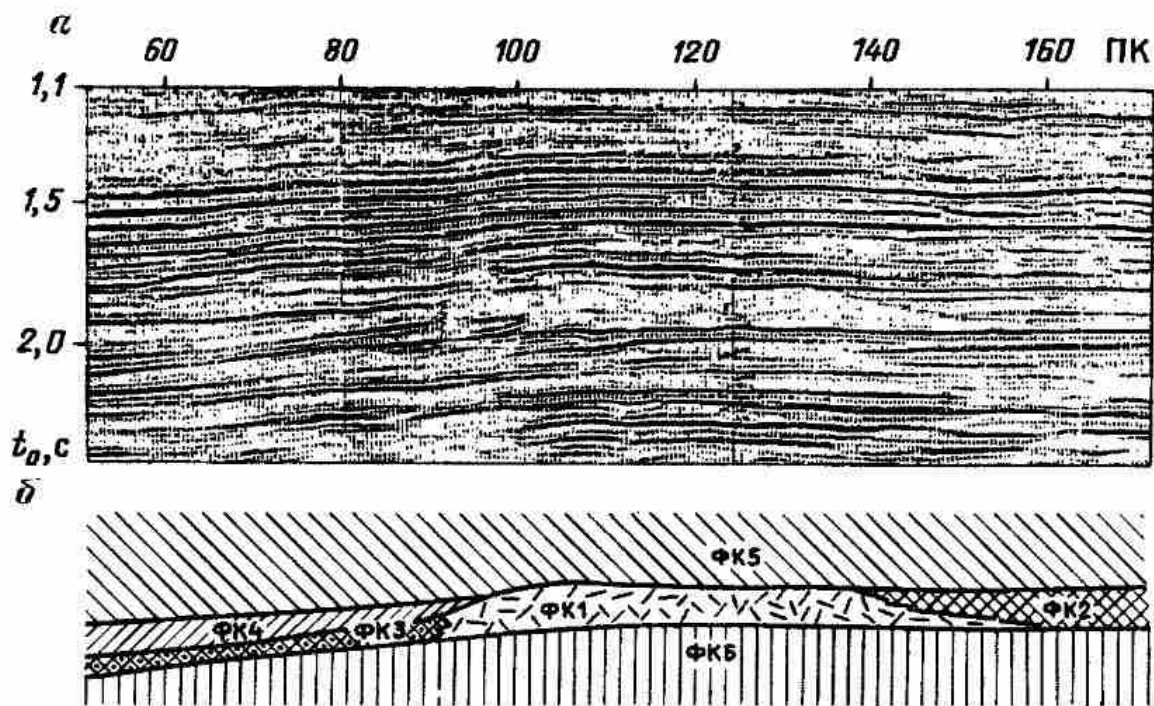


Рис. 4. Качественное (визуальное) выделение СФК на временном разрезе ОГТ с сохранением амплитуд в зоне барьерной органогенной постройки (Харьгинская площадь, по данным ПГО «Печорагеофизика»):

a динамический временной разрез ОГТ; *б* интерпрегационная модель с указанием формационных комплексов: ФК1 – квазиоднородное тело барьерной ОП, ФК2 – среднеслоистые отложения тыловой зоны ОП, прилегающие встык к телу ОП, ФК3 – тонкослоистые одновозрастные (с ОП) отложения фронтальной зоны ОП, ФК4 – косослоистые с элементами примыкания и налегания отложения толщи компенсации, ФК5 – среднеслоистые, резкого чередования типов отложения покрывающей ОП толщи, ФК6 – квазиклиноформные отложения подстилающей ОП толщи

построение схем и карт (глубин, мощностей, параметрических карт) по целевым СФК с указанием основных свойственных им параметров.

Сейсмоформационное прогнозирование (генетическая стадия). Этап 4. Геологическая идентификация выделенных СФК. Этап включает: систематизацию и структурирование геолого-геофизических данных (бурения, ГИС, других геофизических методов) по выделенным на предыдущих этапах СФК, стратиграфическую привязку СФК;

определение по данным бурения и ГИС литолого-фациальных характеристик в интервалах разреза, соответствующих СФК;

палеогеографические, палеотектонические, палеогеоморфологические реконструкции по соответствующим СФК банкам сейсмоформационных параметров, составленным на этапе систематизации сейсмических данных;

геологическое моделирование процессов (седиментационных, постседиментационных, тектонических, с учетом литолого-фациальных условий), с получением геологических моделей выявленных СФК (рис. 5, *a*);

геосейсмическое моделирование волновых полей по полученным на предыдущей стадии геологическим моделям СФК, сопоставление модельных и экспериментальных волновых полей с итеративным уточнением геологической и сейсмогеологической моделей (рис. 5, *a*);

сопоставление прогнозных характеристик (по данным сейсморазведки) с имеющимися данными бурения и ГИС по выделенным СФК и принятие решений (идентификация комплекса). На этом этапе возможен

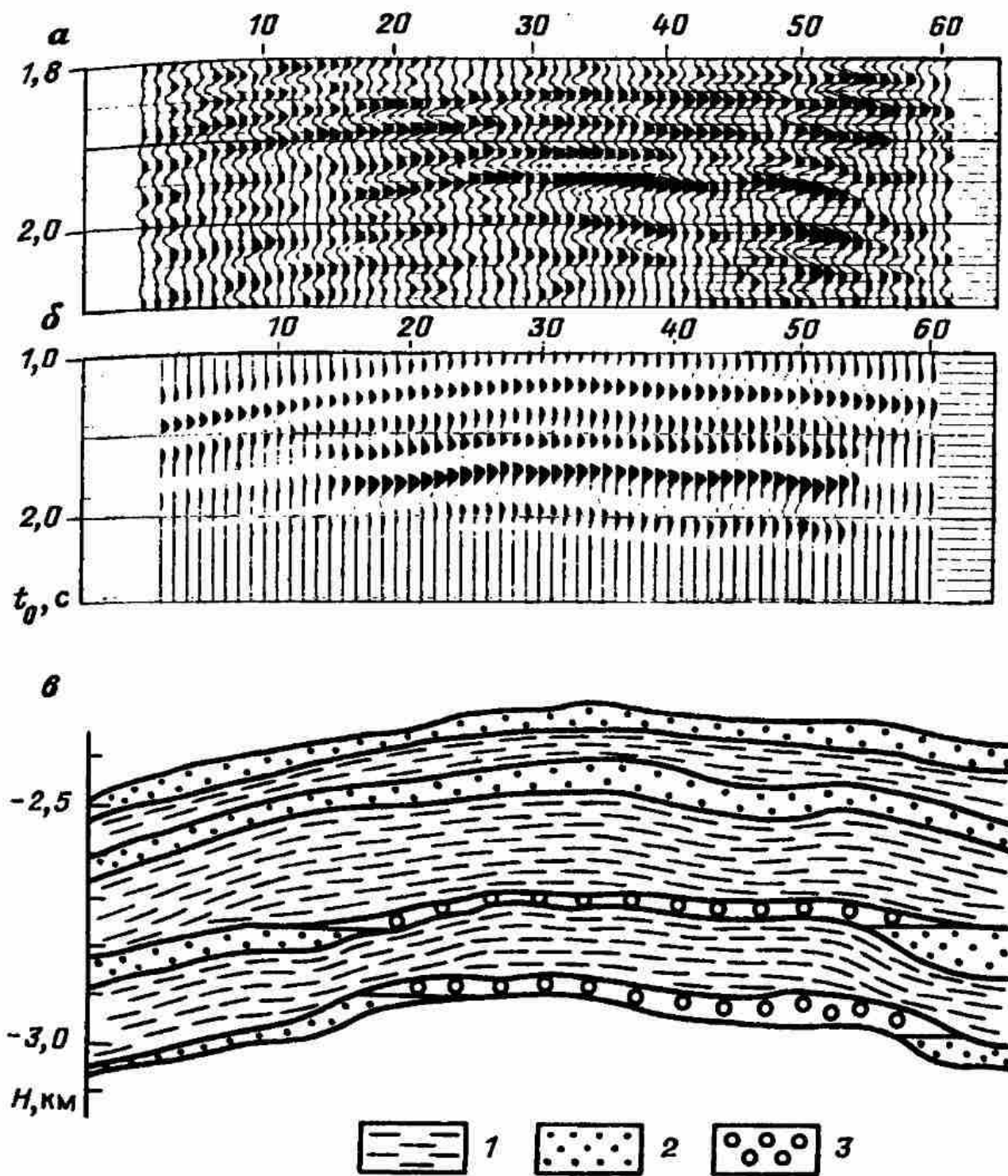


Рис. 5. Геологическое и геосейсмическое моделирование газоносного объекта, приуроченного к среднеслонистой песчано-глинистой субформации:

a экспериментальный временной разрез ОГТ; *b* синтетический временной разрез результат геосейсмического моделирования; *v* геологическая объектная модель субформации, полученная путем моделирования осадочнокопчения в мелководном эпиконтинентальном палеобассейне с конседиментационными и постседиментационными тектоническими колебательными движениями. 1 - глина; 2 - песчаник; 3 - газонасыщенный песчаник

возврат к предыдущим этапам с целью уточнения отдельных параметров, границ ФК, т. е. к этапам 2 и 3;

привязку локальных характеристик, свойственных выделенным ФК, к глобальному строению исследуемого региона с учетом региональных свойств каждого из ФК и их изменений.

Этап 5. Возврат к парагенетической стадии для более детального структурно-формационного анализа - переход к анализу сейсмоформа-

ций (СФ). Этот этап является фактически аналогом этапа 1, выполняемого теперь в рамках СФК, к которому приурочен целевой объект (интервал разреза, интересующий разведку, зона ловушки, область залежи и т. п.).

Последующие этапы (6–8) являются аналогами рассмотренных этапов 2–4, реализуемыми применительно к надпородным объектам меньшего масштаба и ранга (СФ, ССФ, КСА и МСА).

Основными результатами СФИ являются:

геоструктурные карты и разрезы, отображающие морфологию, внутреннюю структуру, стратиграфическую приуроченность, палеотектонические и палеофациальные особенности выявленных формационных объектов;

структурно-формационные карты, разрезы и блок-диаграммы, отображающие литолого-фациальный состав отложений, его изменения по профилям и по площади, области замещения и выклинивание ФО, прогнозные оценки коллекторских свойств, аномально высоких пластовых давлений (АВПД), буримости и т. п.;

модели типов ловушек, схемы зон генерации, путей миграции и местоскоплений УВ, прогнозные оценки контуров залежей и ожидаемых запасов углеводородов.

Совокупность указанных результативных материалов позволяет решить главную задачу СФИ – выполнить прогнозирование, поиски, разведку и ввод в эксплуатацию залежей УВ и других полезных ископаемых.

1.4. СООТНОШЕНИЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ С ДРУГИМИ НАПРАВЛЕНИЯМИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Цель любого направления в области геологической интерпретации состоит в использовании данных сейсморазведки и других геофизических методов при решении широкого круга задач геологии. Современная геологическая наука включает значительный комплекс дисциплин (тектонику, седиментологию и литологию, стратиграфию, формационный анализ и др.), имеющих свои объекты, модели и задачи.

Приложения геофизики и, в частности, сейсморазведки возможны, по-видимому, во всех указанных дисциплинах. Вполне очевидно, что любая из этих дисциплин не может полностью перекрывать область геологии (своего родового понятия). Но, значит, точно также и любое из направлений в интерпретации сейсмических данных (сеймотектоника, сеймостратиграфия, сейсмоформационный анализ и т. п.) не может претендовать на полный охват всех аспектов геологической интерпретации сейсмических данных.

Можно, разумеется, говорить о «сейсмогеологии». Этот термин уже употребляется в геолого-геофизической литературе (Р. Г. Гарецкий и др.). Однако он исходит, скорее, из цели, а не из концепции, модели и методов, на основе которых только и может развиваться конкретная методология интерпретации. Тем более, что концепции, как известно, не появляются на пустом месте. В их основе лежат традиции, история

развития той или иной области науки и практики. И коль скоро, например, различны традиции американской, с одной стороны, и отечественной и европейской, с другой, геологии – неизбежно будут различаться и подходы, концепции, используемые при построении методологии геологической интерпретации геофизических данных.

1.4.1. Структурная сейсморазведка

СФИ возникла в результате естественного развития методики интерпретации данных структурной сейсморазведки.

Сейсморазведку справедливо называют преимущественно структурным методом и потому, что структурные факторы в значительной мере определяют вид сейсмического поля, и потому, что эти факторы наилучшим образом (по крайней мере, из всех геолого-геофизических видов работ) можно изучить именно сейсморазведкой.

Широкое практическое использование структурной сейсморазведки как комплексной методики решения задач структурной геологии показало, что она ограничивается в основном изучением внешней структуры (морфологии) геологических тел, находящей отображение в рельефе (геометрии) прежде всего опорных сейсмических границ. При поисках и разведке залежей УВ, связанных с антиклинальными ловушками, такой подход был достаточно эффективен. Подобные задачи успешно решаются и сегодня. С переходом к поискам неантиклинальных ловушек УВ решение только структурных (морфологических) задач недостаточно.

Последующее развитие этого направления способствовало созданию учения о послонной зональности физических свойств изучаемых объектов и их связи со структурами [41]. Однако целенаправленное изучение внутреннего строения (внутренней структуры, вещественного состава и физических свойств) геологических тел выходит за рамки традиционных задач структурной геологии и составляет важнейшую задачу структурно-формационного анализа.

Эффективным средством для выявления тонкой внутренней структуры ФО являются методы сейсмолитологии (СЛЛ). Получаемую по результатам СЛЛ дополнительную геологическую информацию о типах седиментационной (и тектонической) цикличности ФО можно использовать на всех этапах и стадиях геологоразведочного процесса, во всех геологических дисциплинах. В стратиграфии – это расчленение, корреляция и стратификация формационных объектов (сейсмоциклитов – СМЦ) различного масштаба и ранга с учетом определяемых по геофизическим данным трансгрессивно-регрессивных циклов. В тектонике – это выделение структурных подразделений разреза разных рангов, установление связей структурообразующих движений с фазами крупных седиментационных циклов, обоснование выбора границ в разрезе для различных палеореконструкций и т. д. В оценке и прогнозировании нефтегазоносности – выделение наиболее перспективных интервалов разреза по установленным регрессивно-трансгрессивным зонам ФО, с учетом цикличности коллекторов и покрышек, с учетом зон перерывов (региональных), являющихся центральными магистралями латеральной миграции УВ и т. д. [17, 18].

К настоящему времени в рамках СФИ разработано несколько способов и методик визуального и автоматизированного (с использованием ЭВМ и интерактивных систем) выделения СМЦ. Все они базируются на спектрально-временном анализе (СВАН) сейсмических данных (см. гл. 5).

1.4.2. Литологическая сейсморазведка, прямые поиски и ПГР¹

В информационной схеме СФИ (см. рис. 2) эти направления являются фактическими реализациями прямого прогнозирования литологии и нефтегазоносности изучаемых разрезов [35]. Использование этих направлений геофизического прогнозирования сыграло важную положительную роль как в развитии методики сейсморазведки, так и при поисках УВ в некоторых районах с благоприятными условиями. Обобщение опыта применения этих средств показало, однако, что прямое прогнозирование не может быть повсеместно эффективным, универсальным, тем более единственным направлением в поисках и разведке УВ. Ограничения этого подхода обусловлены физико-геологическими основами геофизики и сейсморазведки.

Экспериментально и теоретически установлены значительные перекрытия физических свойств объектов разного литологического состава как при измерениях непосредственно в разрезе, так и при геофизических исследованиях. Прямые эффекты, связанные с залежами УВ (типа АТЗ), оказались весьма незначительными по величине. Их выявление на фоне аномалий (в том числе подобных АТЗ), связанных со многими другими факторами, является ненадежным, неоднозначным.

Вследствие этого в теории и практике поисков и разведки УВ геофизическими методами в настоящее время определилась следующая позиция: решение задачи должно основываться на опережающем изучении всего геологического разреза как совокупности геологических тел (ФО) разного масштаба и ранга, их морфологии и внутренней структуры, их генезиса (т. е. реализации блоков 1–3 и I–III схемы на рис. 2), и только на этой основе – на переходе к прогнозированию литологии и УВ.

В этой современной концепции прогнозирования существенно, что именно геологические тела надпородного уровня являются объектами сейсморазведки. Этот фундаментальный принцип определяет главное различие между структурно-формационным и литологическим, петрофизическим подходами, объектами которых является породный уровень организации вещества. Это отнюдь не означает, что в СФИ игнорируются результаты, получаемые в рамках таких направлений, как ПГР, включающих методы и приемы определения по сейсмическим записям эффективных параметров разреза, характеризующих физического состояние и детальную структуру изучаемых отложений. В той же мере при СФИ могут быть использованы и результаты исследований по прямым поискам, в частности, по методике «яркого пятна». Следует

¹ Можно говорить лишь о некотором соотношении СФИ как геолого-геофизической дисциплины с указанными направлениями, главным образом геофизического прогнозирования.

отметить, однако, что в рамках СФИ все указанные результаты получают свою специфическую интерпретацию, отвечающую основным принципам структурно-формационного подхода.

1.4.3. Сейсмостратиграфия

Как известно, сейсмостратиграфия (СС) базируется на трех основных видах анализа сейсмических данных [33]:

анализе сейсмического разреза и выделении седиментационных комплексов (главным образом по границам несогласий);

анализе и выделении сейсмофаций (в основном по геометрии рисунка отражений);

анализе относительных изменений регионального уровня моря и их увязке с глобальными циклами (по схемам налегания и прилегания в литоральных зонах палеобассейна).

Отличия структурно-формационного подхода, реализуемого при СФИ, отмечаются на всех указанных стадиях. При СФИ четко проявляется соответствие между целями и средствами сейсморазведки, с одной стороны, и ее объектами, с другой: сейсморазведка разного разрешения изучает формационные объекты разного ранга и масштаба.

В СС отказ от хорошо разработанного в геологии формационного подхода приводит к довольно расплывчатому понятию седиментационного комплекса, при определении которого иерархия (ранги и масштабы) объектов фактически игнорируются¹. Выделение комплексов в СС осуществляется по границам несогласия и сопоставляемым с ними (коррелируемым) согласным поверхностям. Это существенно ограничивает возможности выделения геологических объектов, поскольку такие несогласия могут быть выявлены по сейсмическим данным далеко не повсеместно. Например, в областях палеошельфов платформенных плит, имеющих самое широкое распространение, трудно рассчитывать на обнаружение по сейсмическим данным зон существенно несогласного залегания.

В СФИ выделение ФО осуществляется в соответствии с основополагающим парагенетическим принципом – по типам цикличности и слоистости, особенностям внутреннего строения и физических свойств отложений, отображающимся в комплексе волновых и структурно-формационных параметров, доставляемых сейсморазведкой. Именно определенная степень однородности комплекса структурно-вещественных параметров, свойственная исследуемым интервалам разреза, позволяет опознать эти интервалы как те или иные формационные объекты и установить границы между ними. Разумеется, в различных частных случаях эти границы могут устанавливаться по опорным отражающим горизонтам (если это не противоречит основному парагенетическому принципу), зонально прослеживаемым комплексам отражений, промежуточным

¹ Необходимо отметить, что несмотря на заявляемый авторами огромный диапазон размеров седиментационных комплексов от сантиметров до километров – основная направленность сейсмостратиграфии является региональной, что подкрепляется также основными примерами ее приложения к интерпретации региональных морских сейсмических исследований [33].

толщам, различным типам несогласного залегания и т.п. Ясно, что такой подход существенно расширяет возможности выделения ФО.

Используемый в СС термин «сейсмофация» представляется неудачным в первую очередь потому, что не отображает иерархию объектов¹.

В СФИ проводится анализ сейсмоформационных подразделений различного ранга и масштаба. При этом хорошо разработанные приемы СС по анализу внутренней структуры (главным образом по структурно-кинематическим параметрам) и соотношению СФО с границами СФО более крупных рангов могут быть использованы и в СФИ.

Реализуемая в сейсмостратиграфии привязка выделяемых седиментационных комплексов к глобальным уровням (циклам) моря, по-видимому, не столь актуальна при разведке на нефть и газ. Значительно более важным представляется соотношение существенно более дробных (меньшего ранга и масштаба) выделяемых подразделений разреза с общими и зональными стратиграфическими шкалами, т.е. реализация принципов зональной стратиграфии [41]. Эта задача и решается в СФИ на основе выделения трансгрессивных и регрессивных циклитов (ФО) разного масштаба и их трассирования по площади.

Кратко перечислим очевидные методологические ограничения СС:

это визуальная (качественная) методика, не направленная на получение количественных характеристик исследуемых объектов;

приемы СС как средства регионального прогноза не могут быть без существенного изменения перенесены на локальный прогноз объектов на стадиях поисков и разведки залежей УВ;

применение СС фактически не отразилось на развитии физических основ сейсморазведки: не появились новые сейсмогеологические модели, отражающие современные геологические представления об исследуемых объектах;

в СС отсутствует комплексирование геофизических методов – важнейший (и традиционный для отечественной геофизики) резерв повышения надежности геологических прогнозов².

Изложенные недостатки и ограничения методики СС (их выявление было необходимым для определения путей дальнейшего развития ме-

¹ Кроме того, этот термин употребляется для обозначения части «седиментационного комплекса», т.е. геологического тела. Такое употребление термина неоднократно критиковалось в отечественной литературе. Весьма часто под фацией понимается горная порода или совокупность горных пород определенного типа. Такое понимание фации представляется неприемлемым, так как термин «фация» здесь выступает как излишний синоним геологического тела [24].

² Сопоставляя СФИ и СС, следует учитывать, что эти термины в определенной мере отражают различия в подходах советской и американской геолого-геофизических школ. Основным объектом СС являются условия осадконакопления, прогнозируемые по сейсмическим данным. В отечественной геологии это объект не стратиграфии, а седиментологии. Поэтому такую «стратиграфию» ни один геолог-стратиграф не включит в «семейство» стратиграфии [18]. Синонимом неантиклинальной ловушки в американской геологии является стратиграфическая ловушка. Тем самым, в рамках американской геологии термин «сейсмостратиграфия» является вполне оправданным. Однако он совершенно не укладывается в терминологию, принятую в отечественных геологии и геофизике.

тодов геологической интерпретации сейсмических данных) не должны заслонять ее главного и неоспоримого достоинства: это завершенная методика, прошедшая большую практическую апробацию за рубежом и в СССР. Внедрение СС позволило извлекать заметную дополнительную информацию из сейсмических данных, в особенности при региональных работах. Как уже отмечалось, визуальный (качественный) сейсмо-стратиграфический анализ составляет одну из начальных стадий СФИ.

1.4.4. Современные модификации сейсморазведки

Представляется важным установить соотношения СФИ с быстро развивающимися современными модификациями сейсморазведки: высокоразрешающей (ВРС), объемной (МОС) и многоволновой (МВС).

Достижимое при ВРС расширение частотного диапазона сейсмических записей обеспечивает повышение детальности СФИ. Увеличивается число рангов и масштабов ФО, выделяемых и трассируемых при СФА. На поисковом и в особенности на разведочном этапах основными объектами СФИ становятся СФО ранга крупных (КСА) и мелких (МСА) сейсмоассоциаций. За счет сближения разрешающей способности ВРС и ГИС появляется возможность их комплексирования на уровне ФО самых малых подразделений. Наконец, повышается детальность прогнозирования микрообъектов, в том числе внутренней структуры, вещественного состава и нефтегазоносности ловушек неантиклинального типа.

Следует заметить, что применение ВРС, как правило, приводит к увеличению количества выделяемых компонент волнового поля, а значит, – к усложнению соответствующих эксперименту сейсмических моделей. Это несомненно усложняет процесс интерпретации данных ВРС. Решение интерпретационных задач становится невозможным без соответствующего их структурирования.

Именно такие средства структурирования и предоставляет СФИ. В методологии и технологии СФИ данных ВРС не ожидается каких-либо принципиальных изменений (по сравнению с обычными данными ОГТ). При реализации графа СФИ возрастает число циклов СФА–СФП за счет увеличения числа выделяемых и трассируемых рангов ФО. Возрастает детальность палеореконструкций и соответственно объемы геологического и сейсмического моделирования. В целом при этом следует ожидать увеличения детальности локального прогноза УВ.

В методе МВС ключевой является задача комплексирования различных типов волн. Сегодня эта задача наиболее успешно решается именно в рамках СФИ. основополагающий принцип комплексирования при СФИ – принцип единства объекта (ФО), – положен в основу выделения, отождествления и трассирования ФО разного ранга и масштаба по данным волн P, S и PS. В свою очередь, комплексная СФИ данных разных типов волн обеспечивает повышение надежности выделения и распознавания ФО, а также получение новых комплексных сейсмоформационных параметров разреза – $v_s/v_p = \gamma$, коэффициента Пуассона. Эти комплексные параметры, как показывает опыт их использования, позволяет прогнозировать вещественные характеристики ФО с существенно большими детальностью и надежностью (см. гл. 6). Именно эти резуль-

таты и определяют конечную геологическую эффективность МВС при обязательном использовании СФИ.

При СФИ изучают трехмерные геологические тела. Следовательно, именно при структурно-формационном подходе наиболее желательна реализация объемной (трехмерной) сейсморазведки как на стадии полевых работ, так и на стадиях обработки и интерпретации. При полевых наблюдениях наиболее актуальной задачей является такая модификация систем наблюдений, которая позволит получать объемные отображения среды не только на стадии детальной разведки, но и на поисковом и региональном этапах. При этом, разумеется, должны быть учтены ранги и масштабы объектов – целевых на каждом из этапов.

В настоящее время методика наблюдений и в значительной степени обработки данных МОС уже определилась. Геолого-геофизическая интерпретация данных МОС находится на самой начальной стадии становления. По существу пока что развиваются и апробируются технические средства интерпретации – подготовка различных сечений объемных данных МОС, их анализ (геофизический) при помощи интерактивных устройств, в частности, в варианте киносеймики и т. п. Между тем, судя по геолого-геофизическим публикациям, не определены основные принципы и методология интерпретации данных МОС. По нашему мнению, их и не придется разрабатывать, поскольку они уже сформулированы в СФИ. Действительно, именно объемные отображения и их двумерные сечения являются наиболее подходящим материалом для СФА. Реализуемые здесь принципы выделения и картирования ФО по степени однородности, направленности и непрерывности изменения характеристик – наиболее применимы именно к объемным отображениям. Трансформация существующих методов СФИ из двумерной области в трехмерную не представляет принципиальных трудностей. Модификация средств СФП сводится фактически к замене двумерного геологического и сейсмического моделирования на трехмерное. Эта принципиально разрешимая задача потребует, несомненно, разработки новых программных средств, новых способов отображения, резко увеличит объемы вычислений. Однако этот путь не имеет альтернативы. И, следовательно, принципы и методология СФИ неизбежно должны быть реализованы при интерпретации данных МОС.

Из изложенного можно сделать два взаимосвязанных вывода. Развитие и расширение использования новых модификаций ВРС, МВС и МОС обеспечивает повышение информативности, детальности и надежности результатов СФИ. С другой стороны, именно СФИ является методологией, максимально приспособленной к реализации новых возможностей этих модификаций сейсморазведки.

1.5. ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Для обоснования методологии СФИ принимаются следующие принципы.

Принцип 1. Надпородный (формационный) уровень организации вещества и структуры естественных трехмерных геологических тел

(естественных городных парагенезисов, формационных объектов), отображения которых в сейсмических волновых полях являются объектами СФИ.

Принцип 2. Соответствие (и/или подобие) геологических формационных объектов и отвечающих им сейсмоформационных объектов по степени однородности, непрерывности и направленности изменения основных структурно-вещественных (ФО) и волновых и эффективных сейсмических (СФО) характеристик.

Принцип 3. Иерархическая организация геологических и соответствующих им сейсмоформационных объектов, с которой согласована иерархия сейсмических методов разведки (и других геофизических методов) по их разрешающей способности.

Принцип 4. Организованность исследуемых геологических разрезов, состоящая в конечном и ограниченном числе членов иерархии геологических тел (ее дискретности) и соответствующих им сейсмических отображений – СФО.

Парагенетическими принципами выделения и картирования СФО являются следующие.

Принцип 5. Однородность СФО по основным сейсмоформационным характеристикам: волновым (кинематическим и динамическим) и эффективным (структурным и вещественным) параметрам разреза, степень которой в значительной мере определяется масштабами и рангами соответствующих геологических тел.

Принцип 6. Непрерывность и направленность изменения основных сейсмоформационных характеристик в пределах СФО, согласованные с масштабами и рангами СФО и степенью их однородности.

Принцип 7. Согласованность рангов и масштабов ФО с рангами и масштабами ограничивающих их поверхностей – седиментации, перерывов осадконакопления, дизъюнктивных границ – отображаемая в сейсмических полях.

Методологические принципы сейсмоформационного прогнозирования следующие.

Принцип 8. Двухединный парагенетический (структурно-вещественный) и генетический (историко-геологический) подход к интерпретации данных в каждом цикле исследований.

Принцип 9. Дедуктивное построение (от СФО большего – к СФО меньшего масштаба и ранга) многоэтапного итеративного процесса интерпретации, описываемого графом СФИ.

Принцип 10. Реализация палеорекострукции как обращения (прямого или/и итеративного – путем подбора) моделируемых геологических процессов прошлого и соответствующих им трансформаций формационных и сейсмоформационных объектов.

Сформулированные выше принципы¹ составляют основу СФИ. Их детализация и конкретная реализация составляют фактически основное содержание последующих разделов книги.

¹ Наряду со структурно-формационными принципами комплексирования данных геофизических методов (см. раздел 1.3, а также гл. 6).

2. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ. СТАТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ

Реализуемый при СФИ системный подход предполагает многомерное описание геологических структурно-формационных моделей (ГСФМ), в том числе типов ГСФМ, их структурно-вещественных свойств, динамики и процессов формирования соответствующих им ФО, способов и средств моделирования и т.п. Наиболее удобной формой такого многомерного описания может служить морфологический классификатор ГСФМ [30]. Рассмотрим его важнейшие основания деления и остановимся на основных характеристиках ФО разного ранга и масштаба, являющихся достаточным описанием объектов (паспортом ФО).

2.1. МОРФОЛОГИЧЕСКИЙ КЛАССИФИКАТОР МОДЕЛЕЙ

1. Типы моделируемых геологических систем.
 - 1.1. Статические.
 - 1.2. Кинематические.
 - 1.3. Динамические.
 - 1.4. Ретроспективные.
 - 1.5. Комбинированные.
2. Ранги ФО.
 - 2.1. ФС.
 - 2.2. ФК.
 - 2.3. Ф.
 - 2.4. СубФ.
 - 2.5. КПА.
 - 2.6. МПА.
3. Характеристики ФО.
 - 3.1. Внешняя структура.
 - 3.2. Внутренняя структура.
 - 3.3. Вещественный состав.
 - 3.4. Стратиграфическая приуроченность.
 - 3.5. Генезис ФО.
 - 3.6. Влияние вторичных процессов.
 - 3.7. Нефтегазоносность.
4. Геологические процессы и факторы.
 - 4.1. Тектонические.
 - 4.2. Седиментационные.
 - 4.3. Физико-географические (фациальные).
 - 4.4. Климатические.
 - 4.5. Геоморфологические.
 - 4.6. Постседиментационные.
 - 4.7. Генерации, миграции, накопления УВ.
5. Размерность ГСФМ.
 - 5.1. Одномерные.
 - 5.2. Двумерные.
 - 5.3. Трехмерные.
 - 5.4. Пространственно-временные.

6. Уровень и тип генерализации ГСФМ.
 - 6.1. Объектные (конкретные).
 - 6.2. Генерализованные по типу разреза.
 - 6.3. Генерализованные по типу объекта (типовые).
 - 6.4. Имитационные (частные).
7. Виды ГСФМ.
 - 7.1. Качественные.
 - 7.2. Математические.
 - 7.3. Физические.
 - 7.4. Натурные.
 - 7.5. Комбинированные.
8. Используемые в ГСФМ типы связей.
 - 8.1. Теоретические (законы, закономерности, принципы).
 - 8.2. Эмпирические.
 - 8.3. Эвристические.
 - 8.4. Комбинированные.
9. Факторы, учитываемые при переходе к ЭФФ и ЭСФМ.
 - 9.1. Литологический состав.
 - 9.2. Пористость, трещиноватость.
 - 9.3. Консолидация (уплотнение).
 - 9.4. Термобарические условия.
 - 9.5. Влияние возраста.
 - 9.6. Условия формирования.
 - 9.7. Нормальные и аномальные условия развития.

Основными характеристиками ФО, независимо от их конкретных рангов и масштабов, являются:

1) внешняя структура – морфология ФО, их латеральные и вертикальные размеры, форма, характер границ со смежными телами и т. п. (описание ФО в целом);

2) внутренняя структура ФО – тип слоистости, наличие (или отсутствие) цикличности и ее особенности, соотношение внутренних и внешних границ ФО, размеры и форма тел меньшего ранга, составляющих исследуемый ФО, т. е. макроструктура (макротекстура) ФО и т. п. (описание ФО как целого);

3) вещественные свойства ФО – литологический состав, проявления фациальных особенностей, овеществленных в осадке, формационно-физические характеристики (на основе петрофизических) коллекторов, покрышек и пр.;

4) стратиграфическая и геохронологическая приуроченность ФО – по совокупности данных (лито-, цикло-, био-, сейсмо – стратиграфии и пр.);

5) генезис выявленных ФО – ретроспективные характеристики процессов и обстановок формирования ФО: тектонических, седиментационных, фациальных, климатических и пр., а также типов ловушек УВ, генетически связанных с указанными процессами;

6) влияние вторичных процессов на структуру и вещественный состав ФО – вторичные эпигенетические процессы, диагенез, катагенез, конседиментационные и постседиментационные тектонические процессы и пр.;

7) нефтегазоносность ФО и связанных с ними ловушек УВ – данные о распределении УВ в зоне ловушки, ретроспективные характеристики

процессов генерации, миграции и накопления УВ, формирования и разрушения залежей, овеществленные в структуре и составе отложений. Систематизированные сведения о перечисленных характеристиках ФО являются результатами сбора, анализа и обобщения геолого-геофизической информации -- базой для формирования ГСФМ и для перехода к эффективным сейсмоформационным моделям (ЭСФМ).

Как видно из приведенного перечня, пункты 1-3 -- это парагенетические (структурно-вещественные) характеристики ФО, пункты 4-7 -- генетические (историко-геологические) характеристики. Фактически характеристики 4-7 определяют процессы формирования характеристик 1-3, и в уже сформированных ГСФМ реально выражаются (проявляются) именно через структурно-вещественные свойства 1-3¹.

Типы ГСФМ могут различаться по их пространственной (пространственно-временной) размерности. Объектами СФИ являются трехмерные геологические тела, что, вообще говоря, обуславливает определяющую роль трехмерных ГСФМ. О наличии этой тенденции свидетельствует возобновленная (после длительного забвения) практика представления геологических ситуаций в виде трехмерных (аксанометрических) блок-диаграмм [33]. Следует, однако, учитывать, что в области синтеза эффективных сейсмоформационных моделей ЭСФМ методы трехмерного моделирования (особенно при достаточно сложных моделях) еще недостаточно развиты и не получили практического распространения. Поскольку именно ЭСФМ являются конечной целью в СФИ, соответственно и в ГСФМ акценты смещаются на одномерные и двумерные модели. Исходными материалами для одномерных ГСФМ могут служить и разрезы по данным бурения и ГИС, и вертикальные сечения временных (или глубинных) сейсмических разрезов и т. п.

Двумерным ГСФМ отвечают сейсмические (сейсмоформационные), литолого-фациальные, стратиграфические и прочие виды двумерных представлений исследуемых геологических разрезов. Следует добавить, что при историко-геологических реконструкциях в качестве четвертого измерения ГСФМ могут фигурировать фиксированные моменты геологического прошлого. ГСФМ могут различаться по составу и числу характеристик (1-7), используемых при моделировании. Соответственно выделяют структурные (1-2), собственно структурно-формационные (1-3)-(1-6) и целевые ГСФМ (1-7).

По степени и типу генерализации данных по формационным объектам различают:

типовые ГСФМ (абстрактные), являющиеся обобщением большого объема геолого-геофизических данных по типам разрезов, региону (району, разрезу)²;

¹ В данной главе внимание сосредоточено на парагенетических характеристиках 1-3. Динамические ГСФМ (п. п. 4-7) описаны лишь с точки зрения их влияния на характеристики 1-3. Более подробное их описание (в том числе формализованное) дается в гл. 3.

² Типовая ГСФМ является аналогом абстрактной формации по Н. П. Хераскову (формационный тип, объединяющий общие признаки сходных конкретных формаций, независимо от их возраста и местонахождения). Соответственно объектная ГСФМ аналог конкретной формации -- формации определенного местонахождения и возраста.

объектные (конкретные) ГСФМ, формируемые для конкретного геологического объекта (разреза) по данным бурения, ГИС, сейсморазведки и т. п.

По характеру средств моделирования можно выделить качественные ГСФМ (визуальные, графические, табличные), физические, натурные, математические и комбинированные ГСФМ.

2.2. ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

2.2.1. Морфология формационных объектов

Под морфологией (внешней структурой) ФО понимают: вертикальные и латеральные размеры объекта, его форму, выраженную через один генерализованный эталон или их совокупность, структуру внешней границы ФО и ее тип (резкостный, нерезкий и др.), степень кривизны границ, углы их наклона (т. е. положение ФО в пространстве) и т. п.

Вертикальные размеры ФО (толщины) введены нами ранее в связи с рассмотрением их иерархии. Следует заметить, что эти размеры для ФО разных рангов могут существенно перекрываться, и наоборот, ФО одного ранга могут сильно отличаться по своим масштабам.

Латеральные размеры ФО сильно зависят от формы залегания надпородного тела и его генезиса. Как правило, для слоистых объектов характерны соотношения вертикального и латерального размеров менее 0,1. Для ФО седиментационного, эрозионного, инъективного и иного происхождения (соответственно тела типа ОП, эрозионные врезы, соляные и глиняные диапиры и т. п.) указанные соотношения могут приближаться к единице и даже > 1 .

Формы залегания ФО – пласты, покровы, линзы, чечевицы, клиноформы, столбообразные и холмообразные формы и т. п. (рис. 6). Различают простые (которые могут быть сведены к одному из некоторого конечного числа эталонов простых форм) и сложные (которые могут быть представлены только совокупностью нескольких эталонов) формы ФО.

Конфигурации формационных тел разнообразны, особенно у слоистых ФО. Возникая в условиях образования конседиментационных структур, тела слоистых ФО отражают в своей форме ход развития этих структур. Таким путем формируется первичная форма ФО, которую можно назвать сингенетической [7]. Для геосинклинальных областей сингенетической формой является более или менее правильная линза, для платформ – слабоизогнутая утоняющаяся к краям пластина (покров). Однако после своего образования ФО, как правило, вновь подвергается деформации, нередко неоднократной, изменяя свою первоначальную форму. Это уже постгенетическая форма [7].

Одна из задач СФИ и заключается в восстановлении сингенетической формы ФО (т. е. в определении «дисимметрии» по П. Кюри). Основным средством для этого является реализуемое в рамках СФИ геологическое моделирование (см. гл. 3). Тем не менее, для качественного анализа могут быть использованы и некоторые из известных геологических принципов (Кюри, Ле-Шателье и пр.) (см. гл. 3).

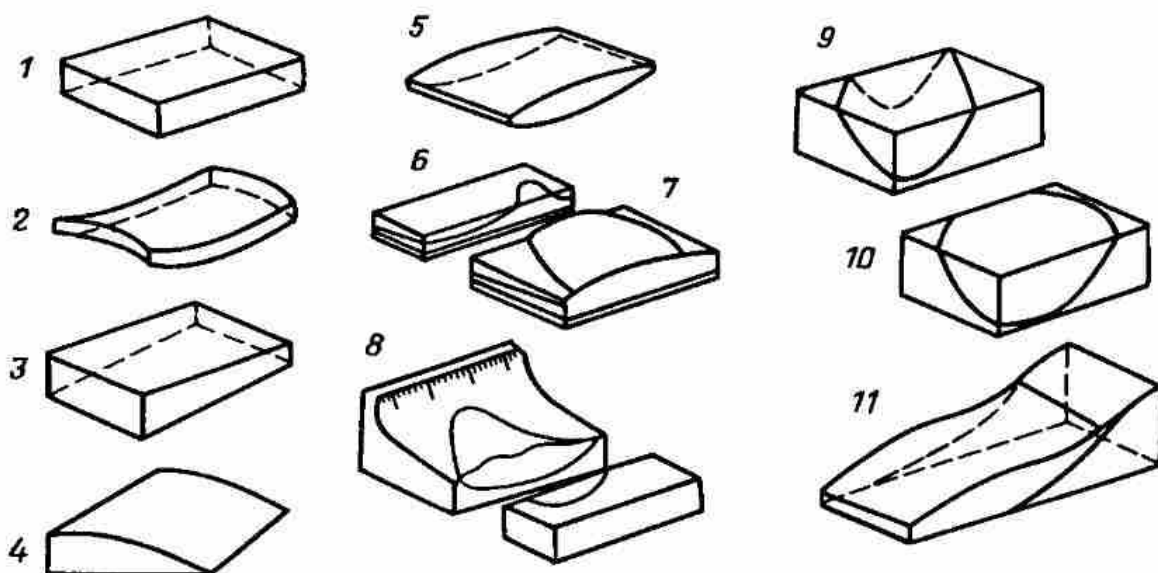


Рис. 6. Формы залегания осадочных ФО:

1 покров; 2 покровнооблекающая форма; 3 клин; 4 банка; 5 линза; 6 холмообразный тип; 7 холм обобщенный; 8 конус выноса; 9 заполнение грота; 10 заполнение впадины; 11 заполнение подножья склона

При выделении границ ФО в геологии применяется введенный Ю. А. Косыгиным принцип специализации [24]: выделяют вещественные, физические, стратиграфические и другие типы границ. Границы различной геологической природы могут пересекаться. При этом под геологической границей понимают любую поверхность (линию, точку), проведенную в геологическом пространстве в результате некоторой однозначной процедуры. В зависимости от процедуры выделяют следующие классы границ: резкостные (простые, сложные, составные), дизъюнктивные, условные первого, второго и третьего классов и произвольные [7, 24]. Соответственно по характеру ограничения выделяют геологические тела: резкостные, дизъюнктивные, условные первого-третьего типов, «произвольные», а также тела, ограниченные комбинированными границами [7, 24].

Объектами СФИ являются отображенные в волновых (физических) полях естественные геологические тела и их границы, т. е. резкостные и дизъюнктивные границы, но не условные или произвольные. При этом в соответствии с одним из основных принципов выделения СФО (принцип 7, см. раздел 1.5), ранги и масштабы выделяемых ФО согласуются с рангами и масштабами ограничивающих их поверхностей. Поэтому отнесение ФО (и отвечающих ему границ) к той или иной категории тел (простых, сложных, составных) определяется задачами и соответствующей им детальностью исследований. Так, при исследовании ФО ранга формации в качестве простых рассматриваются тела ранга субформаций (внутри которых по списку свойств, используемых для выделения тела, нельзя провести ни одной резкостной границы при детальности, соответствующей анализу на уровне формаций). При переходе к изучению структуры субформации (Субф) такими простыми телами становятся КПА и МПА и т. п. Таким образом, одновременно согласуются масштаб изучаемых ФО и разрешающая способность метода исследования (принцип 3).

Среди резкостных геологических границ особая роль принадлежит перерывам седиментации. В настоящее время многие геологи считают, что суммарное время перерывов осадконакопления существенно превышает время собственно седиментации. Так, время формирования разреза фанерозоя оценивается в 600 млн. лет. Из них для собственно осадконакопления (по оценкам Д. В. Наливкина) хватило бы 60 млн. лет. Таким образом 9/10 геологического времени составляет суммарная длительность перерывов в осадконакоплении. «Неполнота геологической летописи» (закон Ч. Дарвина) в последнее время устанавливается и измеряется экспериментально на основе циклостратиграфического (литмологического) анализа (по С. Л. Афанасьеву, Ю. Н. Кародину и др. [18]). Перерыв в седиментации, особенно если он охватывает длительный промежуток времени, приводит к уплотнению накопившегося осадка, изменению его микроструктуры в приповерхностной зоне, к формированию несогласий и др. Вновь выпавший осадок будет иметь даже при однородном составе другую плотность, а следовательно, и акустическую жесткость, отсюда – важнейшая роль перерывов в формировании сейсмической волновой картины, а значит, и при ее СФИ.

Различают параллельные и угловые несогласия (перерывные). Последние выражаются изменением углов наклона слоев и пластов по разные стороны от поверхности несогласия. Угловые несогласия обычно связаны с перерывами в седиментации, во время которых произошли вертикальные движения, изменившие наклон ранее накопленных слоев или обусловившие неравномерный их размыв. Выделяют также несогласия типа облекания, прислонения, подошвенного и кровельного прилегания и т. п. (рис. 7). По несогласиям устанавливают границы седиментационных комплексов в сеймостратиграфии. При визуальном (ка-

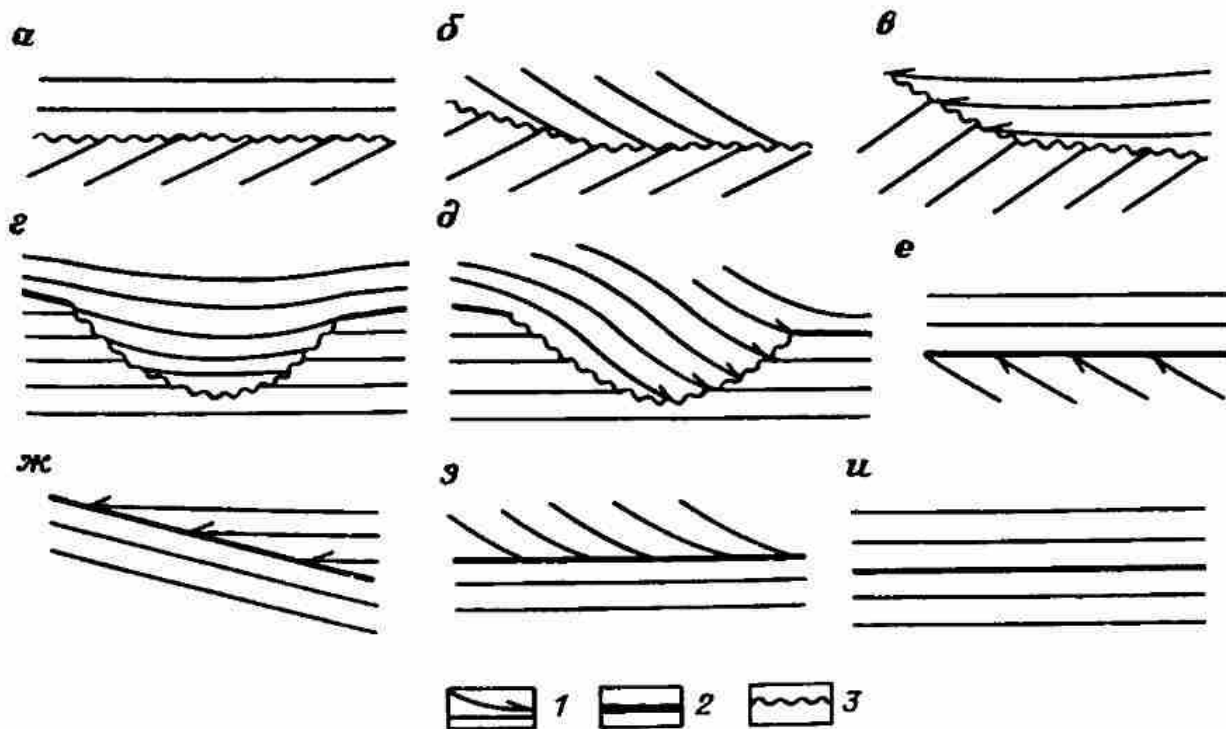


Рис. 7. Основные типы границ несогласия:

а, б, в – эрозионное структурное несогласие; г, д – эрозионное неструктурное несогласие (врезы); седиментационные несогласия: е – в кровле более древнего комплекса, ж – налегания, з – прилегания, и – согласного залегания. Границы: 1 – слоев, 2 – седиментационного несогласия, 3 – эрозионного несогласия

чественном) СФА эти признаки также используют для выделения ФО обычно крупных рангов и масштабов.

Таким образом, резкостным геологическим границам (дизъюнктивные границы рассмотрены в разделе 2.3.2) при СФИ отвечают следующие типы границ:

резкие (зеркальные) границы, соответствующие границам резкого изменения физических свойств, чаще всего резким перерывам седиментации, а также резким сменам вещественного состава и структуры осадков;

нерезкие (незеркальные) границы, обусловленные их физической и/или геометрической шероховатостью (в том числе в связи с угловыми несогласиями), либо постепенностью (градиентностью) изменения жесткостных свойств отложений (границы второго рода в сейсморазведке);

совокупности близкорасположенных границ типа ПСА, не выделяемых отдельно на сейсмических записях.

Как видно, типы выделяемых при СФИ границ зависят от разрешающей способности сейсморазведки, которая в свою очередь должна быть согласована с масштабами и рангами выделяемых ФО. Кроме того, сейсморазведка накладывает свою специфику на выделение границ, характеризующихся разными углами наклона φ , различной степенью кривизны R , геометрической σ_z и физической σ_a незеркальности, ее аперриодичности σ_λ и т. п. Наилучшим средством для ранжирования этих факторов является сейсмическое моделирование (рис. 8).

На моделируемом глубинном разрезе (рис. 8, а) задано пять (I–V) отражающих границ с различными характеристиками φ , R , σ_z , σ_a , σ_λ . Методом волнового моделирования синтезированы модельные сейсмограммы ОГТ (рис. 8, б), путем обработки получен синтетический временной разрез (рис. 8, в).

Суммарная взвешенная оценка качества выделения и прослеживания отражающих границ

$$Q_\Sigma = \frac{1}{L} \sum_{i=1}^I l_i q_i,$$

где l_i – длина оцениваемого i -го участка границы; q_i – соответствующая i -му участку комплексная оценка качества, учитывающая отношение сигнал/помеха и разрешенность записи; L – длина всей границы.

Интегральные оценки Q_Σ для пяти отражающих границ равны соответственно: I – 0,623, II – 0,135, III – 0,430, IV – 0,398, V – 0,356. Наряду с этим все индивидуальные оценки q_i использованы для построения эвристических зависимостей качества выделения границ от каждого из глубинных факторов (рис. 8, г). Эти зависимости и позволяют ранжировать факторы. Как видно, для условий эксперимента основное влияние на характеристики записи оказывают геометрические (структурные) факторы (в порядке убывания значимости): σ_z – степень геометрической шероховатости, R – степень кривизны границ, φ – углы наклона, σ_λ – степень аперриодичности шероховатости.

В меньшей степени влияют факторы a и σ_a , имитирующие различные вещественные составы тел, слагающих разрез. Следовательно, если

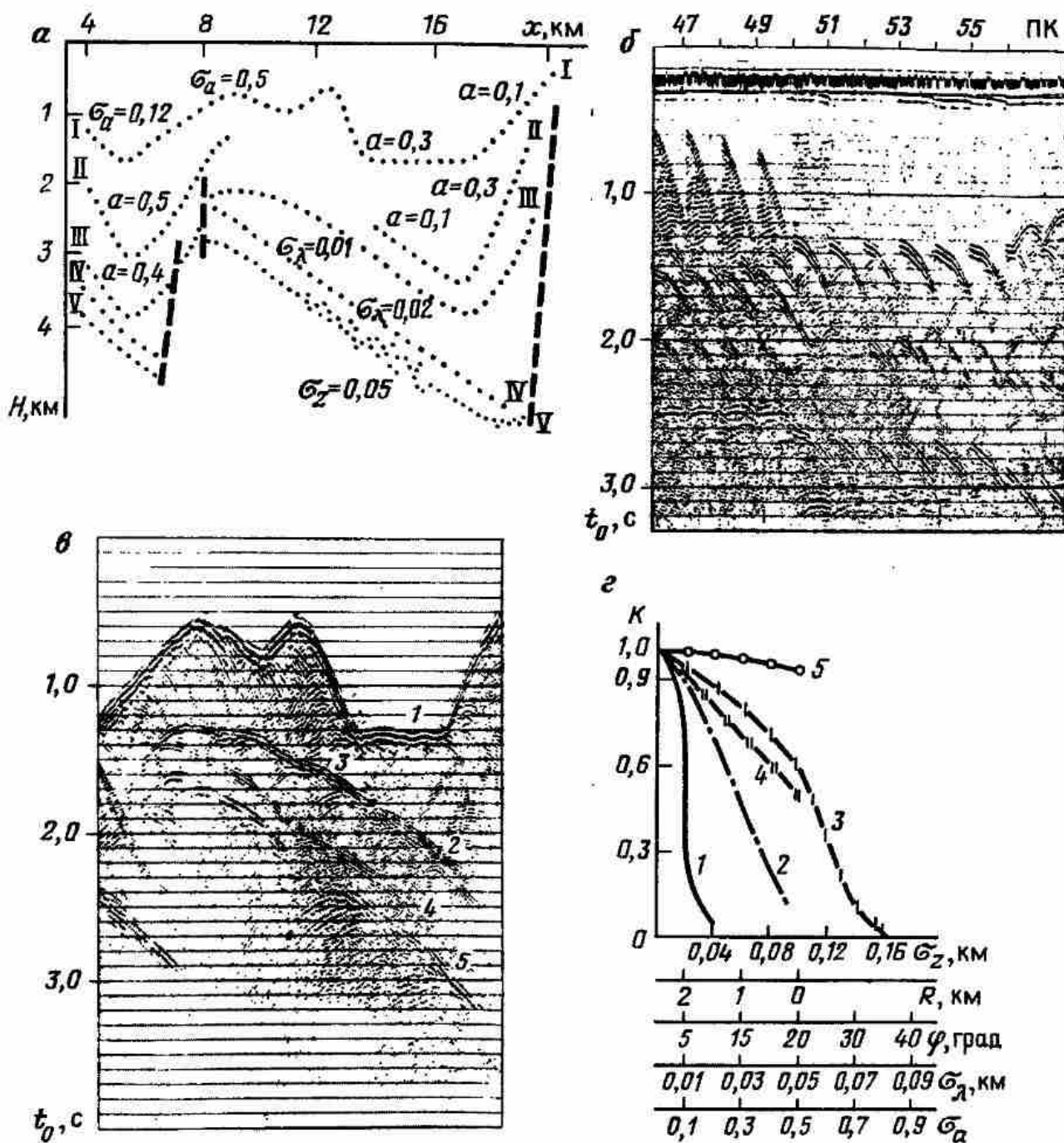


Рис. 8. Ранжирование факторов, определяющих сейсмические свойства границ, на основе сейсмо моделирования.

a модель глубинного разреза; *б* модельные сейсмограммы; *в* модельный временной разрез; *г* зависимость качества (K) выделения и прослеживания границ от различных глубинных факторов: 1 σ_z , 2 R , 3 φ , 4 σ_λ , 5 σ_α ; I-V отражающие границы

основной задачей является изучение вещественных параметров разреза, необходим предварительный учет (компенсация, ослабление) влияния глубинных структурных факторов (морфологии).

Как видно из изложенного, роль морфологии (внешней структуры) в системном анализе ФО чрезвычайно велика. В современной геологической науке (по мнению многих геологов [36]) систематические исследования в этой области только начинаются. Тем очевидней то значение, которое может иметь в этих исследованиях СФИ — методология изучения иерархии ФО, их структурно-вещественных характеристик, генезиса

и динамики формирования. Тем более, что морфология геологических тел является традиционным объектом сейсморазведки, в изучении которого метод многократно показал свою эффективность.

2.2.2. Внутренняя структура формационных объектов

Внутреннюю структуру определяют как пространственные соотношения между слагающими ФО телами (ФО меньшего ранга и масштаба). Эта характеристика является едва ли не важнейшей при СФИ сейсмических данных.

Под текстурой ФО понимают соотношения между составляющими его совокупностями (вертикальными и латеральными рядами) объектов меньшего ранга и масштаба. Очень грубо в этом отношении ФО можно разбить на два класса: симметричные и асимметричные¹. В симметричных ФО смена членов идет от центральных частей объекта во все стороны к периферии (например, каменноугольные, карбонатные, меловые отложения), в асимметричных распределение членов резко одностороннее, от одного края к другому чаще прослеживается один ряд (например, красноцветные формации перми, карбонатные и галогенные формации верхнепермских отложений европейской части СССР, таково огромное большинство геосинклинальных формаций и формаций краевых прогибов).

Практически универсальной формой залегания (внутренней структурой) осадочных отложений является слоистость. Она проявляется на всех ранговых уровнях ФО и служит одним из главных объектов изучения в СФИ.

Слой определяют как плитообразное тело, ограниченное двумя поверхностями напластования, литологический состав которого на данном участке распространения отличается от вмещающих его слоев. По площади своего развития слой может изменять литологический состав, сохраняя отличия от вмещающих слоев. Слой может выклиниваться, но на его месте сохраняются литологические различия сопровождающих его слоев (М. М. Тетяев). Приведенное определение отвечает понятию «стратиграфического слоя» (квазиизохронного) Н. А. Головкинского. Оно в большой мере удовлетворяет представлениям, широко развиваемым в сейсмостратиграфии, хотя появилось задолго до ее возникновения².

Причины образования слоев (генезис) – это большая совокупность факторов и процессов (тектонических, физико-географических – климата, рельефа области сноса, положения береговой линии и пр.).

По предложению Н. Б. Вассоевича выделяют два типа слоистости: миграционный и мутационный. Первый из них связан с изменением положения

¹ Неточность термина заключается в том, что вполне симметричных ФО практически не бывает.

² Следует различать термины слой и пласт, хотя многие авторы рассматривают их как синонимы. Согласно определению (М. М. Тетяев, Ю. А. Жемчужников, Д. В. Наливкин и др.) пласт характеризуется однородным литологическим составом на всем своем протяжении, но может иметь разный возраст (не изохронен). Такое определение соответствует «литологическому слою» Н. А. Головкинского.

береговой линии (а следовательно, и с обуславливающими его колебательными тектоническими движениями), второй с любыми изменениями условий седиментации при стационарном положении береговой линии. Миграционный тип слоистости, например, представленный косыми и линзовидными слоями, несогласиями налегания, прилегания, эрозионного среза, характеризует прибрежные фации. Детали слоистой структуры дают возможность выявить фации барьерных ОП, дельт, подводных каньонов, континентальных склонов. Для последних характерна слоистость взламывания, подводных оползней, градационная.

Мутационный тип слоистости с параллельными и волнистыми слоями развивается в обстановке открытого моря, где отсутствует волноприбойная деятельность, а изменение положения береговой линии не оказывает существенного влияния на седиментацию. Этот тип слоистости наблюдается также в озерах, глубоководных котловинах, удаленных от источников сноса.

Поверхности напластования, ограничивающие слои, связаны, как правило, с перерывами в осадконакоплении.

В громадном разнообразии строения разрезов, состоящих из осадочных и вулканогенных отложений, можно выделить три типа совокупностей ФО, различные сочетания которых и обеспечивают разнообразие реальных разрезов: квазиоднородные совокупности ПСА, ФО; ациклические чередования одних и тех же пачек – ПСА и ФО; направленная последовательность ПСА (циклиты).

Указанные типы характерны для ФО одного ранга. Не следует забывать, что внутренняя структура ФО – это и внешняя структура составляющих его тел. Тем самым, замыкается иерархическое (телескопическое, вложенное) описание ФО в соответствии с принципом 9 дедуктивного изучения разреза: от ФО большего – к ФО меньшего ранга и масштаба.

По соотношению слоев между собой можно выделить несколько видов слоистости. В сейсмостратиграфии различают две группы слоистости, отображаемой в сейсмическом поле: 1) параллельная и субпараллельная слоистости; 2) косослоистость (по схемам бокового наращивания). В каждой из групп выделяют также типы слоистости (рис. 9). Соответствующие рисунки отражений на сейсмических разрезах используются в сейсмостратиграфии как признаки «сейсмофаций», для прогнозирования условий седиментации [33]. Подобным образом эти признаки используют и на первых стадиях СФИ, при визуальном сейсмоформационном анализе.

При построении статических ГСФМ в СФИ реализуется переход к количественным характеристикам внутренней структуры ФО: размерам и формам ФО меньшего ранга, слагающих изучаемое тело; пространственному соотношению этих ФО, частоте их чередования (плотности упаковки), определяющему тип слоистости исследуемого тела; геометрическим характеристикам (углам наклона, кривизнам и пр.) внутренних границ ФО; типам последовательностей (рядов) ФО меньшего ранга по вертикали и латерали – макротекстура изучаемого тела; степени резкости или/и незеркальности внешних и внутренних границ ФО и т. д.

Соответствующие характеристики ЭСФМ получают путем сейсмо-моделирования (рис. 10). Макроструктура ГСФМ разреза, включающего барьерную ОП, представлена на рис. 10, а. Здесь выделено шесть формационных объектов ранга ФК: ФК1 – собственно ОП, ФК2 – одно-возрастные ОП мелководношельфовые карбонатные отложения, ФК3 –

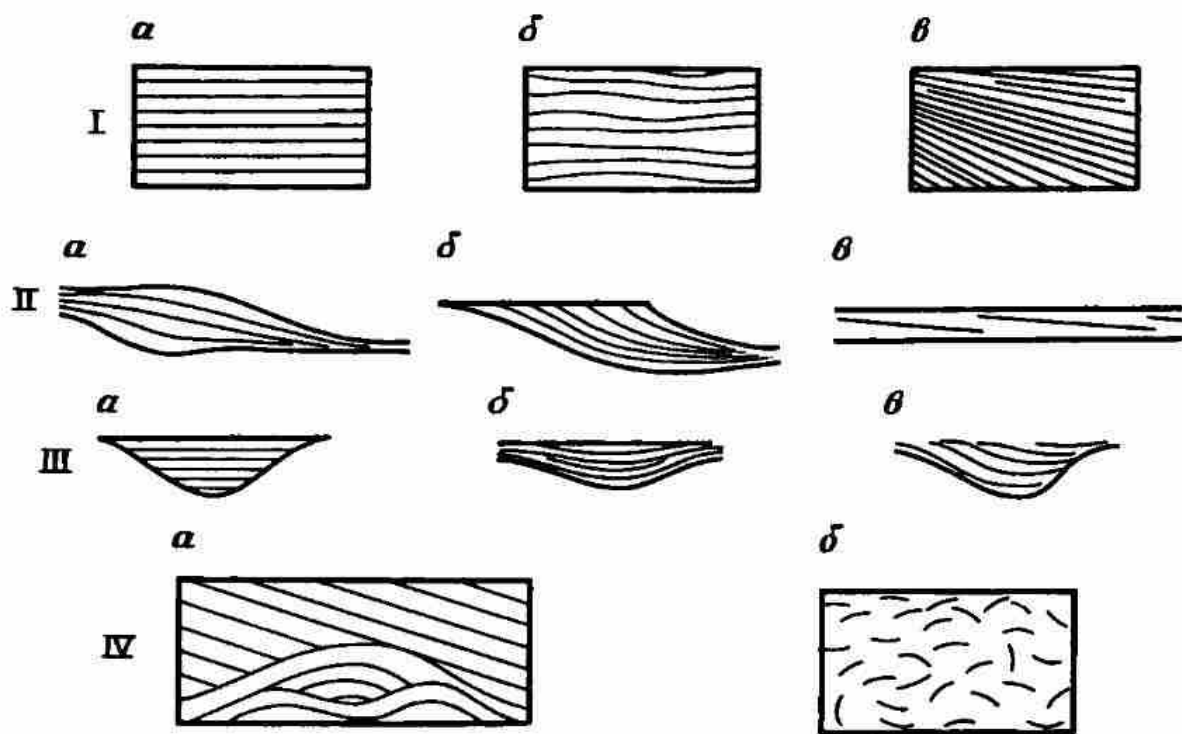


Рис. 9. Основные типы внутренней структуры (слоистости) ФО:

I покровное (*a*, *б*) и клинообразное (*в*) залегание; *II* боковое наращивание: *a* - сигмовидное, *б* - косо-слоистое, *в* - черепицеобразное; *III* заполнение: *a* - с налеганием, *б* - с выглаживанием, *в* - с боковым наращиванием; *IV* - сложная конфигурация: *a* - холмообразная, *б* - беспорядочная

относительно глубоководные (бассейновые) отложения, являющиеся ложем палеодепрессии, ФК4 — толща компенсации, ФК5 — перекрывающие и ФК6 — подстилающие ОП отложения. На рис. 10, *б* показана структурная модель разреза, в которой задана лишь морфология (внешняя структура) перечисленных ФК. Для структурно-формационной модели (рис. 10, *в*) заданы следующие типы внутренней структуры ФК: неслоистая хаотическая (ФК1), тонкослоистая непрерывная параллельная, переходящая в прерывистую косослоистую (ФК2 и ФК3), клиноформная компенсации (ФК4), прерывистая квазипараллельная (ФК5), непрерывная тонкослоистая параллельная (ФК6).

Временные разрезы, соответствующие структурной и структурно-формационной моделям, показаны на рис. 11, *I* и *II*. Различные соотношения масштабов ФК с разрешающей способностью сейсморазведки здесь имитируются при помощи различных фильтраций временных разрезов. Как видно, особенности внутренней структуры ФК отчетливо проявляются лишь при масштабах ее элементов, существенно больших длины сейсмической волны (рис. 11, *II*, *a* - *в*). Далее особенности практически утрачиваются, и рис. 11, *II*, *д* уже практически неотличим от рис. 11, *I*, *д*, на котором внутренняя структура вообще не задавалась.

Таким образом, при определении внешней и внутренней структур ФО в рамках ГСФМ сейсмомоделирование несет двойную нагрузку. Оно позволяет изучить характер отображения в сейсмических полях внешней и внутренней структур ФО и, что не менее важно, согласовать детальность задания ГСФМ (масштабы элементов, используемых при ее построении) с решаемой задачей и с соответствующей разрешающей способностью сейсморазведки.

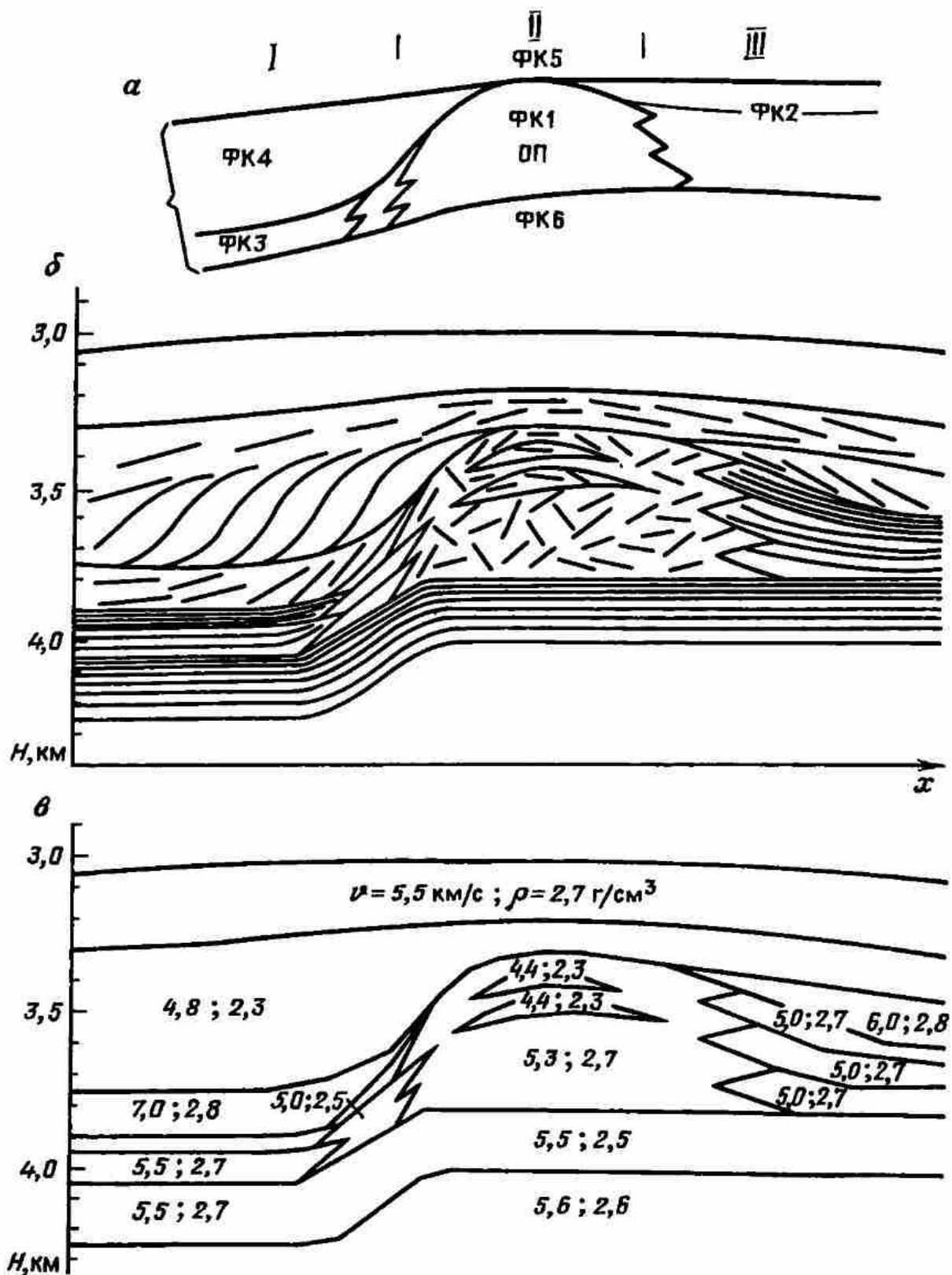
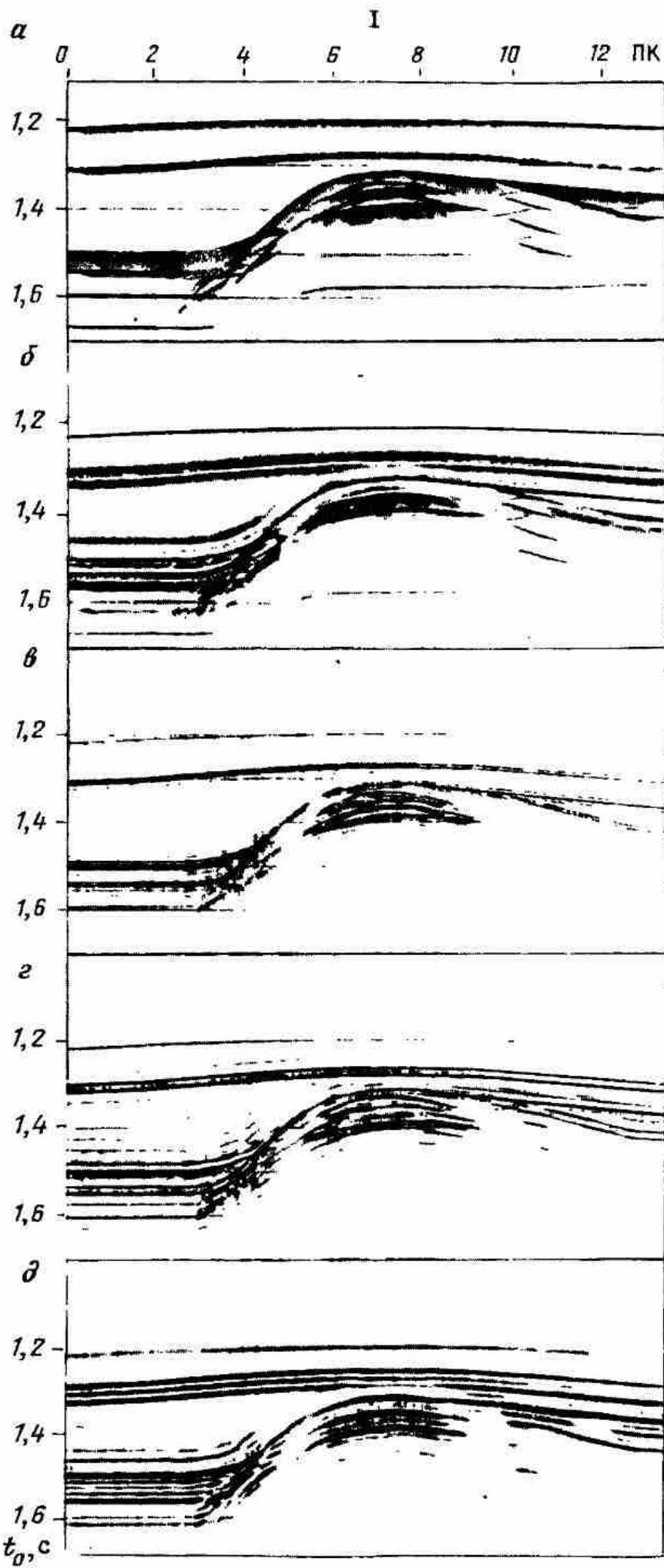


Рис. 10. Схема формирования ЭСФМ барьерной ОП:

a макроструктура ГСФМ разреза, включающего ОП (на уровне формационных комплексов); *б* структурная модель разреза; *в* структурно-формационная модель разреза с характеристиками внутренней структуры ФК. Зоны: I фронтальная, II собственно ОП, III - тыловая



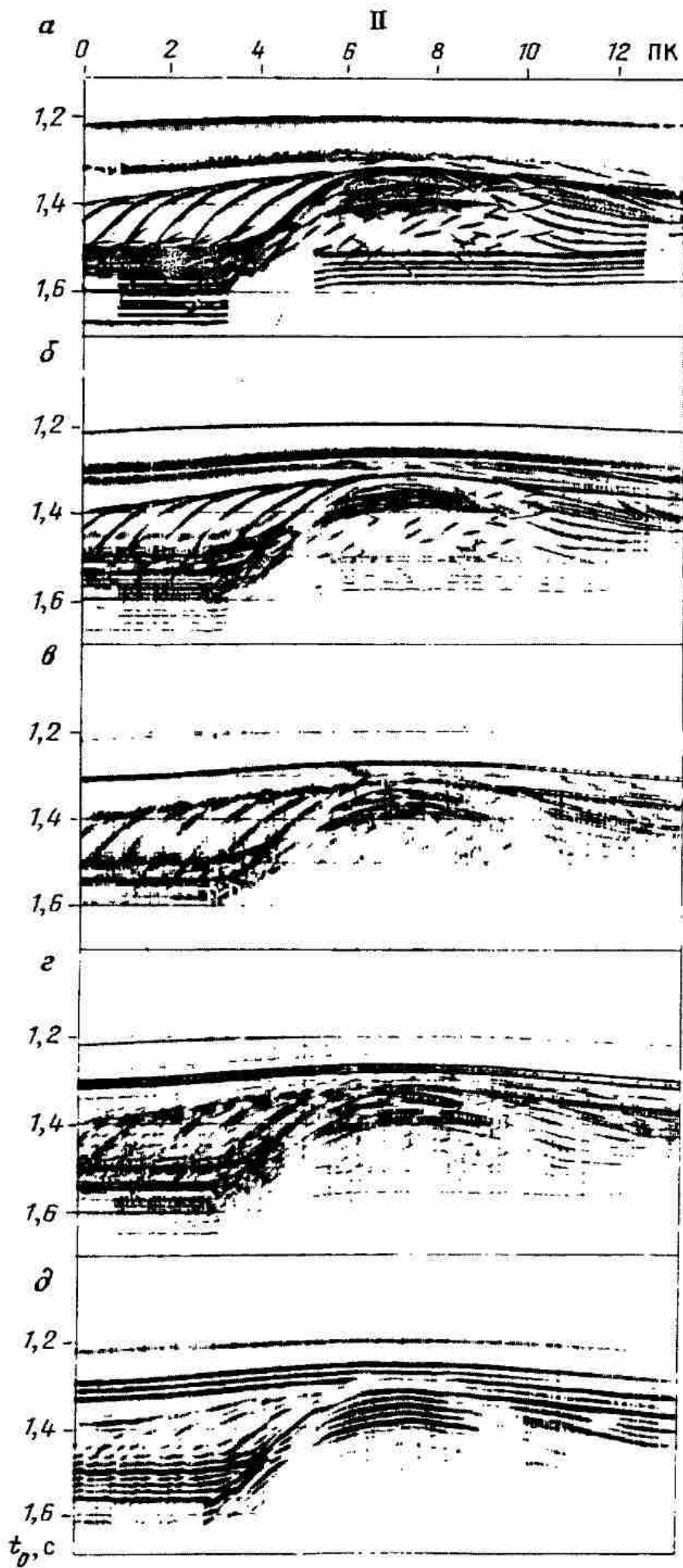


Рис. 11. Синтетические временные разрезы для структурной (I) и структурно-формационной (II) моделей:

Разрезы *а* — импульсные, *б* — широкополосные, *в, г* — высокочастотные, *д* — низкочастотные.

2.2.3. Слоистые формационные объекты и сейсмоциклиты

Системно-структурное изучение слоистости осадочных отложений (т.е. многообразных совокупностей слоев, закономерностей их чередования в разрезе, сочетания слоев с ограничивающими их перерывами осадконакопления и т.п.) привело к формированию важного направления геологической науки – седиментационной цикличности (литмологии) [18] (см. раздел 1.1.4).

Цикличность строения разреза создает «каркас», которому подчинена внутренняя структура ФО. Чем четче выражена цикличность в строении разреза, тем более жестким является этот каркас, тем более высокой степенью упорядоченности характеризуется структура ФО. По степени и типам цикличности (жесткости каркасной структуры) ФО выстраиваются в непрерывный ряд от полностью нециклических (ациклических), обладающих неупорядоченной структурой, к грубо-, крупно-, средне-, мелко- и тонкоциклическим. Так, наиболее упорядоченным строением обладают мелко- и тонкоритмичные флишевые формации, которые в некотором отношении имеют структуру, приближающуюся к структуре кристаллического вещества, в отличие от аморфных нециклических формаций [26].

Важнейшим видом ФО с циклической внутренней структурой является циклит [18]. Циклит – целостная (прежде всего во времени) слоевая система, для которой характерна определенная связь ее элементов (слоев) во времени их образования, непрерывность их следования. Циклиты выделяют по характеру направленности непрерывного изменения существенного свойства (признака, например, гранулометрического состава) от элемента (слоя) к элементу (слою) снизу вверх в вертикальном разрезе (обнажения, скважины). При выделении циклитов одним из важнейших признаков является также характер границ (перерывов) между слоями – внутренние границы ПСА (циклита) более плоские и менее резкие по сравнению с внешними (принцип 7 СФИ – согласованность рангов и масштабов ФО и ограничивающих их поверхностей). Для циклитов характерно двуединое (и кратное двум) строение – в каждом циклите предполагается не менее двух связанных слоев.

По указанным свойствам выделяют две группы циклитов: однонаправленные (асимметричные ФО) и разнонаправленные (квазисимметричные ФО). В каждой из этих групп по тем же признакам выделяют по два типа циклитов.

В первой группе выделены типы с прямой прогрессивной (трансгрессивной) и обратной регрессивной направленностью изменения существенного свойства. Соответственно первые получили название прогрессивные циклиты, или сокращенно проциклиты, а вторые – регрессивные, или рециклиты¹.

¹ В качестве существенного структурного признака для терригенных отложений взяты размер зерна и его изменение от слоя к слою. Поэтому термины «регресс» и «прогресс» не совпадают с терминами регрессия и трансгрессия моря. Для изображения терминов введены треугольники (про) и перевернутые треугольники (ре), вошедшие в практику исследований [18].

Во второй группе циклитов по комбинации направленности непрерывного изменения существенного свойства выделяют также два типа. Один из них назван прогрессивно-регрессивным, или сокращенно прорециклитом; второй – регрессивно-прогрессивным, или репроциклитом.

Опыт многочисленных исследований подтверждает реальное существование в природе всех четырех выделенных типов. В настоящее время они выделяются не только в естественных обнажениях и по керну в скважинах, но и по геофизическим исследованиям скважин [17, 26] и данным сейсморазведки [6].

При описании структуры циклита используют такие соподчиненные термины и понятия, как элемент циклита, гемициклит (половина циклита, полуциклит, нижняя инициальная (или ингемидиклит) и верхняя финальная (или фингемидиклит) части циклита.

Весьма важен для выявления направленности и непрерывности изменения структуры циклитов в разрезе, а следовательно, во времени и пространстве, такой показатель, как отношение одной (например, прогрессивной) части к другой (регрессивной), нижней к верхней или к общей мощности. Этот показатель назван коэффициентом прогрессивности [18].

Следует особо отметить, что при анализе структуры циклитов в сочетании с фракционным (гранулометрическим) составом слагающих его слоев установлен наиболее важный для СФИ признак соответствия: более тонкому гранулометрическому составу отвечают меньшие толщины квазиизохронных слоев, выполненных этим составом [6, 35]. Причинами этого являются разные скорости транспортировки и осаждения частиц разного размера, разная степень диагенетических преобразований осадков с разной гранулометрией, разная степень их постседиментационного уплотнения и т. п. [1, 17]. Выявленная закономерность далеко не всегда проявляется в явном виде – в геологических разрезах очень часто она бывает затушевана.

Этому имеется несколько причин. Следует учитывать, например, что скорость накопления даже однородного по составу осадка также может различаться. В данном случае, однако, речь идет о квазиизохронном накоплении в близких условиях седиментации разных по составу осадков. Требуется пояснения также и сам термин квазиизохронности. Комплекс отложений, накопившийся на протяжении нескольких миллионов лет, рассматривается в стратиграфии как нечто одновозрастное (например, ярус). В действительности же этот комплекс часто имеет «лоскутное» строение и сложен в разных разрезах отложениями, возраст которых может различаться на десятки и даже многие тысячи лет. Палеонтологическими методами это различие в возрасте фиксировать не удастся. Поэтому, изучая структурно-вещественные особенности различных слоев в разрезах определенной стратиграфической единицы, нельзя забывать, что полученные данные характеризуют несколько разновозрастные физико-географические условия, которые как бы проецируются на одну временную плоскость [7].

Именно при структурно-формационном и сейсмолитмологическом анализе разрезов эта закономерность проявляется наиболее полно и отчетливо.

Установлена связь выделенных структурных типов циклитов с фациальными обстановками. Так, проциклиты прибрежной зоны постепенно сменяются прорециклитами, а затем по направлению к погруженным батинальным и аббисальным частям бассейна – рециклитами. В континен-

тальных условиях (лагунах, озерах, болотах и т. п.) чаще всего формируются рециклиты.

По мнению многих геологов (Ю. А. Косыгина и др.), наличие цикличности - необходимое условие выделения наслоенных ФО. Если такая периодичность не устанавливается, то область распространения формации нельзя проследить и, следовательно, нельзя выделить формацию как геологическое (формационное) тело [24]. Поэтому именно по признакам циклического строения расчленяют и корректируют различные типы осадочных формаций [26].

При построении ГСФМ в качестве основного признака закрепляется непрерывное и направленное изменение структурно-вещественных свойств в рамках единого ФО-циклита (принцип 6). В качестве основного структурного признака принимается степень слоистости циклитов разного ранга и масштаба. Ранги и масштабы циклитов и границ между ними (а также и внутренних границ) согласуют друг с другом (рис. 12).

Соответственно в качестве основных параметров ЭСФМ (эффективной сейсмоформационной модели) принимают: κ - эффективное интегральное значение акустической жесткости, Ω - характеристику частоты чередования слоев в ПСА (циклите), σ_x и σ_Ω - их стандартные отклонения. Изменения этих параметров в пределах циклита являются непрерывными и направленными (рис. 12, I-IV).

Вследствие этого определенной направленностью должны характеризоваться также спектральные и временные представления сейсмических отображений циклитов - сейсмоциклитов (СМЦ). Действительно, направленное изменение сейсмоакустических свойств отложений, слагающих циклит, и прежде всего степени их тонкослоистости, отражается в виде мгновенных спектров мощности P (рис. 12, I-IV) и импульсных СМЦ - распределений в общем случае эффективных частотно зависимых коэффициентов отражения K для всех типов циклитов (рис. 12, 5.I-6.IV). При переходе к синтетическим СМЦ, получаемым путем свертки импульсных СМЦ с зондирующим сейсмическим сигналом, отмечается смещение максимумов огибающей СМЦ в зависимости от преобладающей частоты сейсмического импульса (рис. 12, 6.I-6.IV, 7.I-7.IV). Существенно, что характер этих смещений для разных типов циклитов различен. При совместном использовании низкочастотных (НЧ) и высокочастотных (ВЧ) фильтраций происходит смещение энергетически выраженных низкочастотных колебаний к подошве, высокочастотных к кровельной части проциклита. Обратная картина наблюдается в случае рециклита. Для прорециклита характерна концентрация энергии высокочастотных колебаний в центральной части при смещении энергетически выраженных низкочастотных колебаний к подошве и кровле. Обратная картина отмечается для репроциклита (см. рис. 12).

Перерывы в осадконакоплении, проявляющиеся в виде изменения существенных свойств отложений, в силу этого отображаются в виде более или менее резких разрывов непрерывности основных параметров ЭСФМ (см. рис. 12, V.I-V.3, VII.I-VII.3). В соответствии с разделом 2.2.1 выделяют следующие типы границ:

при масштабах (толщинах) циклитов $h > \lambda$ (где λ - длина волны) и достаточной резкости границы между ними наблюдаются энергетически

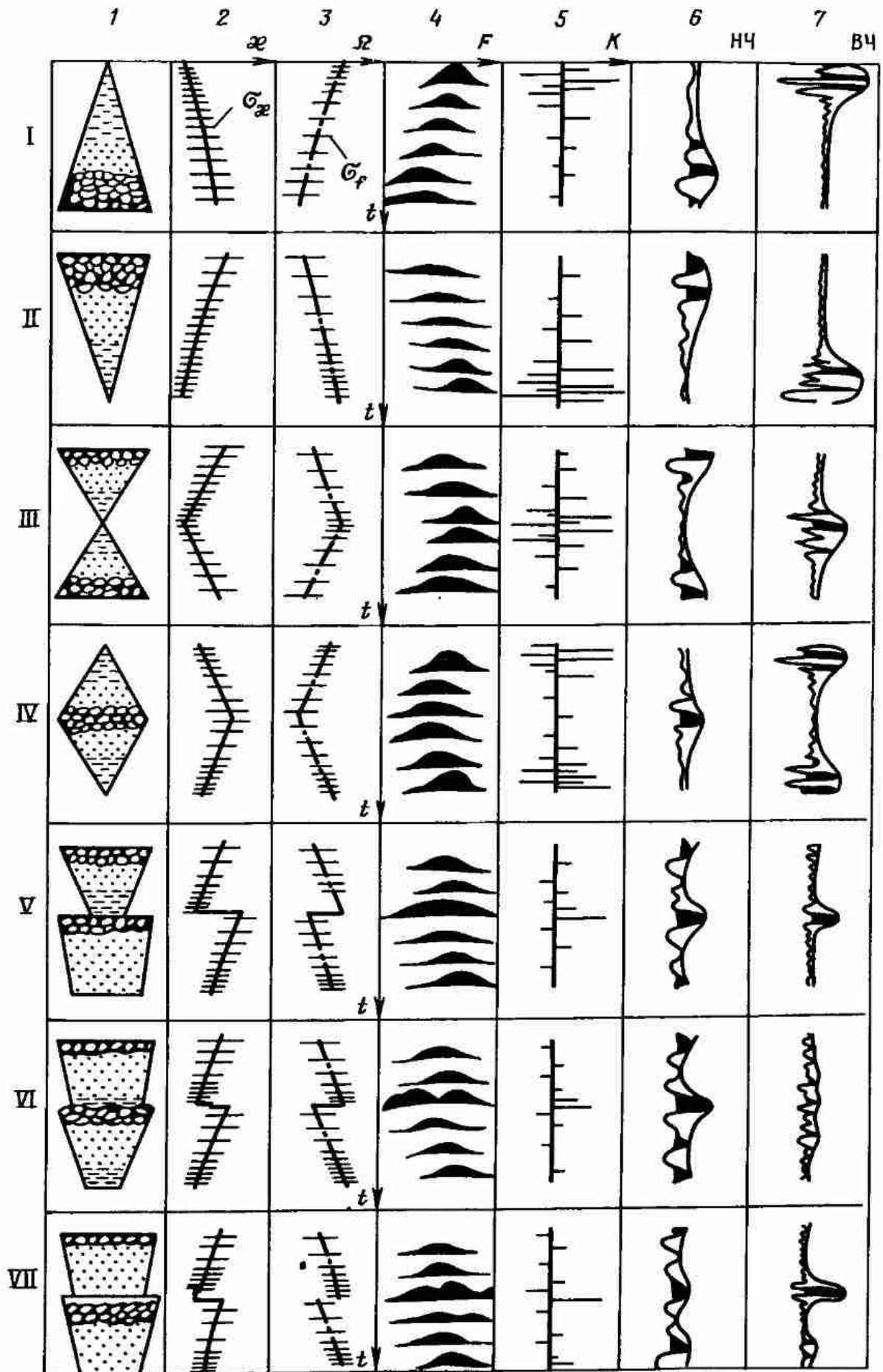


Рис. 12. Типы циклитов, границ между ними и их сейсмические отображения

выраженные колебания, устойчивые к изменению фильтрации (см. рис. 12, VI.6- VI.7);

для нерезкой границы характерны осложненная форма мгновенного спектра мощности и относительное ослабление высокочастотных колебаний (см. рис. 12, VI.4–VI.7);

граница, представленная породнослоевой ассоциацией (в частности, тонким слоем), отображается в периодичности мгновенного спектра мощности и соответственно в резонансных явлениях, обнаруживаемых при разночастотном анализе (см. рис. 12, VII.4–VII.7).

Изложенные признаки положены в основу циклических ЭСФМ и соответствующих моделей сейсмических волновых полей. На них основана также методика спектрально-временного анализа (СВАН), ставшая базовой при выделении и трассировании циклитов разного масштаба и ранга по данным сейсморазведки и других геофизических методов (см. гл. 5).

2.2.4. Вещественный состав формационных объектов

Как видно из изложенного, структурные и вещественные характеристики ФО тесно связаны. Вследствие этого уже при описании внешней и внутренней структур геологических тел в той или иной степени учитывают их литолого-фациальный состав. В свою очередь все известные классификации вещественного состава ФО имеют в своем основании тектонические, фациальные, климатические и прочие факторы, определяющие условия седиментации. Ключевой характеристикой ФО является именно определенная степень их однородности по вещественному составу и структуре парагенетических ассоциаций пород, обязанных своим накоплением определенному тектоническому режиму, фациальной и климатической обстановкам.

На основании представлений о формациях и формационных рядах удалось получить более точные описания главнейших элементов осадочной оболочки: геосинклиналей, орогенов, краевых прогибов и т. п. Они стали характеризоваться не только как тектонические формы со свойственными им типами деформаций (дислокаций), а как крупные геологические тела определенного вещественного выполнения¹. Так, для окраинных плит наиболее характерен ряд, состоящий (снизу вверх) из континентальной терригенной, морской терригенной трансгрессивной, морской карбонатной, морской терригенной регрессивной и континентальной терригенной формаций (Русская и Сибирская палеозойские плиты, Туранско-Скифская плита и др.). Внутренние плиты (платформы) по сравнению с окраинными характеризуются меньшим набором формаций: морская часть разреза на них либо полностью отсутствует, либо представлена только терригенными формациями (Западно-Сибирский бассейн).

¹ Это послужило одним из важных оснований для фундаментального вывода: необходимости перехода к тектоническому районированию территорий по формационными признаками [24].

Намечена важная закономерность в отношениях разнородных формационных рядов по вертикали и латерали – последовательность их в этих направлениях повторяется: геосинклиналь – ороген – плита [7]. Такой характер типичен, очевидно, для всех слоистых структур. Крупнейшие тектонические элементы (геосинклинали, орогены, плиты) можно рассматривать как своеобразные «фации», относящиеся не к породному, а к формационному уровню организации вещества, отношения между которыми также подчинены закону Головкинского – Вальтера.

Характерные свойства основных типов формаций, классифицированные в соответствии с тектоническими режимами: геосинклинальным, орогенным, плитным и переходным, приведены в табл. 3.

Значительное влияние на вещественный состав ФО оказывают фациальные условия осадконакопления. Так, известковистые отложения

Таблица 3

Ряд формационных тектонотипов	Характерные формации	Характерные обстановки осадконакопления	Толщина	Форма в плане и разрезе	Характерные особенности вещественного состава	Скорость осадконакопления
Геосинклинальный	Флиш, флишоидные, молассы, вулканогенные	Глубоководные части бассейнов	Большая	Сильно вытянутая, линзовидная	Фосфориты, бокситы, кремнисто-вулканогенные толщи	Большая, 100 м/млн лет и более
Орогенный (геосинклинальный в стадии замыкания)	Молассы, красноцветные, эвапоритовые	От относительно глубоководных до континентальных, обмеление бассейна, подъем областей сноса	Большая	Асимметричная, линзовидная	Терригенные, грубообломочные, невысокая степень литификации	Большая, 100 м/млн лет
Переходный	Песчаноглинистые, угленосные, карбонатные	Краевые части плит и передовые прогибы, зоны погружения	Значительная	Широкие полосы линзопокровные	В основном терригенные, терригенно-карбонатные	Средняя, иногда значительная, 10–100 м/млн лет
Плитный (платформенный)	Песчаные, глинистые, карбонатные, доманиковые нефтематеринские	Мелководно-морские, переходные, континентальные	Малая	Покровные округлые области	Терригенные, карбонатно-терригенные	Малая, 1–10 м/млн лет

могут накопиться только выше уровня карбонатной компенсации в удаленных от берега частях осадочного бассейна, в которую доступ терригенного материала ограничен. Терригенные отложения образуются в условиях относительно высокой динамики водной среды и привноса обломочного материала с размываемой суши. Они могут накапливаться в глубоководных желобах, на шельфах, в дельтах крупных рек и т. п.

Обстановки осадконакопления, в которых формируется миграционный тип слоистости, характеризуется образованием слоев, литологический состав которых меняется по простиранию. Для таких обстановок понятия слой и пласт имеют различный геологический смысл. Слой и пласт становятся синонимами в обстановках формирования мутационной слоистости. В таких условиях слой на всем протяжении имеет одинаковый литологический состав.

Переходя к характеристике основных литологических разностей, следует еще раз подчеркнуть, что волновая картина отображает прежде всего степень макронеоднородности толщи осадков, поэтому, абстрактно говоря, любой чистой однородной литологической разности отвечает одна и та же волновая картина, а именно, полное ее отсутствие: раз нет неоднородностей, то нет и рассеянных ими волн (отображение контуров тела с данной литологией рассмотрено в предыдущем разделе). Следовательно, говоря о глинах, кластических породах, известняках и др., мы будем подразумевать породно-слоевые ассоциации, т. е. либо преимущественно породы данной литологической разности с незначительными (по общей относительной мощности) прослоями пород другой разности, либо породы данной разности, в которых слоистость обусловлена неодинаковостью физических параметров у разных слоев (различия в степени уплотнения, сцементированности, пористости и т. п., а следовательно – в скорости и плотности).

Глины и алевроиты. Это отложения, образующиеся путем медленного оседания частиц из низкоэнергетических, т. е. низкоскоростных, потоков, содержащих взвешенные глинистые частицы. Морские глины отлагаются на большом расстоянии от береговой линии при малой скорости течений и сравнительно большой глубине моря. Как правило, образуют тонкослоистые толщи с малыми коэффициентами отражения на границах слоев; сейсмические горизонты обычно параллельные или слабодивергентные, устойчиво прослеживаются на большие расстояния. Амплитуды, как правило, слабые, иногда настолько, что соответствующий интервал разреза представляется лишенным отражений – «немым» (майкопские глины на Северном Кавказе). Иногда слабые отражения образуют хаотическую волновую картину вследствие осадконакопления в условиях сильных глубоководных течений, нестабильности склона повышенного порового давления и т. п.

Глинистые отложения аллювиальных конусов локализируются у их подножья; в речных и дельтовых наносах глинистый материал часто составляет основную массу осадков, в толще которых развиты песчаные тела в виде чередующихся пропластков, покровов, линз верхних (трансгрессия) или нижних (регрессия) частей клиноформных тел и т. п. Более систематическая характеристика глин дана в табл. 4.

Характеристика глинистых отложений

Таблица 4

Условная осадочная единица	Литофация	Тренд диспер- сности	Морфология: характер кровли и подошвы	Латеральные контакты	Характер рисунка отражений на временном разрезе. Степень упорядоченности	Ампли- туда	Непре- рыв- ность	Часто- та
Континен- тальные флювиальные Аллюви- альные	Переслаивание глин с тонко- зернистыми пес- ками и илами в приподошвенной части аллюви- альных конусов и в верхней части мсаидровых низкоэнергети- ческих отложений (выпуклый берег)	ГН	Покровы, поло- гие линзы; не- согласие в по- дошве, налегание или прилегание; кровля переходя- щая. Линзы, линзы	Переход по вос- станию к более грубообломочным отложениям	Параллельно- слоистый, расходящийся, волнистый, бугристый. Упорядоченность низкая	Пе- ре- мен- ная и высо- кая	Сред- няя	Пе- ре- мен- ная
Русловые		ГВ	Пологие несогласия в кровле и в подошве	Переход к более грубообломочным отложениям в сторону вогнутого берега				
Переходные дельтовые	Мелководные глины, илы, переходящие по восстанию и вверх по разрезу в более грубо- обломочные; тер- ригенные глины, алевролиты, пес- чаные прослой; песчанистость возрастает вверх по разрезу и по восстанию	ГП ГН	Сложная всерная морфология; вер- шины обращены к источникам материала; по- кровы, линзы, клинья; соглас- ные в кровле, в подошве налега- ние	Переход в верхние конуса выноса в русловые осадки. по падению в клиноформные глинистые и кар- бонатные отложе- ния склона	Параллельнослои- стый, расходящий- ся, полого-косо- слоистый	Сред- няя и низкая; высокая только в фрон- тальной части, где чередо- вание глин, песков, ил, углей	Сред- няя и низкая; высокая только в фрон- тальной части, где чередо- вание глин, песков, ил, углей	Низ- кая и сред- няя

Продолжение табл. 4

Условия осадконакопления	Литофации	Тренд дисперсности	Морфология; характер кровли и подошвы	Латеральные контакты	Характер рисунка отражений на временном разрезе. Степень упорядоченности	Амплитуда	Непрерывность	Частота
Морские – шельфовая равнина Прибрежные, приливно-отливные	Перитовые и литоральные глины, илы, известковистые глины с про- слоями известняка и песчаника	ГВ	Покровы, клинья, черепицеобразные тела	В сторону берега – переход к илам лагун, в сторону моря – к карбонатным фациям	Параллельноистинный, слабо и сильно дивергентный. Упорядоченность высокая	Высокая	Высокая	—
Барьеры, бары	В средней части и в основании баров, сверху вниз: песчано-глинистые, глины, илы	ГН	Подошва согласная или слабонесогласная (налегание регрессивных клиноформ)		Пологие клинья. Упорядоченность средняя и низкая			
Трансгрессионно-регрессионные	Глины, в основании – песчаники. Глины морские и континентальные, разделенные несогласно песчаниками	ГВ	Кровля согласная, иногда на кровлю налегание прибрежных фаций		Пологая косо-слоистость, сигмоидность. Упорядоченность средняя			

<p>Морские шельфовый склон Окраина шельфа, склон</p>	<p>Гемипелагические фации в верхней и средней частях клиноформ – известковистая глина, алевролит, редко прослой песчаника</p>	<p>Линзовидные тела бокового наращивания; обычно согласное залегание в кровле и подошве</p>	<p>В сторону берега переходит в дивергентные глинистые и в меньшей степени в песчанистые отложения шельфовой равнины; со стороны моря – в турбидитовые и гемипелагические осадки</p>	<p>Вкрест простирания - сигмоидные клиноформы, конформации бокового наращивания. По простиранию – параллельный и холмистый. Упорядоченность средняя или не выражена</p>	<p>Средняя реже высокая</p>	<p>Низкая, в средней части клиноформ, высокая в верхней и нижней</p>
<p>Подводные каньоны</p>	<p>ГВ</p>	<p>Тела заполнения подводных впадин и каньонов, базальное налегание</p>				
<p>Морские глубоководные склона Дно бассейна</p>	<p>Глубоководные морские гемипелагические глины и илы, иногда переслаивающиеся песками и алевролитами низкоскоростных мутьевых потоков и придонных течений, а также с карбонатными отложениями</p>	<p>Покровы, структуры облекания и заполнения. Залегание обычно согласное, иногда налегание на эродированную поверхность</p>	<p>Переходят вверх по склону, реже по латерали в веерообразные тела турбидитов или клиноформ склона</p>	<p>Параллельностойкий, холмистый (формы облекания). Упорядоченность не выражена</p>	<p>Средняя, низкая</p>	<p>Обычно выше, чем на склонах</p>

Примечание. Постепенное возрастание глинистости, уменьшение размеров зерен в массиве песчано-глинистого тела: ГН от кровли к подошве (глинистый низ), ГВ от подошвы к кровле (глинистый верх).

Характеристика

Условия осадконакопления	Литофации. Мощность	Тренд дисперсности	Морфология; характер кровли и подошвы
Континентальные-золотые	Чистые, однородные, хорошо отсортированные пески, песчаники. Высокая пористость и проницаемость. Мощность от десятков до нескольких сотен метров	Отсутствует	Покровы до тысяч и десятков тысяч квадратных километров по площади; контакты в кровле и подошве разнообразны, обычно эрозионные
Континентальные-флювиальные; аллювий, русловые отложения	Пески с прослоями илистых глин и гравия. Мощность от единиц до 100 м	Аллювий-ГН, русловые-ГВ	Аллювий-удлиненные веерообразные тела шириной до 3-5 км, длиной 100 км и более, русловые-весьма извилисты; основание эрозионное, его форма вкрест простирания-пологий трог, кровля-переходная
Переходные-дельтовые: дельтовая равнина, фронтальная часть, продельта	Пески небольшой мощности (единицы и первые десятки метров). Переплаивание с глинами и углистыми пластами	Преобладает ГН	Покровы, всера. Подстилаются морскими продельтовыми илами и глинами, перекрываются лагунными илами и глинами; кровля и подошва резкие, иногда-размытые
Морские шельфовая равнина Приливно-отливные Барьерные и баровые отложения	Пески, чередующиеся с глинами, илами, иногда-с лагунными углями	ГВ ГН	Покровы, вытянутые вдоль палеоберега, десятки километров шириной, сотни длиной; пологие трансгрессивные и регрессивные тела Эллиптические линзы, крутые со стороны моря, пологие-со стороны берега (лагуны)

Латеральные переходы	Характер рисунка отражений на временном разрезе. Степень упорядоченности	Амплитуда	Непрерывность	Частота
Переходят в прибрежные, флювиальные отложения озер и болот	Бугристый, слабо-различимая косо-слоистость, хаотичность. Упорядоченность низкая	Низкая; переменная	Плохая, границы шероховатые	Нехарактерна
Боковые контакты эрозионные или неопределенные. По восстанию переходят в неупорядоченные наносы, по падению – в дельтовую равнину или фации шельфа	Косослоистый, бугристый, линзовидный; углы менее 20°. Упорядоченность низкая	Переменная. В случае переслаивания – местами высокая	Плохая или переменная; редко (низы аллювия и верха русловых) высокая	Переменная, повышенная
Со стороны берега переходят в флювиальные, со стороны моря в клиноформы окраины шельфа	Полого-бугристый; неровно-параллельно-слоистый; дивергентный; пластинчатый, полого-клиноформный. Упорядоченность средняя	Низкие и средние; высокие у угольных пластов	Переменная; высокая у угольных пластов	Переменная и пониженная
В сторону моря переходят в морские илы и глины, в сторону берега в лагунные илы и глины и дельтовые отложения	Параллельнослоистые, слабодивергентные. Упорядоченность высокая Пологие холмы или линзы. Упорядоченность средняя	Высокая или средняя за счет чередования с глинами, илами, углями		Переменная, иногда низкая

Условия осадкоотложения	Литофаци. Мощность	Тренд дисперсности	Морфология; характер кровли и подошвы
Морские: окраина шельфа и шельфовый склон	В случае высокоэнергетических потоков (обилие поступающего обломочного материала) - пески, при недостатке материала - глинистые пески, алевролиты, обилие глинистых и карбонатных прослоев	ГВ	Трансгрессивные и регрессивные, линзовидные тела бокового наращивания, сигмовидные тела, веера; в подошве налегание, в кровле нередко размывы
Морские Подножье склона Каньоны Глубокое море	Средние и нижние части регрессионных комплексов: переслаивание турбидитовых песков, глин и алевролитов Турбидитовые пески Пески, переносимые донными течениями	— — —	Покровы, облекания, нередко выраженные веера, подошвенное налегание, тыс. км ² Резко выраженные оползневые веера, тела заполнения, подошвенное налегание Покровы, облекания, контакты согласные

Примечание. Постепенное возрастание глинистости, уменьшение размытый низ), ГВ - от подошвы к кровле (глинистый верх).

Пески, песчаники. Этот тип осадков отличается, по-видимому, наиболее широким диапазоном сейсмоформационных характеристик, что определяется разнообразием их происхождения: широко развиты континентальные отложения (золотые, аллювиальные, русловые), отложения переходной зоны (дельтовые, прибрежные) и морские (трансгрессивные, регрессивные, турбидитовые и, наконец, сравнительно глубоководные).

Наиболее мощные, протяженные, однородные, высокопористые и проницаемые, песчаные тела - это золотые образования. Аллювиальные тела, напротив, имеют наиболее неправильную форму, наиболее изменчивы в пространстве, плохо отсортированы. Здесь встречаются

Латеральные переходы	Характер рисунка отражений на временном разрезе. Степень упорядоченности	Амплитуда	Непрерывность	Частота
В сторону берега – переход в пологие тела шельфовой равнины или дельтовые отложения; в сторону моря – переход в морские глины подножья склона, или параллельно берегу – в турбидитовые конуса	Клиноформный (сигмоидный, косо-слоистый), множественные веера. Упорядоченность средняя и низкая	Средняя, реже высокая. Уменьшается от верхних к нижним частям клиноформ		Низкая в средних частях клиноформ, средняя и высокая в верхних и нижних
В сторону берега – переход в отложения склона и шельфовой равнины, уменьшение дисперсности осадков	Параллельнослоистый или бесструктурный. Упорядоченность плохо выражена Клиноформы, бугристый и хаотичный характер. Упорядоченность низкая Параллельнослоистый. Упорядоченность плохо выражена	Средние и низкие	Средняя у покровов, низкая у вееров	Преобладает высокая у покровов, в других случаях не выражена

ров зерен в массиве песчано-глинистого тела: ГН – от кровли к подошве (глинис-

наиболее грубозернистые разности: образуют веера, рукава, песчаные бары палеомеридианов. Дельтовые отложения относятся к числу наиболее широко распространенных. Латерально они связаны, с одной стороны, с флювиальными русловыми отложениями, а с другой – с покровными тонкозернистыми отложениями шельфовой равнины; соответственно постепенно меняются форма песчаных тел и степень отсортированности. Прибрежные песчаники по степени отсортированности, пористости и проницаемости приближаются к эоловым, но обычно образуют более разнообразные тела – вытянутые параллельно берегу покровы, а также бары и барьеры. Морские песчаники шельфа, континентального

склона (включая прорезающие его каньоны) и подножья склона образуют сравнительно тонкие (кроме тел заполнения) покровы, переслаивающиеся с глинистыми и карбонатными образованиями, как правило, более мощными, чем песчанистые прослои. В целом для песчанистых тел характерны менее спокойные стабильные условия формирования, чем для глин и карбонатных отложений; отсюда, с одной стороны, – сложность морфологии, внутренней слоистости, латеральная изменчивость, а с другой – важность условий контакта с вмещающими и прилегающими по латерали породами.

Специфической формационной характеристикой является направленность изменения состава отложений по вертикали и латерали. Она отличается разнообразием: золотые отложения, как правило, не имеют определенного тренда; дисперсность дельтовых, аллювиальных и баровых отложений уменьшается от подошвы к кровле и от периферии конуса выноса к его вершине; у меандровых и приливно-отливных отложений, наоборот, дисперсность обычно возрастает к кровле, у турбидитов картины разнообразны. Наиболее упорядоченный циклический характер имеют параллельно-слоистые песчано-глинистые отложения шельфовой равнины и склона, а также сравнительно глубоководные кластические осадки; наиболее хаотично «высокоэнтропийно» организованы аллювиальные конуса выноса. Более систематически эти особенности охарактеризованы в табл. 5.

Карбонатные породы. Обычно отражения от кровли карбонатных тел имеют, как правило, положительную полярность ($\kappa > 0$) и значительную амплитуду вследствие обычно наблюдаемой повышенной акустической жесткости карбонатных отложений. Редкие исключения представлены случаями весьма высокопористых, трещиноватых и/или эродированных карбонатных тел.

Трудности разрешенного отображения карбонатных тел ограниченной мощности усугубляются высокими скоростями. При скорости порядка 5000 м/с в карбонатном слое мощностью 100 м двойное время пробега составляет 0,040 с, т. е. укладывается только одна длина волны 25-герцовой составляющей спектра.

Пластовые слоистые карбонатные тела (микрозернистые известняки, мел, известковистые глинистые сланцы, выпадающие из взвесей) отображаются в сейсмическом поле хорошо выдержанными по латерали, высокоамплитудными отражениями.

Биокластическим отложениям – среднезернистым известковистым телам, формирующимся при осаждении карбонатных частиц из высокоэнергетических потоков, соответствуют те же морфологические особенности и те же проявления в волновой картине, что и некарбонатным кластическим породам. Органогенные постройки характеризуются волновыми картинками, рассмотренными ранее.

Соляные массивы. Формационные комплексы, содержащие соляные тела значительной мощности, под влиянием статической нагрузки покрывающей толщи становятся внутренне нестабильными из-за таких свойств соли, как повышенная пластичность и низкая плотность ($2,2 \text{ г/см}^3$). В развитии солевой тектоники выделяют три стадии – образование подушкообразных тел, диапиров и постдиапиров.

2.2.5. Нефтегазоносность формационных объектов

Основными факторами, определяющими образование регионально нефтегазоносных комплексов, являются [4]:

накопление органического вещества и вмещающих его осадков в субаквальной среде с анаэробной геохимической обстановкой в фазы развития движений прогибания, достаточного для создания соответствующих термодинамических (термобарических) условий, которые необходимы для преобразования и последующей эмиграции нефтяных углеводородов из нефтематеринских пород в коллекторы;

отсутствие возможности попадания рассматриваемой части разреза в зону активного водообмена и аэрации в последующие фазы развития восходящих движений;

наличие в комплексе пород, характеризующихся благоприятными коллекторскими свойствами;

наличие в комплексе толщи практически нефтегазонепроницаемых пород-покрышек для обеспечения сохранности залежи.

Продуктивность определяется толщинами комплексов отложений, качеством резервуаров, соотношением с флюидоупорами, – а все эти признаки связаны с типами формаций. По мнению большинства геолого-нефтяников, ни на один из типов формаций нет запрета на нефтегазоносность.

Однако есть формации, где залежи УВ встречаются чаще и больших размеров, а в других – меньше и реже. Нетипичными для накопления УВ являются формации: терригенный флиш, грубая моласса, глинистая, доманикоидная, эвапоритовая, терригенно-карбонатная, эффузивная, коры выветривания. Однако в ряде регионов эти формации могут быть единственными нефтегазоносными.

Нефтегазоносность ФО контролируется тектоническими, физико-географическими, геоморфологическими условиями их формирования.

В результате большого объема исследований показано, что проницаемые (коллекторы) и непроницаемые (флюидоупоры) толщи формировались в совершенно определенные фазы тектонических трансгрессивно-регрессивных циклов.

Региональная верхнеюрская покрышка (глинистая – Западная Сибирь) образовалась в период максимальной трансгрессии, в фазы второй трансгрессии и инундации. Региональные покрышки эвапоритового состава образуются в регрессивных частях макроциклов, а именно в фазы дифференциации и регрессии.

Экраны в мезоциклитах занимают, главным образом, среднюю, финально-трансгрессивную, а также отчасти (или полностью) и инициально-регрессивную части. Это наиболее глинистая толща широкого площадного распространения (в районах Западной Сибири – нижне-васюганские, баженовская, тарская, алымская, викуловская и другие свиты).

Формирование коллекторских толщ в региональных нефтегазоносных комплексах связано с регрессивными частями макроциклов, с их конечными стадиями, реже – с начальными регрессивными и начальными трансгрессивными стадиями. Наилучшие коллекторы тяготеют к макси-

муму регрессий, к предперерывным толщам¹. В начальных трансгрессивных стадиях коллекторы приурочены к базальным горизонтам, в особенности в случае несогласного перекрытия подстилающих отложений.

Все типичные нефтематеринские свиты, в том числе доманикового типа, баженовиты, куонамские и кукурские сланцы – образовались в трансгрессивные фазы макроциклов и были приурочены к максимуму трансгрессии.

Газоматеринские свиты чаще всего формировались в начальные фазы трансгрессий.

Формации с низкой концентрацией органического вещества приурочены к регрессивным частям макроциклов. Так, верхнеюрские красноцветная и звапоритовая формации Скифской и Туранской плит (резко обедненные органическим веществом) образовались в регрессивную часть макроцикла, а именно в фазы регрессии и дифференциации.

2.3. ДИСЛОКАЦИИ СЛОИСТОЙ СТРУКТУРЫ ФОРМАЦИОННЫХ ОБЪЕКТОВ

Под дислокациями понимают любые отклонения слоистой структуры гипергенной оболочки от гидростатически равновесной Земли под действием тектонических процессов [24]. Дислокации слоистой структуры могут быть пликативными, дизъюнктивными, инъективными и сложными, комбинированными (сочетаниями перечисленных).

При формировании слоистой структуры образуются дислокации, отражающие первичные условия залегания (слабые наклоны поверхностей седиментации, различные формы облекания погребенного рельефа и т. п.). Неизменными первичные формы залегания слоев в разрезе сохраняются как исключение. В последующей истории своего развития они испытывают воздействия различных тектонических факторов и изменяют условия залегания.

2.3.1. Пликативные дислокации

Дислокации этого вида возникают в результате складчатых движений, при этом формируются моноклинали, флексуры, синклинали и антиклинальные складки различного масштаба от единичных форм до их ансамблей.

Различные типы складок выделяют также при их классификации по морфологическим признакам, масштабам и рангам¹, по условиям деформации, по кинематике формирования, по генезису (складкообразующим процессам) и т. п. При этом выделяют складчатость тектонического

¹ Подперерывные отложения – регионально ослабленные зоны, флюидоводы. Характерны повышенная кавернозность, трещиноватость и т. п., т. е. способность фильтрации флюидов. Вследствие этого подперерывные зоны – главные региональные пути латеральной миграции УВ.

² Устанавливается тесная связь складчатых форм с масштабами и рангами ФО: ФС – мегаформы, ВК и Ф – макроформы, Ф и Субф – мезоформы, КПА и МПА – микроформы [42].

(эндогенную) и нетектонического (экзогенную) происхождения (в том числе конседиментационную и постседиментационную).

Степень изогнутости (наклоны крыльев, размеры складок, «плотность» расположения складок) и трансформированность (искажение мощностей, выжимание слоев, пространственное изменение мощностей на конседиментационных складках, явления неравномерного уплотнения и т. п.) позволяют судить о деформациях слоистой структуры (сжатие, растяжение, сдвиг), интенсивности деформаций в различных участках (зоны линейной складчатости и т. д.) и на различных уровнях (складчатость в различных структурных этажах).

Складчатость можно рассматривать как универсальное явление, ее исследование может стать одной из важных основ для реконструкции геодинамической истории осадочных отложений.

Пликативные дислокации не нарушают связей слоистой структуры, поэтому не разделяют (в отличие от дизъюнктивных) осадочную оболочку на участки, подобные блокам. Исследование пликативных дислокаций способствует выяснению динамики развития геологической структуры в пределах блоков, ограниченных дизъюнктивными границами.

Простейшей геометрической моделью складок может служить серия согласных цилиндрических поверхностей с синусоидальной направляющей, обычно вписанной в колокольную огибающую:

$$z = a \{ \exp [-a^2 (x - x_0)^2] \} \sin \frac{2\pi}{\lambda} x,$$

здесь a – амплитуда складок; a – параметр затухания огибающей; λ – длина периода складчатости; координата x считается совпадающей с направлением профиля.

Складки можно считать пологими, если радиусы кривизны направляющей значительно больше их глубины залегания. Разумеется, складчатость осложняет поверхность, находящуюся на ненулевой глубине и имеющую ненулевой в общем случае наклон, однако в формулу эти компоненты не включены в соответствии с принципом аддитивности, предусмотренным исходной ГСФМ. В качестве модели брахиантиклинали обычно выбирают формулу

$$z = a \exp [-a_x^2 (x - x_0)^2 - a_y (y - y_0)^2].$$

По мере приближения (сверху) радиусов кривизны складок R к глубине их залегания h на немигрированных временных разрезах начинает сказываться сейсмический снос: «антиклинали» становятся шире, а «синклинали» – уже, чем в действительности. Количественная мера искажений ясна из рис. 13. При $R = h$ «синклинали» стягиваются в точку, если профиль проложен вкрест простирания, а при $R < h$ на месте синклиналей (или вообще вогнутых участков отражающих границ) появляются хорошо знакомые сейсморазведчикам «петли». При несовпадении направления профиля с направлением падения эти явления выражены слабее, но случай неприятен тем, что обычная профильная миграция не ликвидирует сейсмический снос полностью, в связи с чем структурные формы остаются искаженными и после такой миграции.

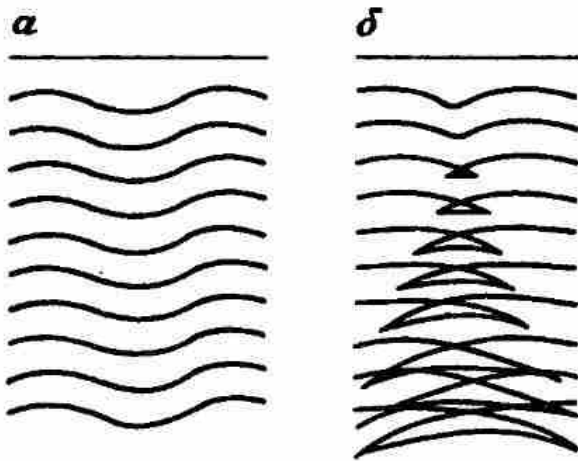


Рис. 13. Схемы сопряженных синклинали и антиклиналей (а) и их образа на временном разрезе со сносом (б)

Лишь трехмерная миграция при площадной съемке гарантирует устранение искажений.

Поисковое значение изучения морфологии складок общеизвестно, так как именно к их определенным частям (перегибам антиклиналей) приурочены залежи нефти и газа. Поиск и картирование антиклинальных складок до настоящего времени остается важнейшей задачей сейсморазведки, в том числе и при применении СФИ. Однако именно при структурно-формационном подходе наиболее полно учитываются парагенетические и генетические связи складчатых структур с вещественным составом выполняющих их отложений, отображаемые в сейсмических полях.

2.3.2. Дизъюнктивные дислокации

Дизъюнктивные (разрывные) дислокации являются усложнением основной слоистой структуры отложений.

Сопоставление слоистой и блоковой (дизъюнктивной) структур отложений приводит к следующим выводам [24]:

слоистая структура образуется путем последовательного формирования ее элементов (слоев, поверхностей напластования), блоковая же структура образуется в уже сформированной среде;

смежные элементы слоистой структуры после их формирования в процессе дальнейшего развития слоистой структуры не перемещаются друг относительно друга (если не считать особых типов дислокаций – межпластовых сдвигов); в противоположность этому смежные блоки блоковой структуры обязательно перемещаются друг относительно друга в течение некоторого времени, которое может быть небольшим (например, отвечающим времени цементации), но может быть и огромным (1,5–2 млрд. лет – разломы, ограничивающие Сибирскую платформу, древние зоны разломов докембрия Балтийского щита и др.);

как слоистые структуры и их элементы, так и блоковые структуры являются не только многопорядковыми (разноранговыми) по объемным размерам (масштабам), но и соразмерными по времени существования, которое для первых отвечает продолжительности формирования, для вторых – продолжительности времени тектонической активности.

Таким образом, роль слоистой и блоковой структур в общем структурном развитии осадочной оболочки можно считать в равной степени существенной.

В развиваемой в настоящее время теории дизъюнктивов [7] принимается ряд аксиоматических положений. Всякий дизъюнктив (Д) в реальном геологическом пространстве представляет собой трехмерное геологическое тело. Тела Д не входят ни в один класс геологических тел разного уровня организации. В моделях участков геологического пространства всякий Д может быть представлен геологической границей (дизъюнктивная геологическая граница), что вызывает понижение размерности Д в моделях. Не существует безамплитудных дизъюнктивов как геологических границ (постулат Гзовского).

Классам (уровням) геологических тел (ФО) отвечают свои классы Д как геологические границы. Соотношение ФО разных уровней иерархии и дизъюнктивов разных рангов может быть представлено в следующем виде:

Ранг ФО	Ранг дизъюнктива
Формационная система (ФС)	Глубинный разлом, линеамент
Формационный комплекс (ФК)	Глубинный разлом, макроразлом
Формации (Ф)	Разлом
Субформация (Субф)	Разлом, мезоразлом
Крупная породная ассоциация (КПА)	Мезоразлом, микроразлом
Мелкая породная ассоциация (МПА)	Микроразлом, макротрещина

Утверждается, что Д какого-либо класса служат геологическими границами лишь тех рангов ФО, которым они соответствуют. Всякий Д является структурным геологическим отношением между ФО лишь для фиксированных их рангов.

Кинематический тип дизъюнктива определяют по типу амплитуды (т.е. в зависимости от того, вдоль какой координатной оси амплитуда определяется) и ориентировки сместителя (идеализированное представление Д в виде куска поверхности, по которому соприкасаются его крылья). Соответственно при восстановлении кинематики Д учитывают только относительные перемещения его крыльев.

Выделяют восемь основных кинематических типов Д (рис. 14):

сброс – крутизна сместителя $45-90^\circ$, смещение всячего крыла в отрицательном направлении оси С;

взброс – $45-90^\circ$, в положительном направлении С;

выдвиг – $10-45^\circ$, в отрицательном по С;

надвиг – $10-45^\circ$, в положительном по С;

сдвиг – $10-90^\circ$, смещение крыльев вдоль оси А;

раздвиг – любой угол, смещение вдоль оси В;

шарьяж (покров) – $0-10^\circ$, смещение в плоскости АС;

взрез – 90° , при любом смещении по С.

Основным элементом является взрез. Подвергая его вращению или трансляции (параллельному переносу), получают все кинематические типы и их комбинации¹.

По типу вещественных элементов тела Д подразделяют на: тела наполнения – рыхлый, нескрепленный материал; тела выполнения – маг-

¹ Существенно, что реальные Д очень часто представляют собой совокупность (порой достаточно большую) различных кинематических типов, без явного преобладания какого-либо из них.

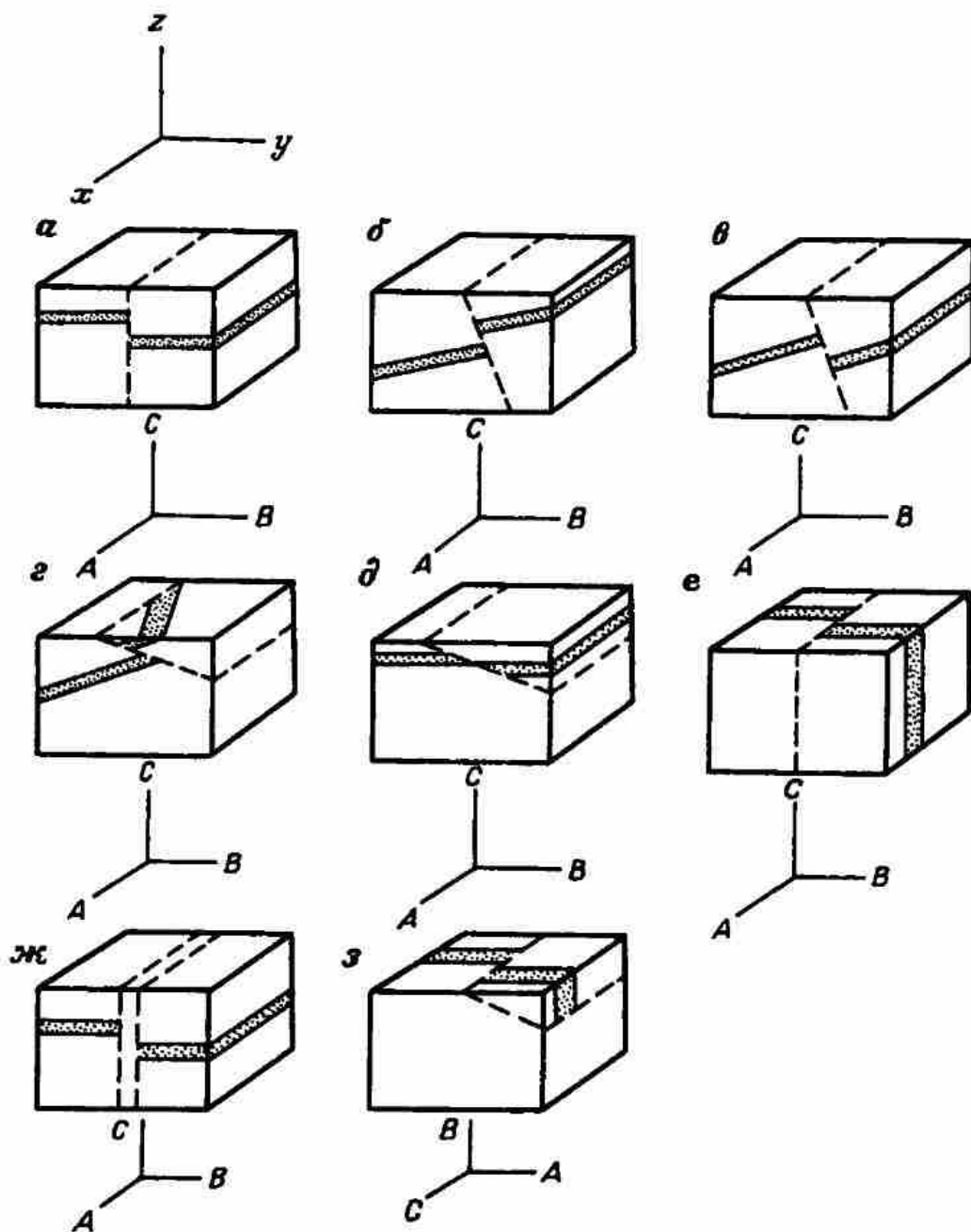


Рис. 14. Кинематические типы дизъюнктивов (по В. Ю. Забродину):
а взрез; *б* сброс; *в* взброс; *г* надвиг; *д* выдвиг; *е* - сдвиг; *ж* раздвиг; *з* шарьяж (покров)

матические, метасоматические или гидротермально-пневматолитовые образования (жилы, дайки, интрузии); тела преобразования – преобразованное вещество геологического тела – милониты, гемикластиты, динамометаморфизованные формации; «антитела» – зияющие полости (промежуточный этап существования Д, уступающий одному из перечисленных видов тел).

По форме все Д разделяют на линейные и кольцевые (в плане). Выделяют также: ранговые, существующие на всю мощность ФО того же (что и Д) ранга; частные Д – пересекающие часть ФО, либо проявляющиеся внутри ФО; внеранговые – пересекают границы ФО, не пересекая полностью самих ФО.

Так же как и при анализе ФО, структура Д определяется соотношением Д предшествующего ранга.

В процессе сейсмических работ в последнее время широко выявляются новые типы разрывов. Они характеризуются ковшеобразной формой сместителя в разрезе и называются листрическими. Листрические нарушения по кинематическому типу могут быть сбросовыми или надвиговыми. Глубокие (пологие) их части часто объединяются и образуют поверхность тектонического срыва (такие поверхности могут возникать и самостоятельно, без видимой связи с листрическими разломами).

Сочетания дизъюнктивных дислокаций в пространстве образуют специфические тектонические формы. К их числу относятся грабены, горсты и сбросовые ступени. В различных сочетаниях они образуют сложные формы (телескопические, вложенные). Разделение на блоки в ходе геологической эволюции носит прерывисто-непрерывный характер. Новые блоки не только создаются, но и часть уже возникших блоков, ограниченных активными разломами, отмирает. Разломы «залечиваются», заполняются минеральными агрегатами, обеспечивая укрупнение блоков [7].

Структурно-формационный подход требует рассмотрения не столько отдельных сбросов или других проявлений разрывной тектоники, сколько всей их совокупности. В центре внимания оказывается тот факт, что одиночные сбросы, как правило, не встречаются – они обычно образуют последовательность с субпараллельными плоскостями сбрасывателя, иногда – несколько разновозрастных взаимно пересекающихся последовательностей.

Сейсморазведка, в особенности трехмерная, позволяет в деталях (по крайней мере, с точки зрения структуры) изучить развитие системы сбросов в их совокупности.

Пример модели отдельного сброса: поверхность сбрасывателя представляет собой поверхность кругового цилиндра; уравнение оси цилиндра $x = -1$ км (линия, параллельная оси y , расположенная на высоте 1 км над поверхностью земли), радиус $R = 5$ км (рис. 15,а), смещения в плоскости сбрасывателя – по направляющим цилиндра (без горизонтальной составляющей в плоскости сбрасывателя; амплитуды смещения заданы картой на рис. 15,б).

Сейсмический образ сброса на немигрированном временном разрезе разительно отличается от своей геологической модели и модели в поле функции $\kappa(x)$: сейсмические горизонты не терпят разрывов и могут лишь искривляться, затухать и образовывать петли: каждый из горизонтов, подходя к плоскости сбрасывателя в форме отраженной волны, за плоскостью сбрасывателя представлен дифрагированными волнами, постепенно затухающими. Иногда на разрезах фиксируются и горизонты, представленные отражениями от плоскости сбрасывателя, однако на немигрированных разрезах они оказываются далеко сдвинутыми в сторону падения плоскости сбрасывателя от своего истинного положения (рис. 15,в).

На мигрированном разрезе по профилю, ориентированному приблизительно вкост простирания сброса (или ориентированному произвольно, но построенному в результате трехмерной миграции), сейсмический образ сброса вплоть до мелких деталей, в принципе без всяких искажений, отображает реальную геологическую ситуацию.

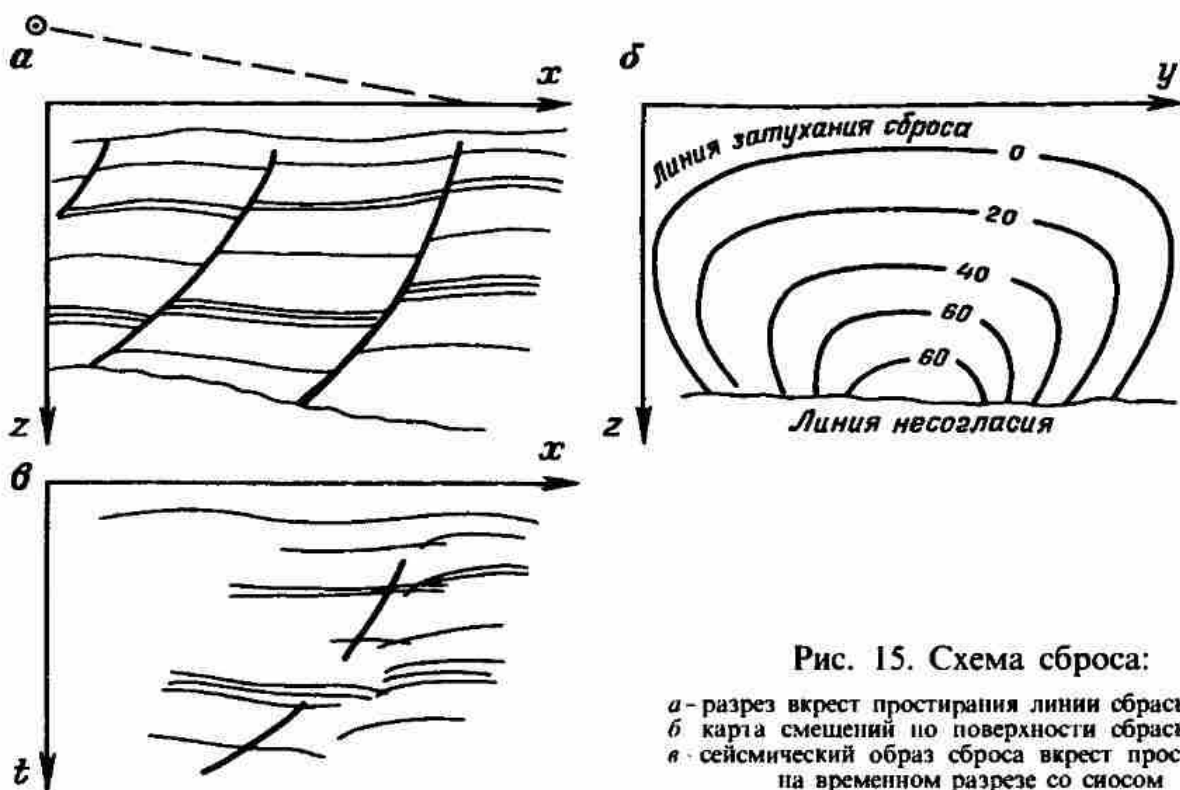


Рис. 15. Схема сброса:

а - разрез вкрест простирания линии сбрасывателя;
б - карта смещений по поверхности сбрасывателя;
в - сейсмический образ сброса вкрест простирания
на временном разрезе со сносом

Наиболее информативным при изучении разрывной тектоники, в особенности при наличии нескольких взаимно пересекающихся систем нарушений, является совместное использование горизонтальных и вертикальных сечений сейсмического поля. В сечении $t = \text{const}$ сбросы отчетливо проявляются как разрывы непрерывности синфазностей, нередко с небольшим, но резким изменением их направлений. Совокупность вертикальных и горизонтальных сечений позволяет уверенно выделять и трассировать сбросы в пространстве, отождествлять их от профиля к профилю, разбираться во взаимно пересекающихся системах сбросов.

Сейсмические данные являются в сущности единственным материалом, позволяющим проследить корни сбросов в фундаменте.

При построении ГСФМ и соответствующих ЭФМ и ЭСФМ существенным является адекватное отображение в моделях сочетания структурных (в частности, дизъюнктивных) и вещественных свойств разреза. Как и в предыдущих примерах, средством для изучения взаимодействия этих факторов может служить сейсмо моделирование. На рис. 16 представлен пример сейсмического моделирования в зоне микрограбена.

Основным элементом реально наблюдаемой волновой картины является наличие петли, обусловленной границей облекания в области грабена (рис. 16, *з*).

Аналогичное отображение на модельном временном разрезе (рис. 16, *в*) удалось получить лишь при определенном распределении параметров акустической жесткости в зоне грабена: $a_1 : a_2 : a_3 : a_4 : a_5$, а именно при $a_2 = a_3 = a_4 = 2a_1 = 2a_5$. Таким образом, в данном случае экспериментально показано, что наличие микроструктуры типа грабена приводит к существенному перераспределению физических свойств отложений в этой зоне.

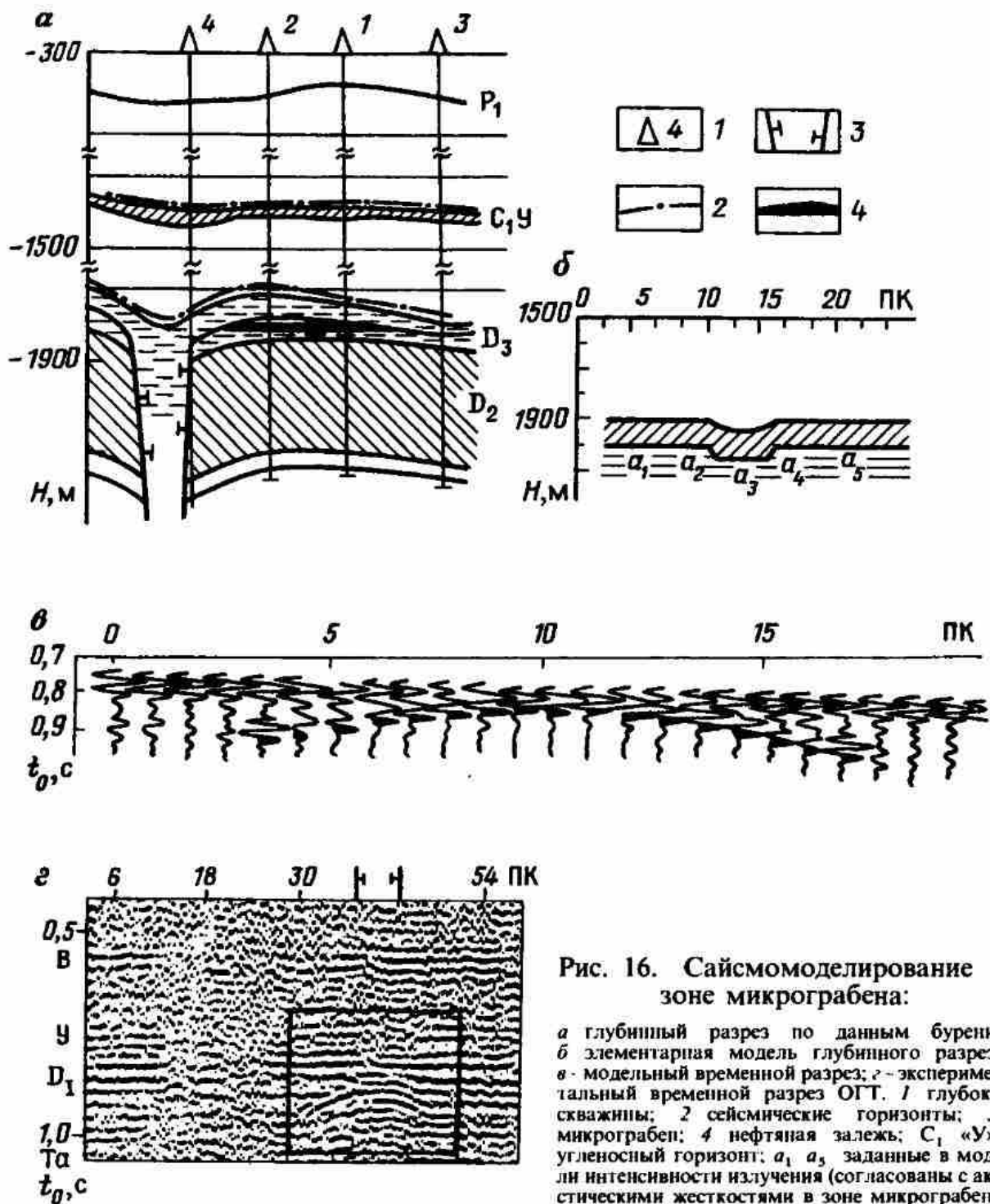


Рис. 16. Сейсмо моделирование в зоне микрограбена:

a - глубинный разрез по данным бурения; *b* - элементарная модель глубинного разреза; *v* - модельный временной разрез; τ - экспериментальный временной разрез ОГТ. 1 - глубокие скважины; 2 - сейсмические горизонты; 3 - микрограбен; 4 - нефтяная залежь; C_1 «У» угленосный горизонт; α_1, α_5 - заданные в модели интенсивности излучения (согласованы с акустическими жесткостями в зоне микрограбена)

2.3.3. Инъективные дислокации

К инъективным относят форму дислокации, заключающуюся во внедрении (или проникновении) вещества одного (или одних) геологического тела (слоев) в пространство, занимаемое другими геологическими телами (слоями) [24]: диапировые складки, магматические интрузивные тела, трещинные магматические и соляные инъекции и т. п.

Подобно дизъюнктивным инъективные дислокации сопровождаются разрывами сплошности слоистой структуры. Но в отличие от дизъюнктивных дислокаций они обязательно сопровождаются образованием в результате аккумуляции вещества, проникающего из одних слоев в другие, новых геологических тел (ФО) с самостоятельной формой залегания.

Класс инъективных дислокаций объединяет две основные группы: 1) группу дислокаций, связанных с перемещением осадочных пород или осадочного материала (диапировые ядра, соляные массивы и др.)¹; 2) группу дислокаций, связанных с перемещением магматических масс. Дислокации обеих групп обладают некоторыми общими чертами, что позволяет использовать сравнительный метод при исследовании создающих их процессов.

С перемещением материала нижних слоев в пространство верхних связано возникновение различных компенсационных опусканий, сопутствующих некоторым видам инъективных дислокаций (например, краевые синклинали на соляных куполах, синклинальные вдавленности на грязевых вулканах, вулcano-тектонические депрессии и т. п.).

Если пликативные и дизъюнктивные дислокации являются повсеместными в осадочной оболочке, то распространение инъективных дислокаций более ограничено. Так, соляные и глиняные диапиры известны лишь в некоторых районах, и появление их всегда связано с наличием соответствующих осадочных формаций и благоприятных тектонических условий.

По своим размерам геологические тела (ФО), связанные с инъективными дислокациями, охватывают значительно меньший диапазон порядков размеров, чем пликативные и дизъюнктивные формы. Размеры их, как правило, не превышают (по Ю. А. Косыгину) третьего-четвертого порядка, что по введенной нами иерархии ФО соответствует рангам крупных формаций и формационных комплексов.

До недавнего времени при построении ГСФМ и соответствующих им ЭСФМ инъективные ФО задавали, как правило, в виде однородных тел. Исследования последних лет свидетельствуют о тесной связи морфологии инъективных ФО с их внутренним строением и вещественным составом. Так, определены типовые модели соляных куполов (по работам С. Б. Файницкого, Е. Г. Скорняковой и др.). Их трехслойное внутреннее строение, согласованное с морфологией соляного купола, необходимо учитывать при построении ЭСФМ для получения модельных волновых полей, адекватных экспериментальным.

2.4. ПЕРЕХОД ОТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ К ФИЗИЧЕСКИМ И ЭФФЕКТИВНЫМ СЕЙСМОФОРМАЦИОННЫМ МОДЕЛЯМ

Главным фактором, определяющим специфику перехода от ГСФМ к ЭФМ и ЭСФМ, является формационный (надпородный) уровень исследований. Приходится сразу же заметить, что этот уровень (по сравнению с геологическими телами минерального и породного уровней) к настоящему времени не изучен в достаточной степени. Пока что можно дать лишь ориентировочные оценки влияния на ЭФМ и ЭСФМ типов парагенезиса и различных геологических процессов. Накопление соот-

¹ В настоящее время имеются убедительные данные о росте диапировых складок и куполов во время осадконакопления (уменьшение мощности отложений к сводовым частям складок), что позволяет рассматривать формирование диапировых складок и соляных куполов растянутым во времени [7].

ветствующих данных должно способствовать более надежной интерпретации материалов сейсморазведки.

Вместе с тем, некоторые закономерности, установленные на уровне исследований физических свойств минералов и пород, могут быть перенесены (экстраполированы) и на формационный уровень, разумеется с неизбежными в данном случае оговорками и осторожностью прогнозов. В частности, очевидно, что влияние, как правило, более сложных морфологий, внутренней структуры и вещественного состава ФО обуславливает больший разброс (дисперсию) реальных оценок акустических свойств ФО (скорости v , плотности ρ , поглощения α) по сравнению с оценками по минеральным и породным образцам. Возрастает также роль градиентов параметров, характеризующих непрерывность и направленность их изменения в пределах ФО. Особую роль приобретают типы слоистости ФО, в зависимости от которых их физические свойства могут в существенно различной степени варьировать относительно свойств пород, парагенетические ассоциации которых и составляют ФО.

Влияние породно-минералогического состава на физические свойства ФО несомненно, но при его оценке необходимо учитывать роль парагенезиса и других геологических факторов, сопутствующих формированию и последующему развитию ФО. Отнюдь не редкой является ситуация, когда при аналогичных структурно-вещественных свойствах ФО их физические свойства различаются прежде всего из-за различного их генезиса (парагенезиса).

При переходе от ЭФМ к ЭСФМ решающими уже становятся особенности сейсмического метода и прежде всего его ограничения по разрешающей способности (по вертикали и латерали). Существенное влияние оказывают также:

специфические сейсмические помехи;

трехмерность сейсмического процесса (и, как следствие, наличие боковых волн);

усреднение свойств среды в процессе распространения сейсмических волн и при их отражении от границ ФО;

известные факторы поглощения и анизотропии в реальных средах;

дуальность измерения пространственных и скоростных параметров в сейсморазведке и т. п.

Совокупность указанных факторов обуславливает сложность перехода от ГСФМ к эффективным физическим и сейсмоформационным моделям.

2.4.1. Физические характеристики

статических геологических структурно-формационных моделей

Рассмотрим в качестве основных физических характеристик сейсмоакустического разреза (ЭФМ) параметры скорости v и плотности ρ , связанные с известными упругими постоянными среды [39]. Переход от ГСФМ к ЭФМ и далее к ЭСФМ предполагает знание механизма преобразования параметров v и ρ , происходящего при переходе от

породного к формационному уровню организации вещества, т.е. механизма, описывающего влияние парагенезиса на физические свойства ФО. К сожалению, как уже отмечалось, эти знания в настоящее время явно недостаточны. Поэтому рассмотрим в качестве аналога относительно хорошо изученный переход (парагенезис) от минерального к породному уровню изучения геологических тел¹. Остановимся на основных физических следствиях такого перехода.

1. Разнообразие значений v и ρ в осадочных отложениях (на породном уровне) связано главным образом с неоднородностью их внутреннего строения (в первую очередь, с наличием пустот – пор, трещин, заполненных жидкостями или газами), а не с параметрами v , ρ основных породообразующих минералов, значения которых различаются не более чем на 15–20%.

2. Даже при нулевой пористости значения скорости (в отличие от плотности) зависят не только от свойств породообразующих минералов, но и от условий механического взаимодействия минеральных образований, различающихся в разных породах по конфигурации частиц: пластинчатой в глинах, округлой в песчаниках, многогранной в хемогенных отложениях.

3. Наличие пустот приводит к снижению значений v и ρ тем более значительному, чем выше их относительный объем (рис. 17,а). Как известно, пористость отложений снижается по мере их погружения за счет более плотной упаковки частиц (особенно в глинах) и выпадения цемента из циркулирующей в порах воды (в песчаниках, карбонатах). Объем пустот в цементированных отложениях не превышает 20–30%, и с глубиной этот объем продолжает уменьшаться (рис. 17,б).

4. В породах всех типов наблюдаются флуктуации пористости (пустотности), обусловленные действием совокупности процессов (тектонических, седиментационных, эпигенетических и пр.). В частности, в зонах разломов, зонах аномально высоких пластовых давлений (АВПД), а также при нефтегазонасыщении пустотность зачастую оказывается выше средней для данной глубины (нормальной), что приводит к снижению v и ρ .

5. Степень неоднородности пород, связанной с пористостью, трещиноватостью, в значительной мере определяет влияние на v и ρ термобарических условий. В слабопористых (хемогенных, изверженных, метаморфических) отложениях изменение давления на 25 МПа (что примерно соответствует изменению глубины на 1 км), приводит к изменению скорости всего на 2–3%. В пористых отложениях изменение скорости при увеличении давления (главным образом за счет резкого увеличения упругих сил, действующих на контактах между зернами и трещинами) на 25 МПа, достигают 25–35%, т.е. на порядок выше, чем в слабопористых отложениях. Поскольку пористость уменьшается с глубиной (см. рис. 17,б), влияние давления на скорость наиболее значительно до глубин 2–3 км.

¹ Последующее изложение физических свойств (сейсмоакустических) на породном уровне дано на основе главным образом работ А.Г. Авербуха, в частности [1].

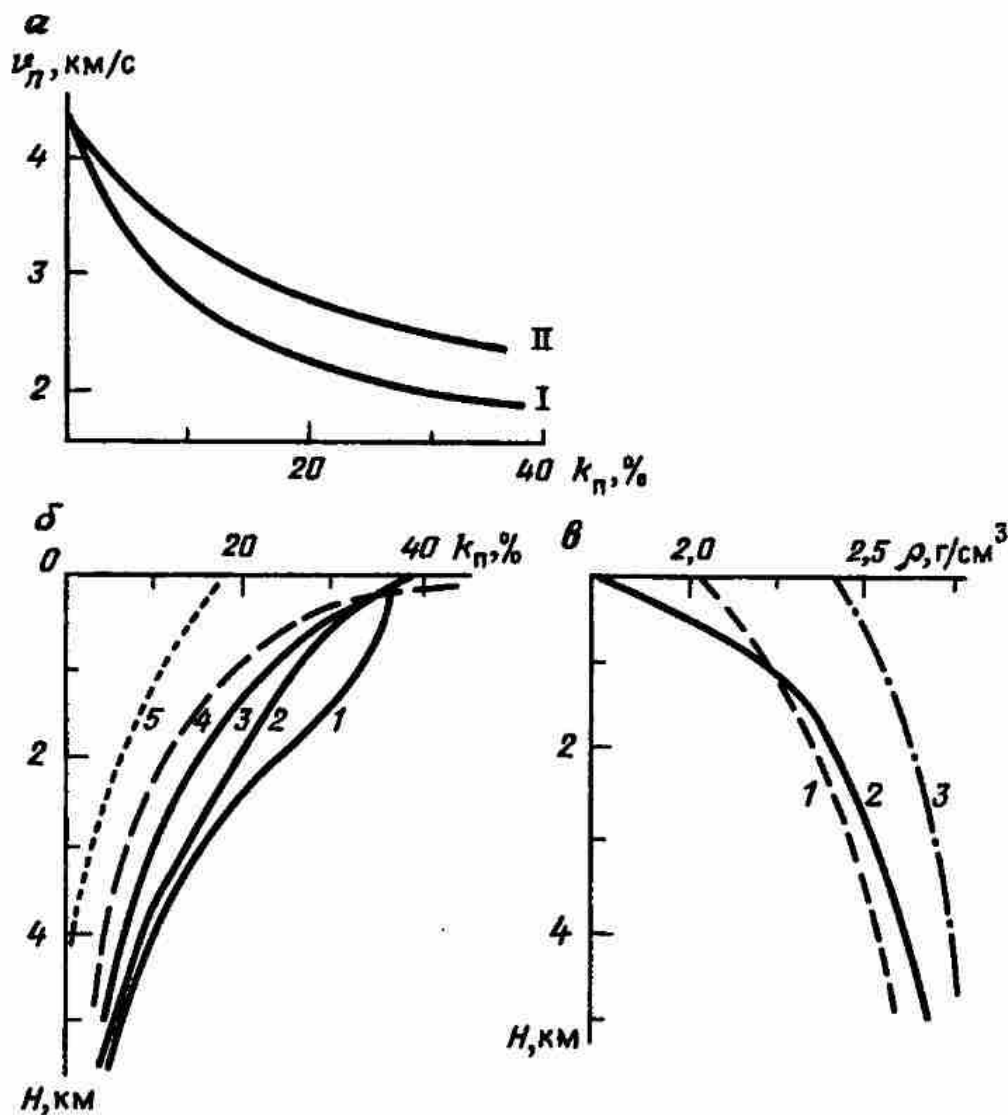


Рис. 17. Связь сейсмоакустических параметров с характеристиками ГСФМ:

a влияние пористости на изменение скорости продольных волн в песчанниках, залегающих на глубинах 0,5 км (I) и 3,0 км (II); *б* изменение средних значений пористости при нормальном уплотнении пород с глубиной: 1 - чистые песчанники, 2 - песчанники, содержащие от 10 до 30% цемента, 3 - песчанники, содержащие от 30 до 50% цемента, 4 - чистые глины, 5 - известняки; *в* усредненные зависимости плотности от глубины залегания песчанников (1), глин (2), известняков (3)

6. Уменьшение скорости при росте температуры составляет 1–2% при $T = 80 - 100^\circ\text{C}$ (глубина 2–3 км) и до 5% при $T = 150 - 200^\circ\text{C}$ (глубины 5–6 км).

Плотность ρ значительно меньше подвержена влиянию давления и температуры.

7. Влияние давления (уплотнения) и температуры на v и ρ проявляется интегрально при увеличении глубины залегания отложений. Рост скорости с глубиной особенно заметен при небольших глубинах залегания, на которых значения пористости еще велики. До глубин 2–3 км скорость возрастает обычно по нелинейной зависимости, а далее нарастает практически линейно (рис. 18). В реальных условиях состав и внутренняя структура отложений существенно изменяются с глубиной. Поэтому изменения скорости и плотности не носят столь монотонного характера, как на рис. 18, а являются более локальными.

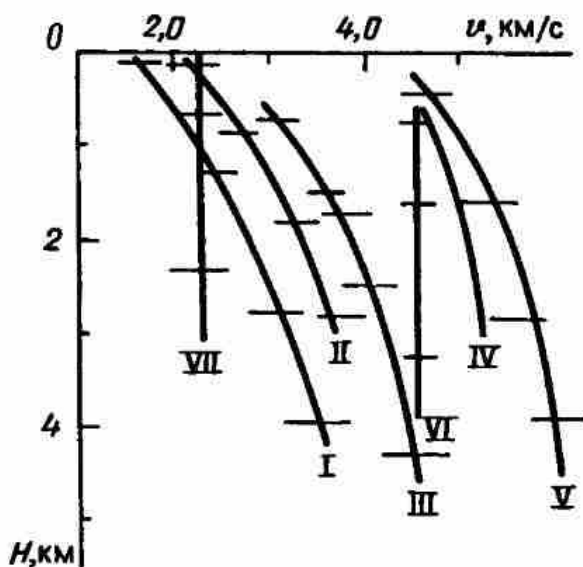


Рис. 18. Усредненные зависимости скорости продольных волн от глубины залегания отложений:

I кайнозойских терригенных; *II* мезозойских терригенных; *III* палеозойских терригенных; *IV* мезозойских карбонатных; *V* палеозойских карбонатных; *VI* соли; *VII* угля. Горизонтальной черточкой отмечены 95%-ные доверительные интервалы

Отмеченные выше особенности парагенетического перехода от минерального к породному уровню организации вещества имеют несомненную тенденцию к усложнению при переходе к породно-слоевым парагенезам – ФО. Вместе с тем, с определенной степенью уверенности можно прогнозировать сопутствующее этому переходу усиление некоторых особенностей, относящихся к степени неоднородности ФО. Это связано: с уменьшением степени «сплошности» ФО (ассоциаций породных агрегатов) по сравнению с породами, а следовательно, с увеличением их неоднородности; с увеличением сложности внутренней структуры, как правило, слоистой; с повышенной ролью конседиментационных и постседиментационных процессов (тектонических, собственно седиментационных, эпигенетических и др.), проявляющихся в больших объемах вещества, охватывающих большие периоды геологического времени и т. п.

Вследствие этого формационные объекты в целом характеризуются большими дисперсиями свойств, нежели объекты породного уровня. Этот вывод имеет важнейшее методологическое значение: именно дисперсионные характеристики ФО (по различным их физическим свойствам) являются ключевыми при их распознавании.

Более определенно проявляется и роль внутренней структуры ФО как определяющего фактора. Именно по ней удастся прогнозировать вещественный состав ФО (в частности, приемами сейсмостратиграфии). Соотношение внутренней структуры и морфологии ФО – ключ к условиям седиментации и кинематике геодинамических процессов. Изучение этих процессов должно привести к оценкам распределения напряженности в разрезе, в свою очередь влияющей на физические характеристики ФО.

2.4.2. Влияние генезиса на физические характеристики формационных объектов

При прочих равных условиях (вещественном составе, глубинах и формах залегания ФО и т. п.) различия значений v и ρ могут быть обусловлены генезисом (парагенезисом) ФО. Так, для терригенных ФО

длительность (дальность) транспортировки к месту осадконакопления и гидродинамическая обстановка определяют отсортированность и форму зерен в осадке. Органогенное осадконакопление отличается от хемогенного существенной пористостью, также сильно влияющей на v и ρ . Различия условий седиментации обуславливают существенно разный ход постседиментационных процессов, в частности, разной интенсивности циркуляции пластовых вод и выпадения цемента. За счет более длительного действия эпигенетических процессов отмечается возрастание v с увеличением возраста ФО одного и того же вещественного состава и структуры.

Рассмотрим обобщенные акустические характеристики ФО, обусловленные спецификой осадконакопления (при прочих равных условиях — глубинах, термодинамических и возрастных факторах) (по данным А. Г. Авербуха).

Континентальным ФО, представленным терригенными осадками, вследствие низкой отсортированности и окатанности материала свойственны повышенные значения скоростей v и плотностей ρ . Нестабильность во времени и в пространстве континентальных условий осадконакопления проявляется в частом переслаивании отложений, т. е. сравнительно малых мощностях однородных по физическим свойствам слоев, резкой дифференцированности их акустических характеристик по вертикали и неустойчивости по латерали. Эффективные коэффициенты отражения, даже в сравнительно однородных по составу толщах, велики.

Прибрежным терригенным отложениям вследствие высокой в среднем степени отсортированности, окатанности материала (и при меньших величинах зерен) свойственны пониженные (по сравнению с континентальными отложениями) значения скоростей и плотностей. Так как постоянное воздействие водной среды приводит к сглаживанию влияния изменчивости обстановок и режимов сноса, величины эффективных коэффициентов отражения уменьшаются, а интервалы, разделяющие их, и устойчивость их прослеживания по латерали, возрастают.

При морском режиме терригенного осадконакопления сохраняется отмеченная тенденция к уменьшению скоростей и плотностей, к увеличению мощностей квазиоднородных слоев и к устойчивости границ. Исключение представляют склоны шельфа, где образуются изменчивые по вертикали и латерали отложения. Заметное влияние на акустические свойства отложений, формирующихся в морских и прибрежных условиях, оказывает общее направление развития бассейна. Трансгрессивные условия благоприятны для формирования относительно более мощных ФО, при регрессиях частота смен ФО по вертикали возрастает.

На рис. 19,а приведены пластовые модели строения терригенного осадочного чехла двух платформенных районов (по данным ГИС, включая акустический и плотностной каротаж). Несмотря на искажения, обусловленные уменьшением мощностей слоев и влиянием роста акустической жесткости при уплотнении отложений с глубиной, хорошо проявляются отмеченные выше закономерности. Наивысшей частотой переслаивания и наибольшими коэффициентами отражения характеризуются прибрежные и континентальные отложения. Заметно меньшие значения

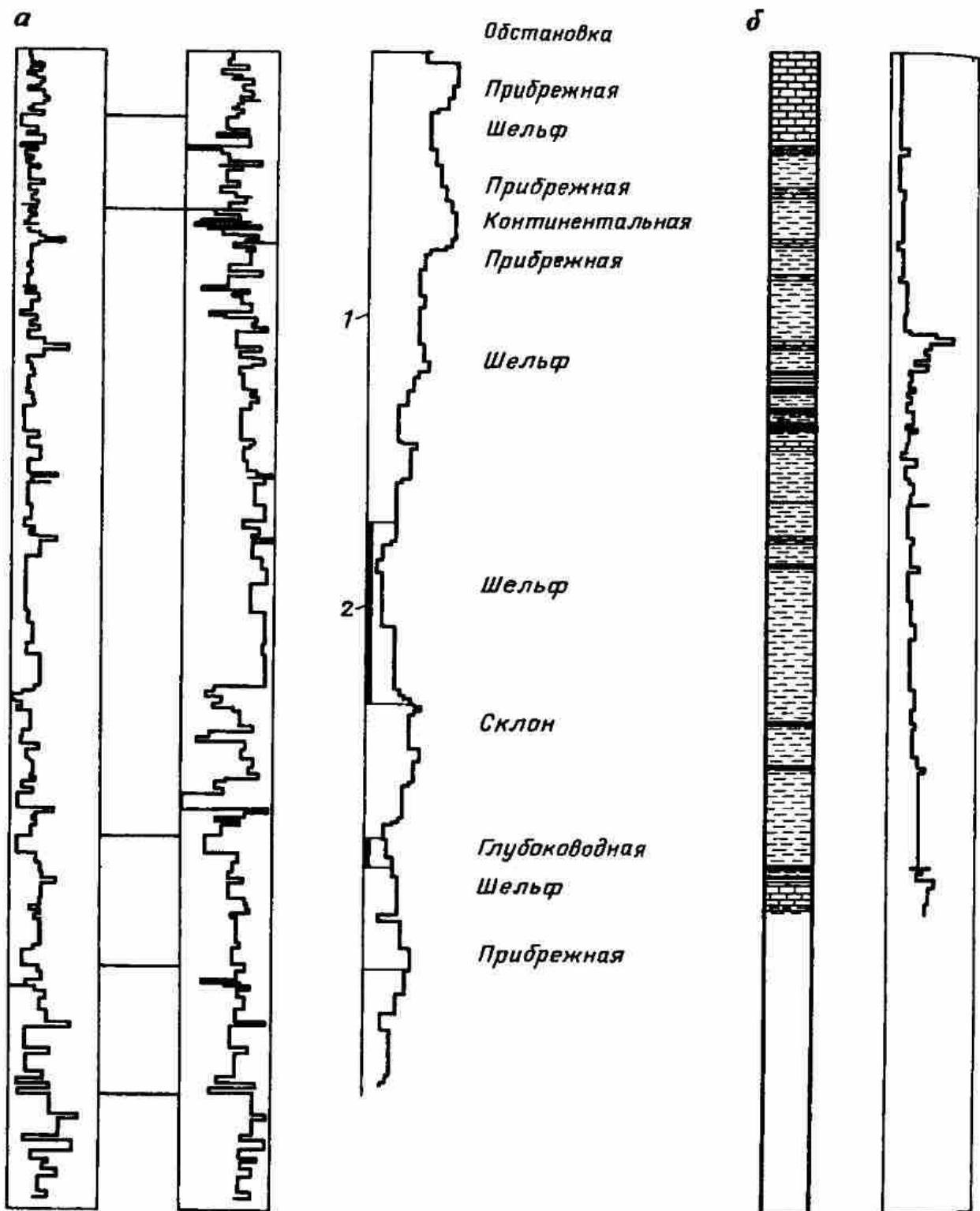
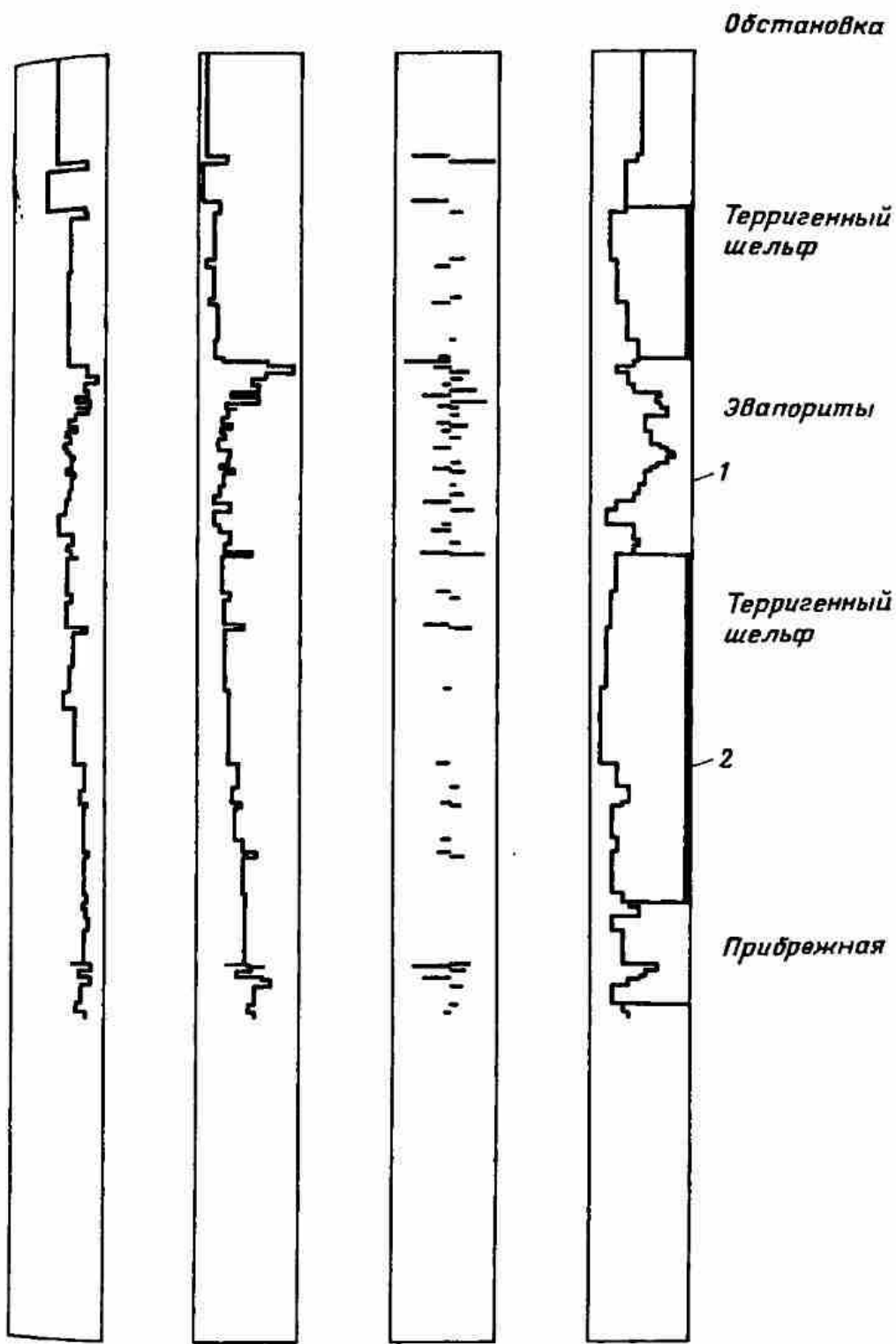


Рис. 19. Отображение условий седиментации в акустических характеристиках разреза:

а терригенный разрез; *б* терригенно-хемогенный разрез; 1 - регрессия; 2 - трансгрессия

те же характеристики имеют в глубоководных отложениях. Переходы от морских к прибрежным отложениям в процессе регрессий и трансгрессий четко отображаются в частоте переслаивания (частоты Ω , количестве слоев на единицу мощности $n/\Delta H$) – важнейшей характеристике внутренней структуры ФО, а также в величинах коэффициентов отражения.

В отсутствие привноса терригенного материала, когда образуются чисто карбонатные или хемогенные отложения, отражающие границы



внутри ФО либо не формируются вовсе, либо связаны с перерывами в осадконакоплении. В толщах смешанного состава (терригенно-карбонатные, карбонатно-терригенные ФО) при чередовании слоев, существенно различающихся по упругим свойствам, эффективные коэффициенты отражения достигают максимально возможных для осадочных разрезов значений (порядка нескольких десятых).

Мощности однородных пластов зависят в основном не от флуктуаций условий сноса, как при терригенном осадконакоплении, а от изменения собственно режима осадконакопления. Типичные для прибрежных обстановок быстрые, но кратковременные и разнонаправленные флуктуации условий осадконакопления приводят к чередованию

хемогенных и карбонатных отложений с терригенными, т. е. к частому переслаиванию в разрезе интенсивных, но не всегда выдержанных отражающих границ (рис. 19, б). По иному отображаются более плавные, постепенные изменения режима, характерные для шельфовой обстановки карбонатного осадконакопления. Здесь результирующая акустическая модель включает сравнительно мощные слои, разделенные резкими протяженными отражающими границами, соответствующими смене карбонатных и терригенных отложений. Кроме того, могут возникать менее резкие и менее выдержанные границы, отображающие фаціальную изменчивость условий карбонатного осадконакопления по площади, и воздействие вторичных эпигенетических явлений, таких как доломитизация, трещиноватость и т. п.

В практике прогноза параметров v и ρ широкое применение получили так называемые нормальные зависимости от глубины $v(H)$, $\rho(H)$ [1]. Нормальные зависимости являются эталонами, учитывающими взаимодействие совокупностей всех основных факторов, определяющих упругие характеристики изучаемых ФО.

Значимые расхождения измеренных величин v и ρ от нормальных должны являться предметом геологической интерпретации. Причинами аномальных значений v и ρ могут служить аномальные пластовые (поровые) давления (высокие АВПД и низкие АНПД), аномальные палеоглубины формирования ФО, существенно бóльшие их современного залегания, нефтегазонасыщенность и др.

Состав и внутренняя структура нефтегазонасыщенного ФО изменяются со временем и глубиной по иным закономерностям, чем у водонасыщенных аналогов за контуром залежи УВ. Отличаются также и свойства минерализованной воды и свойства УВ. Вследствие этого v и ρ в пределах залежи, как правило, меньше, чем за ее контуром. В терригенных отложениях различия в v продольных волн между водонасыщенной частью коллектора достигает 15–25% (до 1–2 км по глубине) и до 5–10% (3–4 км). Аналогичные изменения характерны и для ρ . При нефтенасыщении различия примерно в 2 раза меньше.

Существенно, что условия накопления и разрушения залежей УВ формируют определенную внутреннюю структуру ФО, отображающуюся в параметрах v , ρ и в отвечающих им сейсмических полях (см. раздел 5.8).

3. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ. ДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ

По типам моделируемых геологических систем ГСФМ подразделяют на статические, кинематические¹, динамические, ретроспективные и комбинированные (см. гл. 1). В данной главе внимание сосредоточено на

¹ В отличие от работы [24] в работе [7] динамические системы подразделяют на два класса: собственно динамические и кинематические. В кинематических моделях достаточными являются данные о кинематике процессов, о траекториях тел; в динамических моделях исследуют силы, воздействующие на тела, поля напряжений и т. п.

динамических ГСФМ, т. е. на описании и моделировании геологических процессов.

3.1. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Динамические ГСФМ (включая кинематические) основываются на изучении современных геологических процессов и формируемых в результате их взаимодействия геологических тел. Использование природных систем как натуральных динамических ГСФМ – наиболее плодотворный путь изучения геологических процессов и объектов. Фактически он определяет экспериментальную базу для решения ретроспективных задач (на основе принципа актуализма).

Решающую роль играют в СФИ методы ретроспективного моделирования. Это следует из общей концепции СФИ, зафиксированной в информационной схеме на рис. 2.

Именно ретроспективный анализ, реализуемый путем обращения геологического моделирования, является главным средством прогнозирования вещественных свойств отложений, литологии, типа флюида и пр. Вследствие этого, математическое моделирование геологических процессов является неотъемлемой частью структурно-формационного подхода. Как уже указывалось в разделе 1.2.3, его основой должна стать система алгоритмического моделирования, позволяющая использовать известные теоретические, эмпирические и эвристические связи (известные в геологии), накапливать все виды связей на единой конструктивно-модульной основе, систематизировать и обобщать геологические сведения в базах данных на ЭВМ и т. п.

Следует сразу же признать, что подобная система пока что является гипотетической¹. Сегодня не существует не только системного и полного описания всей совокупности, но и даже приемлемого описания некоторых ключевых геологических процессов. Поэтому приведенные в данной главе примеры математического моделирования ГСФМ неизбежно являются фрагментарными. Тем не менее, они достаточны для оценки новых возможностей, появляющихся при решении данных задач с использованием ЭВМ².

Специфика и степень изученности геологических процессов требуют соответствующей специализации и используемого комплекса математических методов. Опыт использования математических методов в геологии свидетельствует о необходимости различения двух их основных разновидностей:

методов математического (детерминированного, параметрического, статистического, алгоритмического и пр.) моделирования собственно геологических процессов, отображающих природную сущность геологических явлений и их причинные связи;

¹ Разработка пакета геологического моделирования ведется в настоящее время в рамках отраслевой системы ГЕОПАК [14].

² Наиболее систематическая и полная информация по рассматриваемым вопросам, на которой базируется последующее изложение, дана в работе [40].

методов математического описания (имитационного, детерминированного, статистического и т. п.) результатов взаимодействия геологических процессов, т. е. статических геологических объектов.

В СФИ главное внимание уделяется, как уже отмечалось ранее, моделированию геологических процессов. Геологические объекты (тела) уникальны, каждый из них – результат взаимодействия нескольких процессов. При этом закономерности, обнаруживаемые в самом объекте, совсем не обязательно коррелируются с закономерностями в формирующих их процессах. Сочетание и взаимодействие процессов в общем случае может быть нелинейным в широком смысле.

Определяющее (эмерджентное) свойство геологических объектов как сложных природных систем как раз и состоит в том, что характеристики тел не могут быть выведены из какого-либо одного процесса, а являются следствием комплексного воздействия совокупности процессов, конкретные взаимодействия которых и обуславливают уникальность геологических объектов.

Проиллюстрируем это на простом примере. Введем в рассмотрение B геологических процессов (факторов), ответственных за формирование тех или иных объектов. Будем считать, что число возможных градаций этих факторов (значения параметров) равно b . Тогда общее число градаций составит $n = Bb$. Соответствующее число геологических объектов, формируемых при различных сочетаниях факторов, равно:

$$N = \sum_{i=1}^B b^i C_B^i; C_B^i = \frac{B!}{i!(B-i)!}.$$

При вполне правдоподобных значениях $B \approx 10$ и $b \approx 5$ получаем $N \approx 10^7$ и более, т. е., как и следовало ожидать, оценка возможного числа объектов получилась астрономической.

В связи с этим, единственным выходом является создание нормального ряда средств (программ) моделирования геологических процессов, позволяющих синтезировать модели объектов различного типа и адаптировать их к конкретным геологическим условиям и соответствующим этим условиям экспериментальным материалам.

3.1.1. Роль геологических процессов в формировании формационных объектов

На рис. 20 представлена древовидная схема геологических процессов. Схема может быть еще существенно детализирована, но в рамках данной книги это не целесообразно. Она дает исходное представление о количестве и составе факторов (процессов, агентов), которые желательно учитывать при проведении историко-геологической (генетической) интерпретации геолого-геофизических данных, т. е. при построении динамических и ретроспективных ГСФМ. Нас, однако, в большей степени будут интересовать пока роль и соотношение этих факторов в осадкообразовании, т. е. в конечном счете в формировании статических геологических тел.

По общему мнению геологов [32], роли эндогенных (внутренних, обуславливаемых главным образом гравитационной дифференциацией и

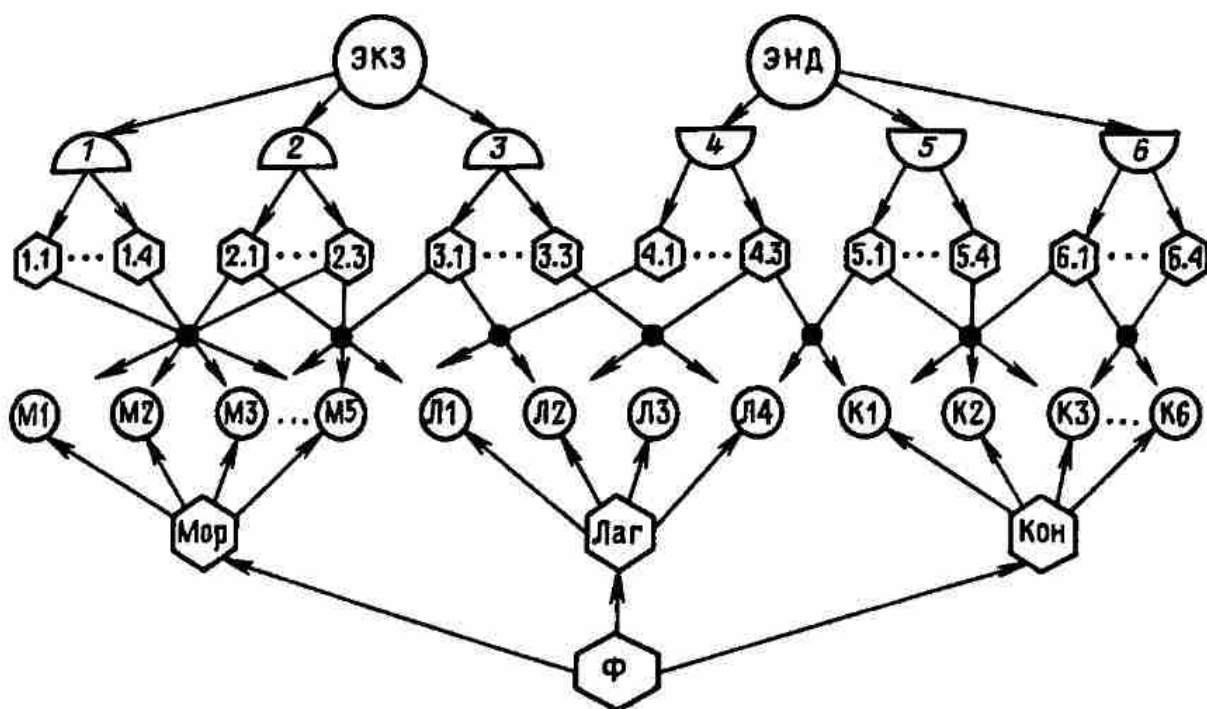


Рис. 20. Иерархии геологических процессов и фациальных обстановок осадконакопления.

Геологические процессы: ЭКЗ – экзогенные: 1 – выветривание: 1.1 – солнечная энергия, 1.2 – вода, 1.3 – воздух (дефляция, окисление), 1.4 – организмы (биосфера); 2 эрозия: 2.1 – текучие воды, 2.2 – работа моря, 2.3 – ледники; 3 осадконакопление (седиментация): 3.1 – транспортировка, 3.2 – осадконакопление, 3.3 – консолидация; ЭНД эндогенные: 4 магматизм: 4.1 – вулканы, 4.2 – эффузивные процессы, 4.3 – интрузивные процессы; 5 метаморфизм: 5.1 – амфиболитовый, 5.2 – эклогитовый, 5.3 – гранулитовый, 5.4 – контактный; 6 тектонические движения: 6.1 – колебательные, 6.2 – складкообразовательные, 6.3 – плекативные, 6.4 – разрывные (дизъюнктивные); Ф фаши: Мор морские: М1 абиссальная, М2 батинальная, М3 умеренно глубоководная, М4 – неритовая, М5 – литоральная; Лаг лагунные макрофаши: Л1 лиманов, Л2 – эстуариев, Л3 – засоленных лагун, Л4 – опресненных лагун; Кон континентальные: К1 – эоловая, К2 – ледниковая (моренная, флювиогляциальная, озерно-ледниковая), К3 – болотная, К4 – озерная, К5 – алювиальная (руслотная, пойменная, старичная), К6 – элювиальная

радиоактивным распадом вещества недр Земли) и экзогенных (внешних, связанных, прежде всего, с солнечной энергией) процессов – соизмеримы. Устанавливается некоторое превалирование эндогенных факторов на уровне ФО ранга формационных систем и крупных комплексов (ФС и ФК), и соответственно экзогенных – на уровне ФО меньшего ранга.

Не все эндогенные процессы имеют одинаковое значение для осадкообразования. Наибольшую роль играют тектонические процессы и среди них – колебательные движения земной коры. Эти движения вызывают существенные изменения всего комплекса физико-географических условий [32]:

воздействуя на рельеф, изменяют соотношение между физическим и химическим выветриванием и тем самым определяют состав образующегося осадочного материала;

контролируя амплитуды поднятий в области сноса, обуславливают в одних случаях размыв лишь осадочных пород, а в других – подстилающих их кристаллических;

определяя длительность переноса материала до его захоронения (быстро в местах интенсивного погружения, и наоборот), влияют на ход процесса литогенеза, как известно, различного в платформенных (плитных) и геосинклинальных областях;

определяя мощность и скорость отложения осадочных толщ, формируют их циклическую структуру разного масштаба и т. п.

Важный геоморфологический фактор литогенеза – рельеф земной поверхности (в свою очередь тесно связанный с тектоническими движениями). Он определяет условия переноса осадочного материала (скорости речных потоков, морских донных течений и т. п.), а следовательно, состав и гранулометрию обломочного материала. В частности в горных областях преобладающими являются грубообломочные толщи, пестрые по минеральному составу (соответственно СФО должны характеризоваться повышенными скоростями распространения волн, большими значениями коэффициентов отражения, сложной и быстро меняющейся по латерали внутренней структурой, значительной дисперсией параметров). Главную роль здесь играет физическое, а не химическое выветривание.

По рельефу прибрежных областей Н. М. Страхов выделяет «котловинные» моря (Берингово, Охотское и др.), для которых характерны терригенные взвеси, и «плоские» моря (Северное, Баренцево, Карское и др.), для которых наиболее типичны хемогенные осадки.

Значительное влияние на осадкообразование оказывает климат. По климатическим условиям Н. М. Страхов выделяет четыре типа литогенеза: гумидный, аридный, ледовый и вулканогенный (эффузивно-осадочный). Деление вводится, фактически, по двум показателям: среднегодовой температуре T_{cr} и влажности Q (соотношению между испарением и выпадением атмосферных осадков). Если ввести соответствующие средние показатели \bar{T}_{cr} и \bar{Q} по Земле в целом, то для типов литогенеза имеем: для гумидного $T_{cr} > \bar{T}_{cr}$; $Q \gg \bar{Q}$; аридного: $T_{cr} \gg \bar{T}_{cr}$; $Q < \bar{Q}$; ледового: $T_{cr} \ll \bar{T}_{cr}$; $Q > \bar{Q}$.

Наиболее широк спектр литогенеза в гумидных зонах. Для них характерны и морские, и континентальные отложения аутигенного, хемогенного и биогенного происхождения. Большую роль играют флювиальные процессы, процессы морского (волноприбойные, пляжные зоны) и озерного осадконакопления. Эрозионные формы рельефа доминируют в условиях гумидного климата.

Петрофонд аридного литогенеза существенно более ограничен (и соответственно вещественный состав ФО) из-за малой влажности. Это обуславливает уменьшение роли растворения, повышение доли терригенных взвесей. Существенно подавлен и биогенез. Важным указателем аридного пояса являются галогенные (соляные) отложения.

Наиболее примитивен ледовый литогенез. Главный фактор при этом – низкая температура. В результате практически отсутствует химическое выветривание. Преобладание механического «выветривания» (морозное выветривание, отрыв осадков ледником, их ледниковая транспортировка, образование морен и т. п.) обуславливает отсутствие сортировки и дифференциации материала, отсутствие слоистости.

Наряду с гумидным, аридным и ледовым (зоны которых сообща покрывают всю поверхность Земли) выделяют также вулканогенный литогенез. Его роль в осадкообразовании проявляется прежде всего в специфике вулканогенно-эффузивного материала, в выносе большого количества важнейших составных частей осадков, не реализуемых в

инном литогенезе. Кроме того, вулканы сами по себе являются регуляторами климата. Существенно, что климат изменяется быстрее, чем тектонические условия. Поэтому большинство циклоседиментационных особенностей разрезов (для ФО малого масштаба и ранга) часто связывают именно с изменением климатических условий.

Несомненно, велика как в континентальных, так и в морских условиях роль биогенеза. Многие процессы осадкообразования немыслимы без участия биогенного фактора. В частности, органической продукцией (всего 0,01% от органического вещества [4, 15]) являются залежи нефти и газа.

Таким образом, тектонические движения не являются единственным условием, определяющим седиментогенез. Их влияние на образование осадков сказывается лишь совместно с воздействием климата, органического мира и ряда физико-географических (фациальных) факторов. Однако режим тектонических колебательных движений является ведущим фактором. Его роль можно сравнить с пружиной механизма всего этого процесса, действие которого проявляется в той или иной форме в зависимости от конкретной физико-географической обстановки [32].

3.1.2. Ретроспективные геологические структурно-формационные объекты. Геологические принципы их построения

Современные геологические процессы служат лишь моделями процессов геологического прошлого. Их механизм является основой для реконструирования этого прошлого.

Изложенные представления о факторах и процессах, влияющих на осадкообразование, позволяют ранжировать их и соответственно определить основные виды реконструкции: 1) палеотектонических; 2) палеогеографических; 3) палеогеоморфологических.

Охарактеризуем кратко геологические принципы этих видов реконструкций. Напомним, что в основе всех реконструкций лежит принцип актуализма – единообразия геологических процессов прошлого и настоящего. Соответствующие ему постулаты униформизма Лайеля формулируют обычно в следующем «суммарном» виде: геологические законы, базирующиеся на известных нам законах физики, химии и других наук, в истории Земли либо не менялись, либо менялись по известным нам правилам [7].

Решению реконструктивных задач обычно предшествуют или сопутствуют стратиграфические исследования, базирующиеся на следующих законах [10]:

неповторимости стратиграфических подразделений во времени и пространстве (постулат необратимости эволюции);

последовательности напластований: более молодых над более древними (закон Стенона);

неполноты геологической (геохронологической) летописи (закон Ч. Дарвина).

1. Палеотектонические реконструкции. В геологической науке их основой служат следующие принципы [10]:

коррелируемости мощностей осадков и фациальных обстановок с характером и темпом колебательных тектонических движений (отсюда методы конседиментационных палеотектонических реконструкций – методы мощностей, фаций, перерывов, объемный метод [32]); циклического развития тектонической истории (устанавливается, в частности, на основе структурно-системного анализа путем выявления циклических ФО разного ранга и масштаба в сочетании с изучением соответствующих рангов перерывов осадконакопления);

соответствия (адекватности) морфологии ФО и их сочетаний способу их генезиса – закон симметрии Кюри, принципы Ле-Шателье, Урманцева.

Принцип Кюри закрепляет тот факт, что среда явственно налагает свой отпечаток на формирующийся в ней объект (ФО). При этом симметрия среды накладывается на симметрию объекта. В результате часть элементов симметрии этого объекта внешне (во внешней его структуре) исчезает: его форма (морфология) сохраняет только те элементы собственной симметрии, которые совпали с элементами симметрии среды. Утраченные элементы симметрии Кюри назвал «дисимметрией» и считал ее наиболее существенной для предсказания новых явлений (определение «дисимметрии» ФО – одна из главных задач СФИ при структурном и палеогеоморфологическом анализе).

Принцип Ле-Шателье: если система равновесия подвергается воздействию, изменяющему какое-либо из условий равновесия, в ней возникают процессы, направленные так, чтобы противостоять этому изменению.

Принцип Урманцева: только семью различными способами природа может творить свои объекты изменениями: 1) количества, 2) качества, 3) отношений, 4) количества и качества, 5) количества и отношений, 6) качества и отношений, 7) количества, качества, отношений всех или части первичных элементов объекта [36].

2. Палеогеографические реконструкции. Используемые принципы:

эргодичности, наиболее сильной формой которой является закон Головкинского – Вальтера: то, что мы видим вертикально напластованным должно явиться нам с тем же характером в горизонтальном направлении и обратно. Иными словами, только те отложения могут отлагаться друг на друге, которые образуются рядом друг с другом. Закон допускает обобщение на все тела, структура которых может быть сведена к слоистой. Так, показано, что вертикальные и латеральные ряды ФО подчиняются закону Головкинского – Вальтера¹;

типоморфности (соответствия морфоструктуры ФО условиям их формирования, фациальным условиям). На этом принципе основана диагностика фациальных условий по рисункам отражений – в сейсмо-стратиграфии;

единственности сочетания ФО, комплекс которых определяет всю систему палеогеографических (фациальных) условий их образования.

3. Палеогеоморфологические реконструкции. В основе этих реконструкций лежит восстановление палеорельефа поверхностей перерыва

¹ Ограничения закона Головкинского – Вальтера см. в работе Л. Б. Рухина [32].

осадконакопления, как правило, регионального характера. В последнее время показана существенная роль сейсморазведки (СФИ, сейсмостратиграфии, сейсмолитмологии) при выделении таких перерывов. При геологических реконструкциях используют принципы Кюри и Ле-Шателье.

Необходимо заметить, что при любых попытках реконструкции геологического прошлого необходимо учитывать явления конвергенции (разные причины могут приводить к одинаковым следствиям) и дивергенции (одинаковые причины приводят к разным следствиям).

Перечисленные типы геологических реконструкций должны предшествовать завершающему этапу (при разведке на нефть и газ) – реконструированию условий генерации, миграции и накопления УВ, условий формирования (и разрушения) залежей нефти и газа.

3.2. ДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ПРОЦЕССОВ ФОРМИРОВАНИЯ ДИСЛОКАЦИЙ

История любого осадочного комплекса – это мобилизация (выветривание, эрозия, денудация осадков), перенос, накопление (собственно седиментация), консолидация (уплотнение, диагенез, катагенез) осадков. Взаимодействие этих процессов, наличие прямых и обратных связей между ними обуславливают большое разнообразие формируемых ФО. Кроме того, эти процессы разворачиваются на фоне эндогенных процессов, и в первую очередь, колебательных тектонических движений, а также пликативных, инъективных и дизъюнктивных дислокаций.

Остановимся на методах моделирования тектонических движений. Любое тектоническое поднятие, развивающееся при непрерывном действии агентов денудации, можно рассматривать как открытую систему, обменивающуюся веществом и энергией с соседними объектами того же или более высокого ранга [36].

Границей, через которую вещество выводится из системы, является базис денудации (эрозии), входом в систему – объем вещества, перемещенного через эту границу в результате вертикального тектонического поднятия, выходом – объем материала, денудированного с поднятия и перемещенного через базис эрозии в сопредельную впадину.

В рамках математической модели можно определить отклик (собственный процесс) такой системы. Соответственно можно построить ее энергетическую и фазовую частотные характеристики. Как показывают исследования, функционирование такой системы грубо аппроксимируется фильтром нижней частоты. Параметры такого фильтра функционально и корреляционно связаны с амплитудой и размерами поднятий, их структурой и вещественным составом, а также с характеристиками агентов денудации. При этом решают задачи: по данным о скоростях денудации какого-либо поднятия реконструируют скорости тектонических движений; по заданному объему снесенного материала (в сопредельных впадинах и прогибах) и денудированному рельефу восстанавливают исходный палеорельеф и определяют темп денудации и т. п.

3.2.1. Моделирование пликативных и дизъюнктивных дислокаций

Динамический анализ тектонической эволюции включает рассмотрение механических сил, действующих на трехмерные ФО [31]:

напряжений, действующих на границу ФО, которые передаются внутрь ФО в зависимости от его морфологии, внутренней структуры, механических свойств вещественного состава, силы тяжести и других объемных сил;

силы тяжести, действующей на каждую материальную точку ФО;
силы инерции масс ФО при ускоренном или замедленном движении;
внутренних напряжений, возникающих вследствие упругой деформации, вокруг внезапно появившихся разрывов и т. п.

Одни из перечисленных сил в тектоническом развитии ФО играют важную роль, другие – подчиненную. Поскольку в большинстве случаев тектонические движения протекают чрезвычайно медленно, силы инерции по сравнению с другими механическими силами столь малы, что пренебрегая ими, мы не допустим существенной ошибки. Из трех оставшихся классов сил объемную силу тяжести и напряжения, передаваемые из окружающей среды на границу ФО, рассматривают как главные движущие силы при тектонической эволюции ФО.

В теории усматривается некоторое преимущество в том, чтобы при анализе динамики тектонических движений не ограничиваться понятиями силы и напряжения, а ввести понятие потенциальной механической энергии. Различают потенциальную гравитационную энергию, или просто гравитационный потенциал некоторой массы вещества, и ее потенциальную пространственную энергию, или ее объемный потенциал в поле давлений или напряжений.

Гравитационный потенциал массы m в поле силы тяжести

$$U_{\text{гр}} = mgH, \quad (3.1)$$

где H – расстояние тела (ФО) по вертикали от данного уровня поверхности поля; g – ускорение свободного падения, постоянное во всех точках поля.

Так как ФО занимает некоторый объем в поле напряжений, то при перемещении в область меньшего давления или в область большего растягивающего напряжения, производится работа. Несжимаемое тело объемом V , помещенное в литостатическое поле напряжений с интенсивностью I , можно рассматривать как обладающее объемным потенциалом

$$U_{\text{об}} = IV, \quad (3.2)$$

где I положительно при всестороннем сжатии и отрицательно при всестороннем равномерном растяжении.

Сумму гравитационного и объемного потенциалов ФО назовем его механическим потенциалом. Тектонические движения и деформации всегда направлены так, что механический потенциал уменьшается вследствие превращения механической энергии в тепло. Речь идет о механическом потенциале системы тел, принимающих участие в процессе: местами потенциал одних тел возрастает, в то время как потенциал

других – уменьшается. Общее изменение (сумма изменений) идет в сторону уменьшения механического потенциала. Механический потенциал может быть выражен как

$$U_{\text{мех}} = mgH + I \frac{m}{\rho} = V\rho gH + IV. \quad (3.3)$$

Вводя представление о разности механического потенциала

$$dU_{\text{мех}} = mgdH + \frac{m}{\rho} dI, \quad (3.4)$$

$$dU_{\text{мех}} = V(\rho g dH + dI), \quad (3.4')$$

и учитывая наличие внешних сил G , действующих на систему, получим выражение

$$mgdH + \frac{m}{\rho} dI - G d_s \rightarrow dH, dI, \quad (3.5)$$

являющееся механическим эквивалентом принципа Ле-Шателье.

При моделировании дислокаций (пликативных и дизъюнктивных¹) геологических тел различных масштабов и рангов применяют методы анализа конечных элементов (аналог метода конечных разностей [40]).

Подвергающиеся деформации геологические тела подразделяются на ряд конечных элементов, или ячеек (двумерные тела делятся на треугольники, а трехмерные – на трапеции). Можно менять размер и расположение элементов. Обычно в интересующей области (целевой ФО) используют меньшие по размеру элементы.

Для каждой узловой точки, т. е. точки совмещения вершин треугольников, оценивают силы, приложенные к телу. Далее их используют для вычисления смещения каждой узловой точки.

При этом пользуются уравнением типа

$$G = \kappa D, \quad (3.6)$$

где G – матрица значений сил; D – матрица перемещений узловых точек; κ – матрица констант (называемая жесткой матрицей, или матрицей сопротивления деформации).

В большинстве задач, решаемых на стадии реконструкций разреза, матрицы G и κ заданы, а матрица D вычисляется. При этом значения перемещений определяют с учетом изменения гравитационного и объемного потенциалов (3.4), (3.4'), а их направление на каждом элементарном шаге – с использованием критерия (3.5).

Не менее интересен случай, когда по априорным данным (например, по данным сейсморазведки) заданы матрицы D и κ . Тогда можно рассчитать распределение сил (напряжений), вызывающих деформацию.

¹ Динамическое развитие дизъюнктивов все еще остается малоизученным процессом. Поэтому далее они описываются в виде разрывов в поле деформаций и соответствующих им напряжений. Распределение напряжений в собственно зоне дизъюнктивов (разломов) не рассматривается.

Наличие скачка в распределении сил G приводит к формированию скачка в перемещении узловых точек (деформации), т. е. к формированию дизъюнктивного нарушения.

Следует заметить, что метод конечных элементов, используемый обычно для моделирования дислокаций твердых тел, можно применить и при моделировании явлений в вязких потоках. В этом случае матрица D характеризует скорости.

3.2.2. Отображение напряженного состояния среды в сейсмическом поле¹

Из теории и практики механики скальных пород, сейсмологии, прямых измерений в горных выработках и скважинах известно, что земная кора подвержена действию различных механических силовых полей, т. е. находится в сложном напряженном состоянии. Характер напряженного состояния локальных участков среды, приуроченных к ее структурно-тектоническим или литолого-структурным неоднородностям, может играть важную роль в формировании месторождений различных полезных ископаемых, в подготовке очагов землетрясений. Существующие в настоящее время косвенные методы оценки компонент напряжений по данным сейсмических исследований, как наземных, так и скважинных, основаны на известных зависимостях скоростей сейсмических волн и их амплитуд от величины внешней нагрузки, получаемых в лабораторных условиях на образцах горных пород.

Построение модели неоднородно-напряженной среды сводится к заданию напряжений, внешних по отношению к рассматриваемому участку среды, и характерных литолого-структурных неоднородностей на этом участке. По этим исходным данным определяется поле напряжений, перераспределенных под влиянием неоднородности. Рассмотрим пример проявления в двумерном волновом поле двух простейших типов структурно-литологических неоднородностей: горизонтальной границы раздела сред с разными упругими модулями и плоской трещины. Результаты моделирования, при горизонтальном (a) и равномерном (b) всестороннем сжатии, представлены на рис. 21. В случае границы раздела двух сред аномальные напряжения возникают в локальных областях непосредственно вблизи такой границы, причем над границей наблюдается уменьшение (или разгрузка) напряжений, а под границей — их увеличение. Для трещины, которая моделировалась тонким слоем протяженностью порядка длины волны и толщиной 0,05 длины волны с сильно заниженными упругими модулями при тех же нагрузках, зоны аномально высоких напряжений располагаются на концах трещины, а в центре ее — зоны разгрузки.

Перспективность использования модели напряженной среды для нефтегазовой геологии и геофизики можно проиллюстрировать на примере прогноза дебитов нефтяных скважин Салымского нефтяного месторождения в Западной Сибири. Участки с высокодебитными при-

¹ Материал настоящего раздела подготовлен по данным В. Л. Баранского.

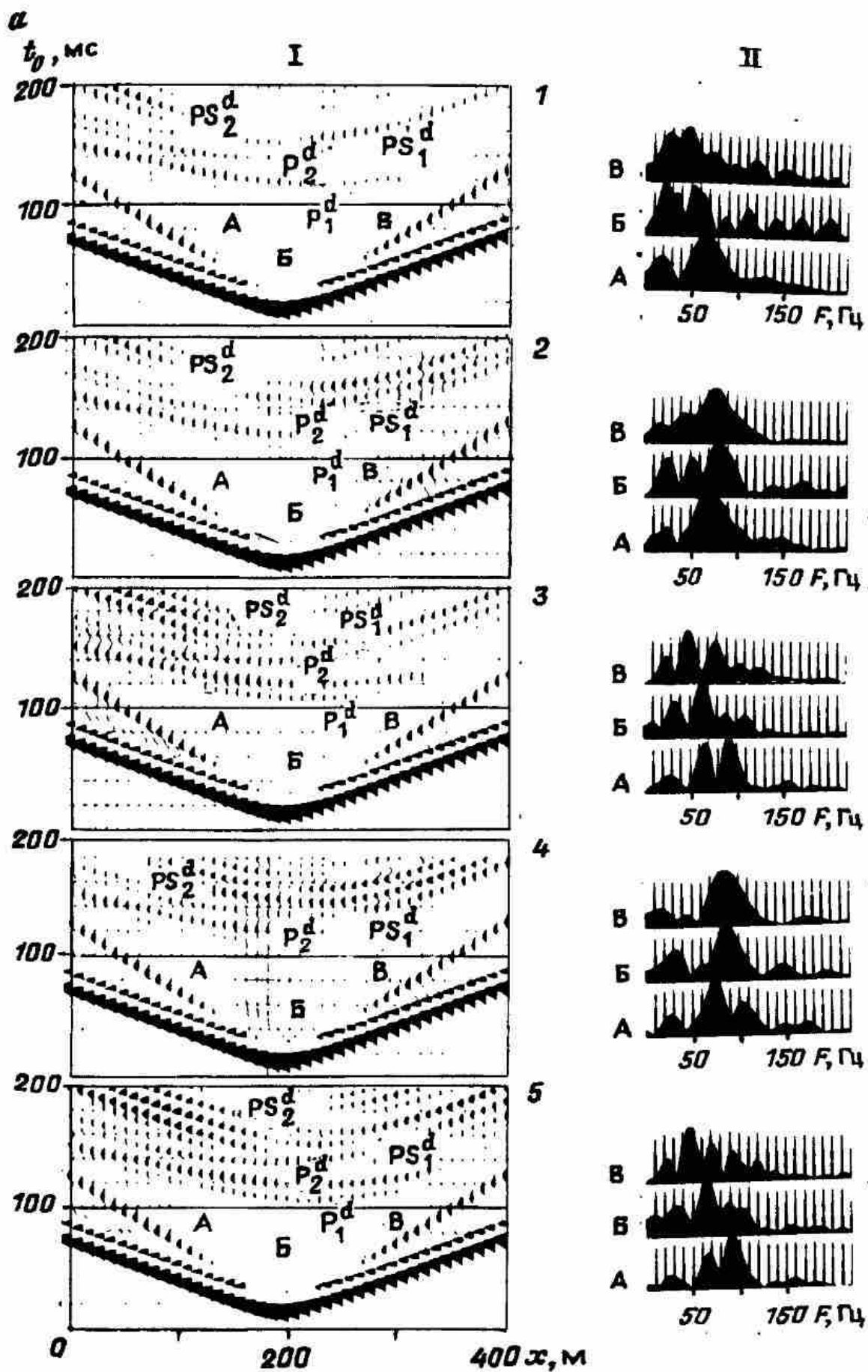


Рис. 21. Поля отраженных и дифрагированных волн и их спектры над трещиной (а) и границей (б):

I - сейсмограммы; II - спектры трасс А, Б, В. 1-5 - примеры, рассчитанные при нарастающем напряжении (1 - без напряжения, 5 - напряжения, близкие к пределу прочности)

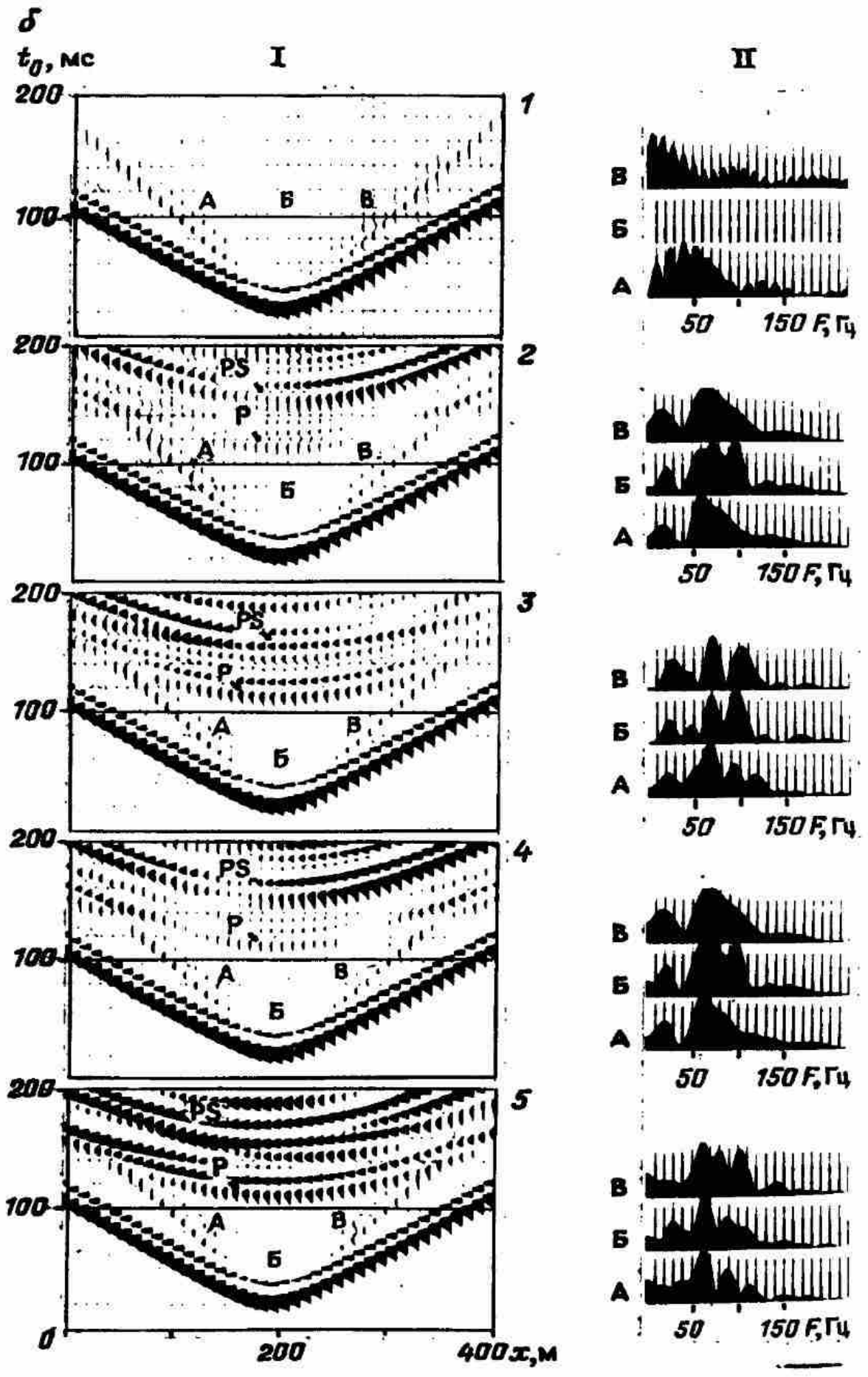


Рис. 21. (Продолжение)

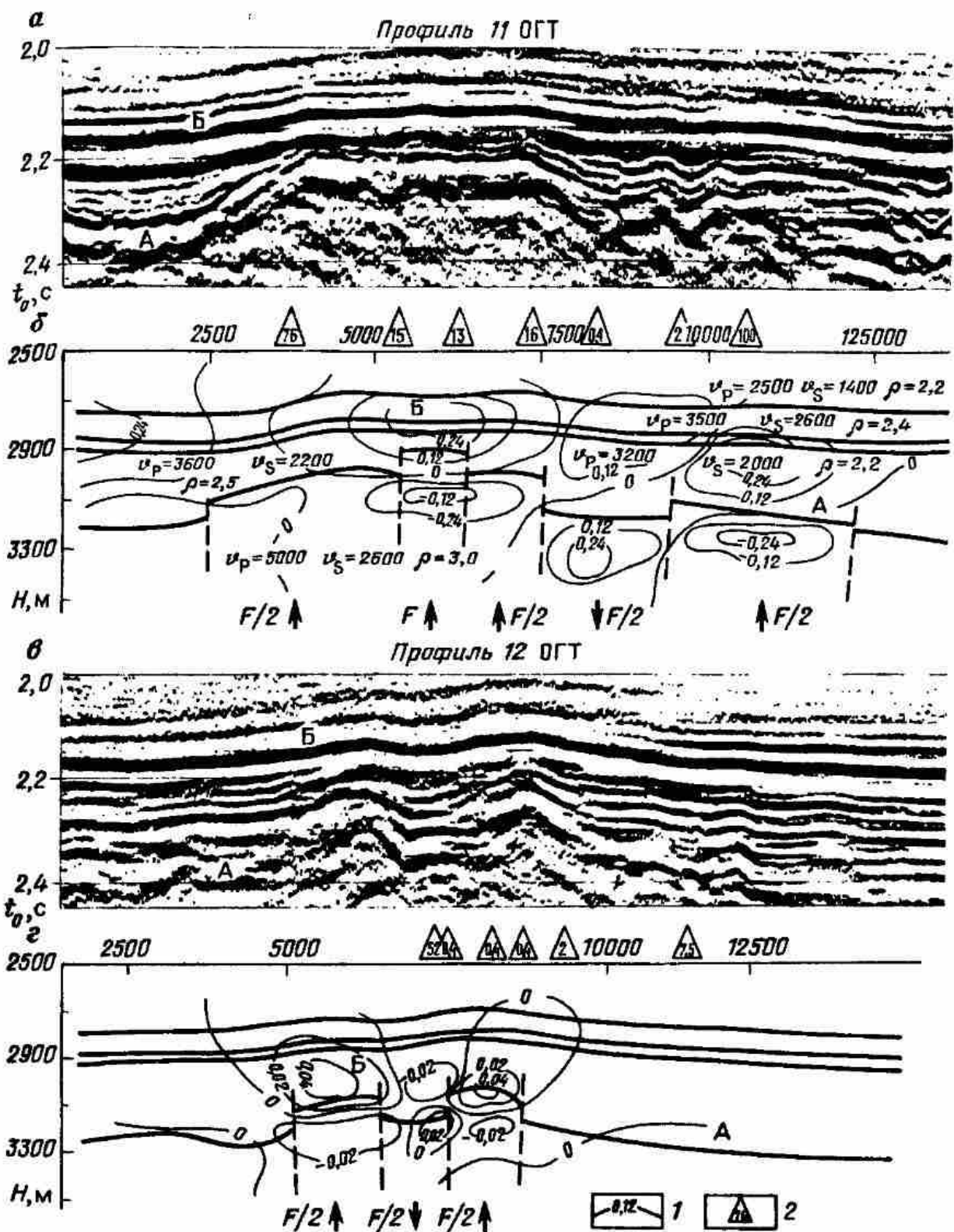


Рис. 22. Наблюдаемые временные разрезы (а, в) и рассчитанные поля напряжений (б, г) по двум ортогональным профилям, пересекающим Салымскую площадь (по данным Л. Л. Трусова):

1 — изолинии напряжений; 2 — дебит, % к максимальному

токами нефти здесь не связаны с определенными структурными особенностями баженовского горизонта, они расположены как в сводовых частях, так и в межструктурных понижениях, поэтому прогноз их традиционными методами вызывает большие трудности.

Салымская площадь хорошо изучена сейсморазведкой методом ОГТ. Для анализа взяты глубинные разрезы по двум ортогональным про-

филям, пересекающим центральную часть Салымской площади. Характерная особенность этих разрезов – сложное строение горизонта «А», разбитого вертикальными нарушениями на серию мелких блоков, смещенных вверх и вниз по плоскостям нарушений. Зоны нарушений хорошо выделяются на временных разрезах по потере корреляции опорного отражающего горизонта.

Для этих разрезов рассчитаны поля напряжений. Упругие свойства в слоях предполагались постоянными, внешние нагрузки прикладывались к основанию блоков фундамента, причем для приподнятых блоков – сжатие, для опущенных – растяжение (рис. 22). Вертикальные границы блоков, имеющих смещение по горизонту «А», представлялись в виде трещин со слабым трением на берегах, что позволяет им легко перемещаться в вертикальном направлении без деформации вмещающей среды.

Анализ рассчитанных полей напряжений показывает явную приуроченность высокодебитных скважин к областям растяжения (разгрузки) горизонтальных напряжений в осадочной толще, которые обусловлены выступами горизонта «А». И, наоборот, скважины с низкими дебитами располагаются в областях горизонтального сжатия осадочного чехла. Возможным объяснением этого явления может быть увеличение открытой пористости и трещиноватости пород баженовской свиты под действием растягивающих горизонтальных напряжений и миграция нефти по латерали в пределах баженовского горизонта в эти области из зон сжатия.

Приведенный пример указывает на принципиальную возможность и практическую ценность количественной интерпретации особенностей сейсмических записей, обусловленных напряженным состоянием среды.

3.2.3. Моделирование инъективных дислокаций

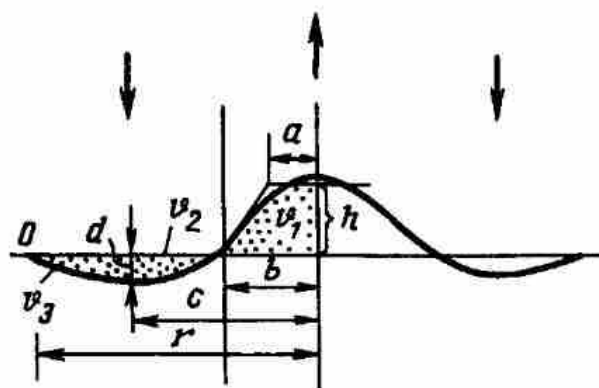
Этот вид дислокаций рассмотрим на примере формирования соляного диапира [40]. В соответствующей программе геологического моделирования используют как детерминированные, так и вероятностные зависимости.

Модель основана на предположении о существовании мощного слоя соли, который перекрыт вышележащими отложениями. Так как соль пластична, а ее плотность меньше, чем у вышележащих осадков, такое размещение слоев является неустойчивым¹. Соль мигрирует вверх, протыкая вышележащие образования и раздвигая их.

Общую форму внедряющегося купола на ранней стадии его развития изображают непрерывной кривой, аппроксимируемой линейными отрезками (рис. 23). Кривая отражает полный комплекс зависимостей в куполе: поднятие в центральной части и опускание у основания, или погружение соли на периферии купола. Различные параметры кривой

¹ Гравитационный и объемный потенциалы (3.1), (3.2) минимальны при устойчивом расположении слоев, т.е. снизу вверх – от более к менее плотным [31].

рис. 23. Моделирование процесса роста соляного купола



можно оценить на основании априорных данных (бурения и сейсморазведки).

Транспортировка материала (соли) в данной модели представлена случайным блужданием: материал в верхней части кривой обычно движется вверх по отношению к погруженным участкам, где он мигрирует вниз и оттуда к центру купола. Объем соли, вынесенной из погруженной части, равен объему, который добавляется к куполу. Таким образом, строго выдерживается закон сохранения массы (или в данном случае — объема).

Объемы подсчитывают в трехмерном пространстве:

$$\begin{aligned} V_1 &= \pi/3h(b^2 + ab + a^2), \quad V_2 = \pi/3d(2c^2 - bc - b^2), \\ V_3 &= \pi/3d(r^2 + rc - 2c^2), \quad V_1 = V_2 + V_3. \end{aligned} \quad (3.7)$$

При каждой итерации положение раздела соль — отложения перемещается вверх или вниз при помощи двухшагового метода Монте-Карло. Во время первого шага местоположение выбирают случайно по всей линии поверхности раздела; при этом кривая на рис. 23 используется как функция плотности вероятности. На втором шаге вычисляют действительное перемещение поверхности раздела — используется распределение, описывающее суммарный эффект плотности, температуры и сопротивляемости (жесткости) вышележащих отложений.

Действительное перемещение поверхности раздела определяется ортогональной сеткой из девяти ячеек, которая центрирована относительно перемещаемой точки. Значения в каждой ячейке показывают вероятность перемещения поверхности раздела в определенном направлении. Сумма вероятностей равна 1. Из интервала 0–1,0 берется случайное (равномерно распределенное) число, которое используется для выбора конкретной ячейки, определяющей направление данного перемещения поверхности раздела.

Возможные варианты моделирования:

скорость внедрения соли и осадконакопления равны;

внедрение начинается после отложения над солью осадков значительной мощности;

моделирование ведется параллельно с расчетом гравитационного эффекта и его сопоставлением с экспериментальными данными. Это обеспечивает возможность целенаправленного моделирования (рис. 24).

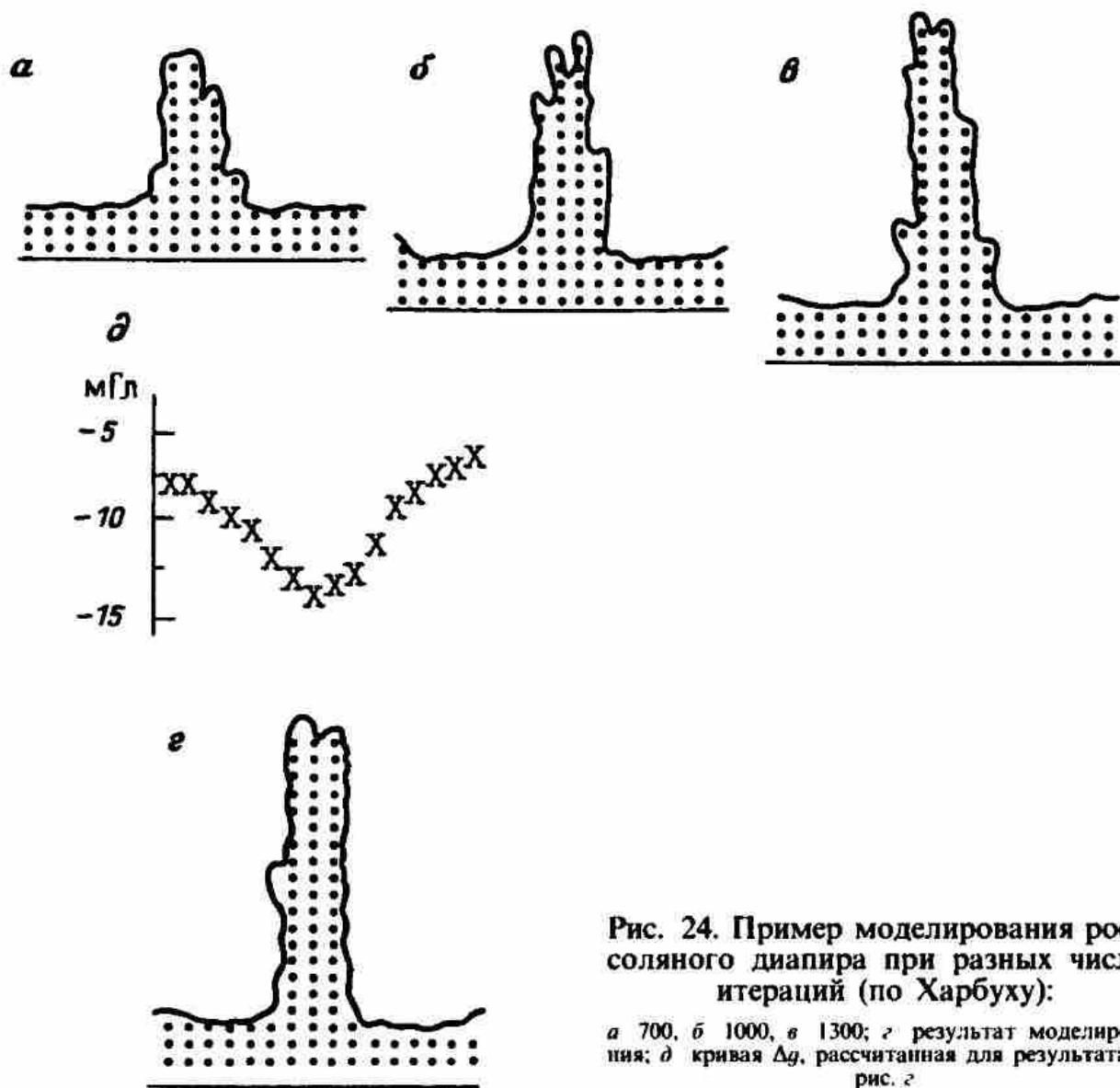


Рис. 24. Пример моделирования роста соляного диапира при разных числах итераций (по Харбуху):

a 700, *б* 1000, *в* 1300; *г* результат моделирования; *д* кривая $\Delta\rho$, рассчитанная для результата на рис. *г*

3.3. МАТЕМАТИЧЕСКИЕ ОПИСАНИЯ КОЛЕБАТЕЛЬНЫХ (ЦИКЛИЧЕСКИХ) РЕЖИМОВ

В этом разделе предложены описания не самих процессов (колебательных, циклических), а фактически, результатов их воздействия, видов аппроксимации колебаний, их основных параметров. Поэтому соответствующие модели следует рассматривать как имитационные.

3.3.1. Детерминированные описания

Описание колебательных процессов при помощи гармонических функций и их суперпозиции являются привычными в сейсморазведке. Их прямой перенос на циклические режимы, однако, не вполне удобен. Во-первых, геологические последовательности чаще всего рассматривают как дискретные, во-вторых, в описаниях желательно непосредственно контролировать число шагов, составляющих цикл.

Все периодические последовательности относятся к классу так называемых возвратных (рекуррентных) последовательностей. Рассмотрим приложения теории возвратных последовательностей на численном примере.

Введем периодическую числовую последовательность: $U_1 = 5; U_2 = 7, U_3 = 1, U_4 = 3, U_5 = 2, U_6 = 1, U_7 = 3, \dots$ Возвратное уравнение для этой последовательности имеет вид:

$$U_{n+3} = U_n (n \geq 3) \quad (3.8)$$

и, следовательно, характеристическое уравнение таково: $z^3 = 1$.

Это уравнение имеет следующие корни: $a = 1, b = -1/2 + i\sqrt{3}/2, c = -1/2 - i\sqrt{3}/2$. Поэтому общий член последовательности следует искать в виде:

$$\begin{aligned} U_n &= Aa^{n-1} + Bb^{n-1} + Cc^{n-1} = \\ &= A + B\left(-\frac{1}{2} + i\frac{\sqrt{3}}{2}\right)^{n-1} + C\left(-\frac{1}{2} - i\frac{\sqrt{3}}{2}\right)^{n-1}. \end{aligned}$$

Эта формула должна выполняться для всех значений n , для которых выполняется и возвратное уравнение: $n = 3, 4, 5, \dots$

Заметим, что

$$\begin{aligned} -\frac{1}{2} + i\frac{\sqrt{3}}{2} &= -(\cos \pi/3 - i \sin \pi/3), \\ -\frac{1}{2} - i\frac{\sqrt{3}}{2} &= -(\cos \pi/3 + i \sin \pi/3), \end{aligned}$$

поэтому по формуле Муавра

$$\begin{aligned} U_n &= A + B\left(-\frac{1}{2} + i\frac{\sqrt{3}}{2}\right)^{n-1} + C\left(-\frac{1}{2} - i\frac{\sqrt{3}}{2}\right)^{n-1} = \\ &= A + (B + C)(-1)^{n-1} \cos \frac{\pi}{3}(n-1) + i(-B + C)(-1)^{n-1} \times \\ &\quad \times \sin \frac{\pi}{3}(n-1). \end{aligned}$$

Полагая $B + C = A_1$ и $i(-B + C) = A_2$, перепишем формулу так:

$$U_n = A + A_1(-1)^{n-1} \cos \frac{\pi}{3}(n-1) + A_2(-1)^{n-1} \sin \frac{\pi}{3}(n-1).$$

Остается определить неизвестные коэффициенты A, A_1 и A_2 . Полагая $n = 3, n = 4, n = 5$, получим три уравнения с тремя неизвестными:

$$U_3 = 1 = A + A_1 \cos \frac{2\pi}{3} + A_2 \sin \frac{2\pi}{3} = A - \frac{1}{2}A_1 + \frac{\sqrt{3}}{2}A_2;$$

$$U_4 = 3 = A - A_1 \cos \frac{3\pi}{3} - A_2 \sin \frac{3\pi}{3} = A + A_1;$$

$$U_5 = 2 = A + A_1 \cos \frac{4\pi}{3} + A_2 \sin \frac{4\pi}{3} = A + \frac{1}{2}A_1 - \frac{\sqrt{3}}{2}A_2.$$

Отсюда находим $A = 2, A_1 = 1, A_2 = -1/\sqrt{3}$.

Следовательно,

$$\begin{aligned}
 U_n &= 2 + (-1)^{n-1} \left[\cos(n-1)\pi/3 - \frac{1}{\sqrt{3}} \sin(n-1)\pi/3 \right] = \\
 &= 2 + (-1)^n \frac{2}{\sqrt{3}} \sin(n-2)\pi/3 \quad (n \geq 3).
 \end{aligned}
 \tag{3.9}$$

Как видно, общий член последовательности выражается через тригонометрические (гармонические) функции, что вполне согласуется с периодичностью последовательности. Нами не накладывалось никаких ограничений на период последовательности n_{\min} (в нашем случае $n_{\min} = 3$). Следовательно, аналогичный аппарат применим к последовательностям с любым периодом.

3.3.2. Суперпозиция колебаний разного ранга

Реализация в природных системах колебательных (циклических) режимов нескольких рангов и масштабов заставляет рассматривать виды их суперпозиции. В рамках гармонического анализа приходится ограничиваться рассмотрением наложения гармонических составляющих различных амплитуд и частот. (Это приближение следует считать, конечно, весьма грубым. Однако некоторые представления о реальных соотношениях колебательных процессов при этом могут быть получены).

Как известно, суперпозиция скалярных гармонических колебаний одного и того же периода (частоты) определяется в виде:

$$\begin{aligned}
 a^2 &= \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n a_i a_j \cos(\Psi_i - \Psi_j); \\
 \Psi_0 &= \operatorname{arctg} \frac{\sum_{i=1}^n a_i \sin \Psi_i}{\sum_{i=1}^n a_i \cos \Psi_i},
 \end{aligned}
 \tag{3.10}$$

где a^2 – квадрат амплитуды суммарного колебания, частота которого совпадает с частотой исходных гармоник (с амплитудами a_i); Ψ_0 – фазовый сдвиг суммарного колебания.

Более интересна для практических приложений суперпозиция колебаний с мало (близкие по рангу и масштабу) и сильно (разные ранги) различающимися периодами.

Рассмотрим первый случай на примере двух колебаний:

$$a_{\Sigma}(t) = a_1 \cos \omega_1 t + a_2 \cos \omega_2 t.
 \tag{3.11}$$

Суммарное колебание

$$a_{\Sigma}(t) = a_0(t) \cos [\omega t - \Psi_0(t)].$$

В соответствии с (3.11) получим

$$\begin{aligned}
 a_0(t) &= [a_1^2 + a_2^2 + 2a_1 a_2 \cos(\omega_2 - \omega_1)t]^{1/2}; \\
 \operatorname{tg} \Psi_0(t) &= \frac{a_1 - a_2}{a_1 + a_2} \operatorname{tg} \frac{\omega_2 - \omega_1}{2} t,
 \end{aligned}
 \tag{3.12}$$

В силу этого период суммарного колебания $T = 2T_1 T_2 / (T_1 + T_2)$ не равен среднему из периодов слагаемых колебаний.

Кроме того, для суммарного колебания характерно наличие биений с периодом

$$T_6 = \frac{T_1 T_2}{T_1 - T_2}. \quad (3.13)$$

В случае суммирования колебаний с сильно различающимися периодами (разного ранга), когда меньшему периоду соответствует и меньшая амплитуда, колебания не смешиваются. Кривая длиннопериодного колебания служит нулевой линией для колебания относительно короткопериодного (рис. 25, а). В этом случае формальное решение обратной задачи (т. е. определение T_1 и T_2 , a_1 и a_2 гармонических составляющих) не представляет трудностей. Инструментом может служить фильтрация, согласованная с каждой из выделяемых гармоник.

На рис. 25, б показаны тектонические циклы четырех рангов, выявленные по результатам анализа геолого-геофизических данных. Как видно, этот экспериментальный результат качественно согласуется с вариантом суммирования гармоник с сильно различающимися периодами.

3.3.3. Статистическое описание колебательных движений

Типичный характер циклических (трансгрессивно-регрессивных) кривых приведен на рис. 26, а. Попытаемся получить описание этих кривых, аппроксимируя процесс эргодическим нормальным случайным процессом.

В данном случае нас будут интересовать не столько амплитуды и периоды процесса (их средние значения получить достаточно просто), сколько общий его характер и в первую очередь длительность выбросов процесса за некоторый уровень – базис денудации (эрозии) и интервалы между ними.

Рассмотрим относительное время пребывания реализации случайного процесса $\xi(t)$ над уровнем x_0 за время τ . Согласно эргодическому свойству при больших значениях τ эта величина приближается к

$$p \{ \xi(t) > x_0 \} = 1 - W_1(x_0),$$

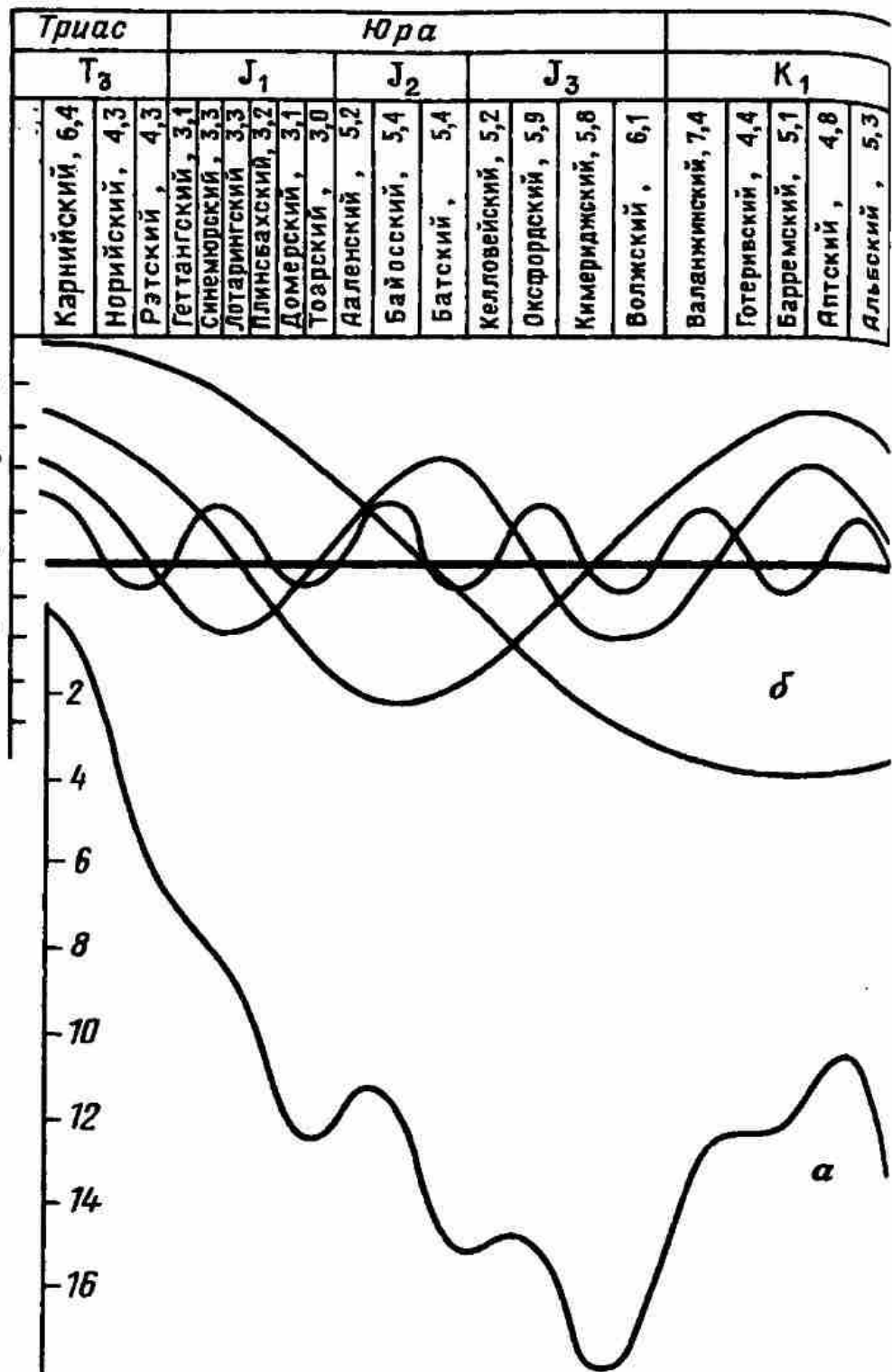
где $W_1(x_0)$ – одномерная интегральная функция распределения процесса $\xi(t)$.

Следовательно, суммарное время пребывания реализации $\xi(t)$ над уровнем x_0 асимптотически приближается к $[1 - W_1(x_0)]\tau$.

За достаточно длительное время τ общее число интервалов, на которых $\xi(t) > x_0$, равно среднему числу выбросов за это время, т. е. равно $z_1(x_0)\tau$.

Среднее значение длительности выбросов

$$M_1 \{ \xi_{\text{в}} \} = \frac{[1 - W_1(x_0)]\tau}{z_1(x_0)\tau} = \frac{1 - W_1(x_0)}{z_1(x_0)}. \quad (3.14)$$



Соответственно средняя длительность интервалов между выбросами эргодического случайного процесса

$$M_1 \{ \xi_n \} = W_1(x_0) / z_1(x_0). \quad (3.15)$$

Опуская некоторые промежуточные выкладки, запишем среднее число пересечений уровня $x = x_0$ с заданным знаком производной в единицу времени процессом $\xi(t)$

$$z_1(x_0) = \frac{\omega_1}{2\pi} \exp\left(-\frac{x_0^2}{2\sigma^2}\right), \quad (3.16)$$

где σ^2 — дисперсия процесса $\xi(t)$;

Мел						Палеоген									
K ₂						Р ₁	Р ₂			Р ₃					
Сеноманский, 6,9	Туронский, 7,8	Коньякский, 5,3	Сантонский, 5,6	Кампанский, 6,2	Маастрихтский, 7,0	Датский, 4,2	Инкерманский, 3,7	Качинский, 5,3	Бахчисарайский, 4,6	Симферопольский, 6,1	Бодракский, 4,4	Альминский, 5,9	Латторфский, 3,2	Рупельский, 4,8	Хатский, 4,0 млн. лет

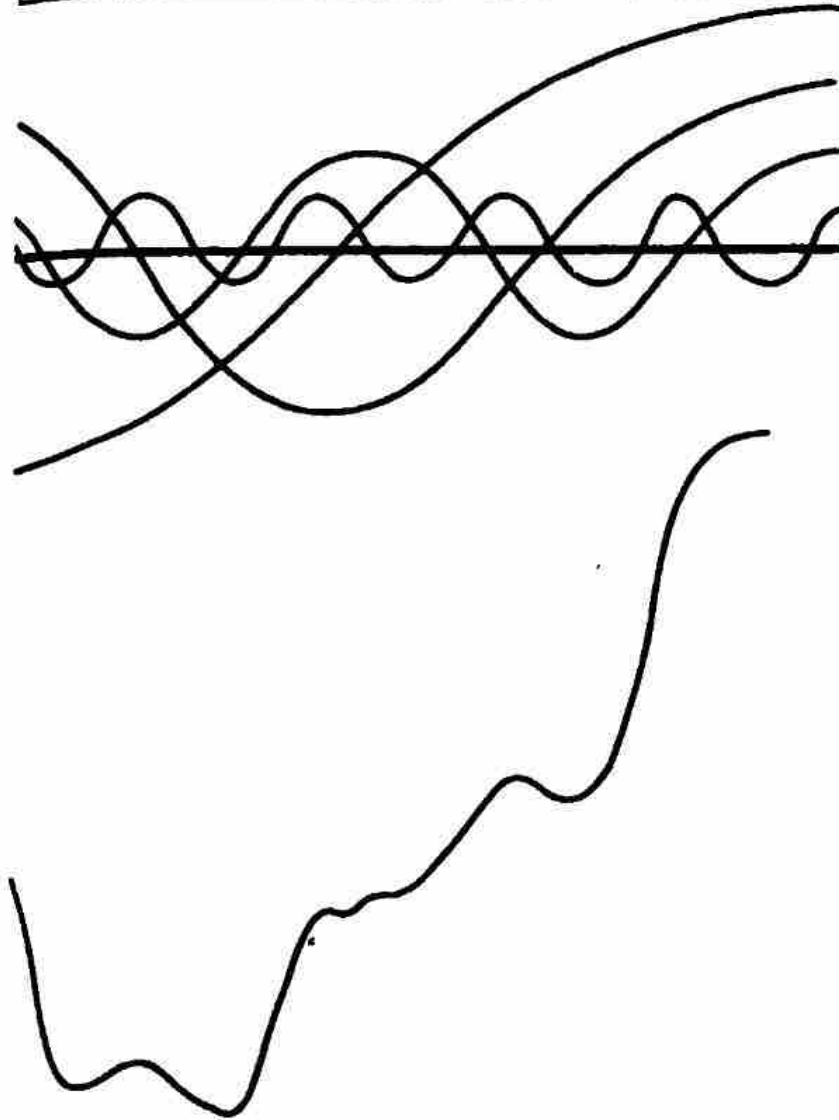


Рис. 25. Суперпозиция тектонических колебаний трех рангов (по Е. Е. Данненбергу)

a – суммарная кривая; *б* – тектонические циклы четырех рангов

$$\omega_1^2 = \frac{\int_0^{\infty} \omega^2 F_{\xi}(\omega) d\omega}{\int_0^{\infty} F_{\xi}(\omega) d\omega}$$

средневзвешенный квадрат видимой частоты случайного процесса $\xi(t)$ с энергетическим спектром $F(\omega)$.

Тогда среднюю длительность выброса над уровнем x_0 для $\xi(t)$ получим, подставляя (3.16) в (3.14):

$$M_1 \{ \xi_{\nu} \} = \frac{2\pi}{\omega_1} \exp(x_0^2/2\sigma^2) [1 - W(x_0/\sigma)], \quad (3.17)$$

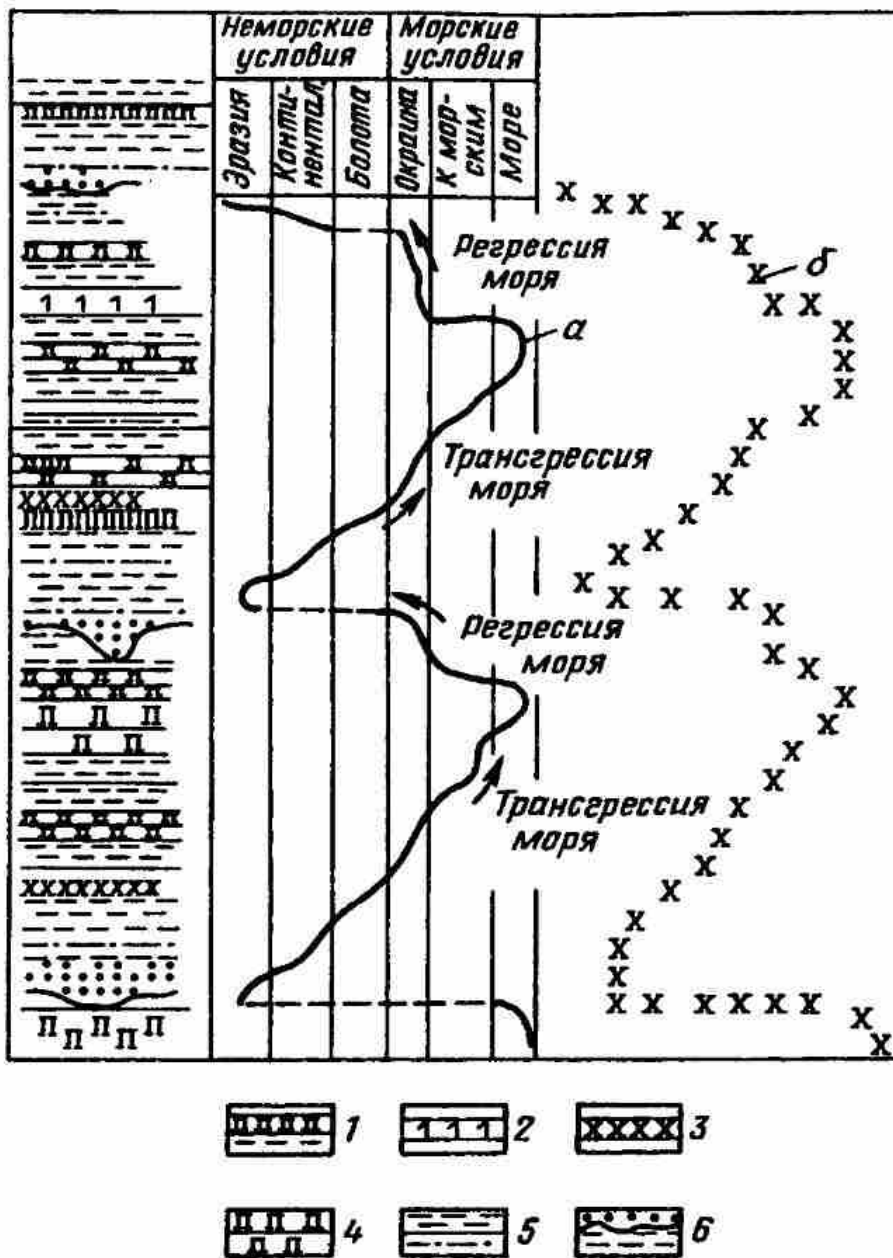


Рис. 26. Трансгрессивно-регрессивная кривая по данным анализа литологической колонки (а) и ее статистическое описание при согласованном миграционном периоде (б):

1 глинистые сланцы; 2-органогенно-водорослевые известняки; 3-уголь; 4 водорослевые известняки; 5-неморские сланцы; 6-несогласие

где $W(x_0/\sigma)$ – интеграл Лапласа, при $x_0 = 0$

$$M_1 \{ \xi_n \} = \frac{1}{z_1(0)} = \frac{2\pi}{\omega_1}$$

Подставив (3.16) и (3.15), получим формулу для подсчета средней длительности интервалов между выбросами $\xi(t)$

$$M_1 \{ \xi_n \} = \frac{2\pi}{\omega_1} W(x_0/\sigma) \exp(x_0^2/2\sigma^2). \quad (3.18)$$

Из симметрии нормального распределения ($W(x_0/\sigma) = 1 - W(-x_0/\sigma)$) следует, что средняя длительность интервалов между выбросами на

уровне x_0/σ равна средней длительности выбросов над уровнем $-x_0/\sigma$.
 При $x_0 \gg \sigma$ находим

$$M_1 \{ \xi_n \} \approx \frac{\sigma \sqrt{2\pi}}{x_0 \omega_1}, \quad (3.19)$$

а при $x_0 \ll -\sigma$, пренебрегая $W(x_0/\sigma)$ по сравнению с единицей, имеем

$$M_1 \{ \xi_n \} \approx \frac{2\pi}{\omega_1} \frac{x_0^2}{\exp(2\sigma^2)}. \quad (3.20)$$

Определим соотношение между средней длительностью интервалов между выбросами $M_1 \{ \xi_n \}$ и средней длительностью выбросов над уровнем x_0 :

$$\frac{M_1 \{ \xi_n \}}{M_1 \{ \xi_n \}} = \frac{W(x_0/\sigma)}{1 - W(x_0/\sigma)} = \frac{W(x_0/\sigma)}{W(-x_0/\sigma)}.$$

Положим это отношение равным b и определим из него

$$x_0/\sigma = W^{-1} [b/(1 + b)],$$

где W^{-1} – аргумент интеграла Лапласа, равного $b/(1 + b)$.

Перенесем полученные выражения на описание миграционного цикла (трансгрессивно-регрессивного) режима колебательных движений.

Положим, что величина b , которую в данном случае можно считать коэффициентом неполноты геологической летописи (КНГЛ) $b_{\text{нгл}} = 0,2$. Тогда величина $x_0/\sigma = -0,84$.

Учитывая, что на регрессионном этапе осадок практически не закрепляется в разрезе, получим статистическую характеристику трансгрессивного этапа. Согласовав миграционный период (процесса $\xi(t)$) с выявленным традиционными способами, получим статистическое описание колебательного процесса (рис. 26, б).

В данном случае, как видно, случайный процесс $\xi(t)$ в среднем отображает поведение кривой, которая является суперпозицией нескольких процессов отнюдь не случайного характера.

3.4. МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ МОБИЛИЗАЦИИ

3.4.1. Процессы выветривания и рельефообразования

Выветриванием называют экзогенные процессы, осуществляющие дезинтеграцию отложений. Различают физическое и химическое выветривание, действующие, как правило, совместно, но при различной интенсивности (в зависимости от климата, состава отложений, рельефа и т. п.).

Физическое выветривание – дезинтеграция отложений без изменения их химического состава (механическое, температурное, морозное и др. [32]).

Химическое выветривание – результат взаимодействия отложений на поверхности земли с химически активными элементами атмосферы, гидросферы и биосферы. Химическое выветривание (растворение, гидратация, окисление, гидролиз и пр.), приводящее к коренному изменению

петрофонда отложений, наиболее интенсивно протекает при гумидном литогенезе.

Совокупность остаточных (несмещенных) продуктов выветривания называют корой выветривания. Существует ряд классификаций кор выветривания: обломочная – химически неизменная, гидрослюдистая, монтмориллонитовая, каолинитовая, красноземная, латеритная и др.

Само выветривание не образует каких-либо специфических форм рельефа. Однако оно является мощным фактором, подготовляющим перемещение материала другими экзогенными агентами.

В некоторых случаях в процессе выветривания происходит не разрыхление, а цементация рыхлых отложений (углекислой известью, гипсом или галогенными осадками – в аридных зонах, оксидами железа, алюминия – в гумидных). Такие неперемещенные остаточные коры выветривания могут «фиксировать» ранее сформированные выровненные денудационные поверхности, что позволяет определить время «фиксации» денудационного рельефа и восстановить палеогеографическую обстановку их формирования. Консолидированные коры выветривания, обладающие сравнительно небольшой мощностью (2–5 м), отмечаются на сейсмических разрезах как квазиизохронные границы резкого перерыва седиментации, устойчивые к изменению фильтраций.

3.4.2. Моделирование процессов мобилизации

Процесс переноса осадочного материала с поднятий к пониженным участкам рельефа описывают при помощи уравнений диффузии [40].

Запишем одномерное уравнение диффузии в виде

$$\frac{\partial H}{\partial t} = c \frac{\partial^2 H}{\partial x^2}, \quad (3.21)$$

где H – топографическая отметка; x – расстояние от произвольно выбранного начала координат.

Переходя к конечным разностям, получим:

$$\frac{\partial H}{\partial t} \approx \frac{H_{t+1,j} - H_{t,j}}{\Delta t}, \quad (3.22)$$

$$\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} \approx \frac{H_{t,j+1} + H_{t,j-1} - 2H_{t,j}}{(\Delta x)^2}, \quad (3.23)$$

где $H_{t,j}$ – отметка рельефа с номером j в момент t ; $H_{t+1,j-1}$ – отметка столбца с номером $j-1$ в момент времени $t+1$.

Подставляя (3.22) и (3.23) в (3.21), получаем

$$H_{t+1,j} = H_{t,j} + c \frac{\Delta t}{(\Delta x)^2} (H_{t,j+1} + H_{t,j-1} - 2H_{t,j}). \quad (3.24)$$

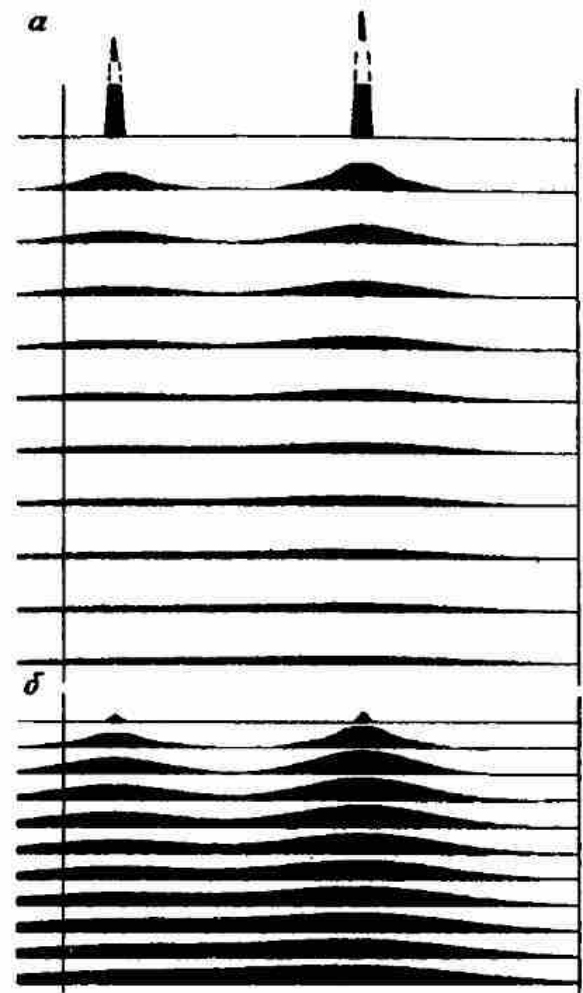
В уравнении (3.24) значение $c\Delta t/(\Delta x)^2$ надо ограничить: $0 < c\Delta t/(\Delta x)^2 < 0,5$ (при значении, большем 0,5, пики концентрации сразу становятся минимальными и результаты противоречат физическим законам диффузии).

Вычисления проводят в следующем порядке:

- 1) устанавливают исходные значений H для $t = 0$;

Рис. 27. Моделирование выравнивания рельефа (одномерный случай).

Последовательность тактов выравнивания, моделируемая путем фильтрации: *a* - нормировка выполнена в соответствии с законом сохранения массы осадка, *б* - аналогичный пример с нормировкой по максимуму каждого такта



- 2) переходят на шаг Δt к следующему моменту времени;
- 3) на основе (3.24) вычисляют новые значения H ;
- 4) возвращаются к шагу 2 с повторением 3, 4.

Вследствие постепенного изменения высоты столбцов возникают фигуры, похожие на гистограммы, соответствующие нормальному распределению (рис. 27). Это сходство не случайно, так как аналитическое решение (3.48) имеет гауссову форму.

Заметим также, что распределение $H_n(x)$ для каждого момента времени t_n может быть получено путем фильтрации аналогичного распределения в предыдущий момент времени t_{n-1} гауссовым фильтром, собственный процесс которого легко определяется из (3.24). Результат фильтрации должен быть отнормирован таким образом, чтобы площадь кривой $H_n(x)$ в момент t_n равнялась площади кривой $H_{n-1}(x)$ в момент t_{n-1} (в соответствии с законом сохранения массы осадка).

Рассмотрим теперь двумерное уравнение диффузии:

$$\frac{\partial H}{\partial t} = c_x \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + c_y \frac{\partial^2 H}{\partial y^2}, \quad (3.25)$$

где c_x и c_y - коэффициенты диффузии по x и по y .

При $\Delta x = \Delta y$ получим:

$$H_{t+1,i,j} = H_{t,i,j} + \frac{\Delta t}{(\Delta x)^2} [c_x (H_{t,i,j-1} + H_{t,i,j+1} - 2H_{t,i,j}) + c_y (H_{t,i+1,j} + H_{t,i-1,j} - 2H_{t,i,j})]. \quad (3.26)$$

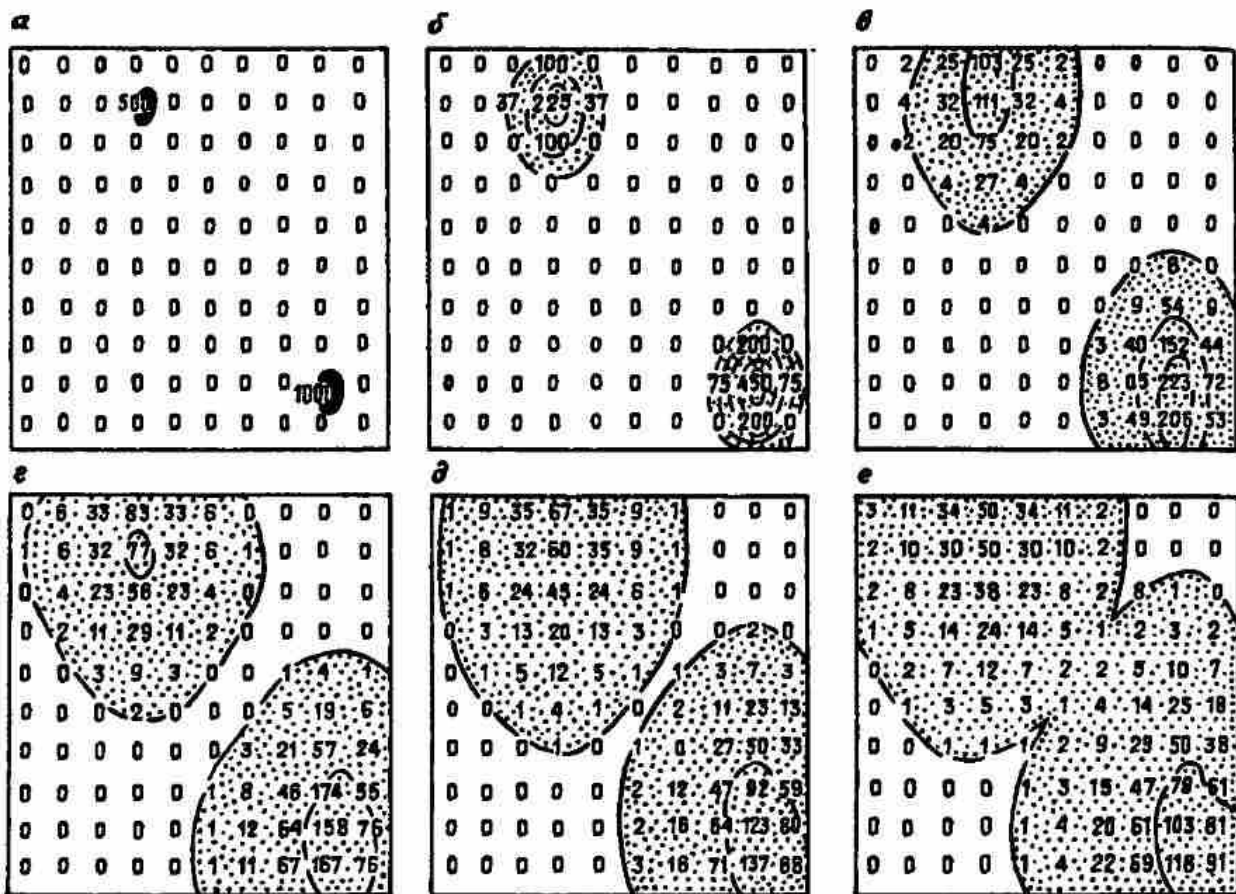


Рис. 28. Моделирование выравнивания рельефа (двумерный случай):

a-e последовательность тактов выравнивания при различных числах итераций

Уравнение (3.26) решается аналогично (3.24). Так же как и в случае (3.24), решение может быть построено как двумерная гауссова фильтрация, параметры которой определяются из (3.26).

Пример выравнивания рельефа на основе двумерного уравнения диффузии представлен на рис. 28.

Расширение возможностей и приложений описанного аппарата связано: с включением в анализ нескольких (в пределе – неограниченного числа) источников сноса (диффузии) в пределах изучаемой площади (рис. 28, *a*), с более детальным учетом неоднородности диффузии (анизотропии), характеризующейся различными коэффициентами диффузии по разным направлениям, а также локальным их изменением, связанным, например, с неоднородностью эродируемого осадка (рис. 28, *в-д*); с сочетанием при моделировании блоков, имитирующих процессы мобилизации с блоками моделирования тектонических дислокаций.

3.4.3. Моделирование склоновых процессов

Важность изучения генезиса склонов и происходящих на них процессов определяется тем, что на их долю (при углах $\varphi > 2^\circ$) в настоящее время (а следовательно, и в геологическом прошлом) приходится более 80% всей поверхности суши [15]. По морфологии различают следующие типы склонов:

по крутизне:

крутые (35°),

средней крутизны (15–35°),
отлогие (5–15°),
очень отлогие (2–5°);

по длине:

длинные (500 м),
средней длины (50–500 м),
короткие (50 м);

по форме склонов:

прямые,
выпуклые,
вогнутые,
выпукло-вогнутые.

Склоны бывают эндогенного (тектонические процессы) и экзогенного (флювиальные, мерзлотные процессы, работа моря, ледников, ветра, подземных вод и др.) происхождения.

Кроме того, они делятся на денудационные (выработанные) и аккумулятивные.

С типами склонов связаны и соответствующие им процессы:

а) обвальные – образование стенок срыва и ниш, накопление продуктов обрушения у подножий; стенки срыва – 30–40°, ниши – 90°, характерны для орогенных областей; типовые формации – молассовые;

б) осыпные – связаны в основном с физическим выветриванием (мергели, глинистые сланцы), осыпные конусы, сливаясь друг с другом, образуют у подножья склона сплошной шлейф из крупных и мелких обломков пород; формируемые отложения называют коллювием, особенность этих отложений в том, что наиболее крупные обломки продвигаются дальше всего по аккумулятивной части склона и слагают подножие осыпей;

в) оползневые – характеризуются перемещениями монолитных блоков отложений; процессы гидрогеологически обусловлены – возникают в случае, когда водопроницаемые отложения подстилаются горизонтом водоупорных пород (чаще всего глины); размеры соскальзывающих по склону блоков варьируют от 10 до 10⁴ м³ и более; оползни возникают на склонах, наклон которых более 15°;

г) делювиальные – результат смыва мелких частиц по склонам (делювий, суглинки или супеси), даже при наклоне 2–3°; суммарный объем смыва может быть очень большим.

Склоновые процессы ведут к выполаживанию склонов, к выравниванию рельефа. При тектоническом покое постепенно образуется пенеплен. Это происходит в условиях нисходящего развития рельефа, т.е. в условиях преобладания экзогенных процессов над эндогенными. При восходящем развитии рельефа (эндогенные процессы преобладают) склоны вновь становятся более крутыми.

Для моделирования процессов на крутых склонах осыпного и частично обвального типов могут использоваться средства, применяемые при моделировании процессов мобилизации (на основе уравнений диффузии, см. раздел 3.4.2).

Рассмотрим некоторые особенности процессов, связанных с оползневыми склонами. В основанной на трении модели вертикальная состав-

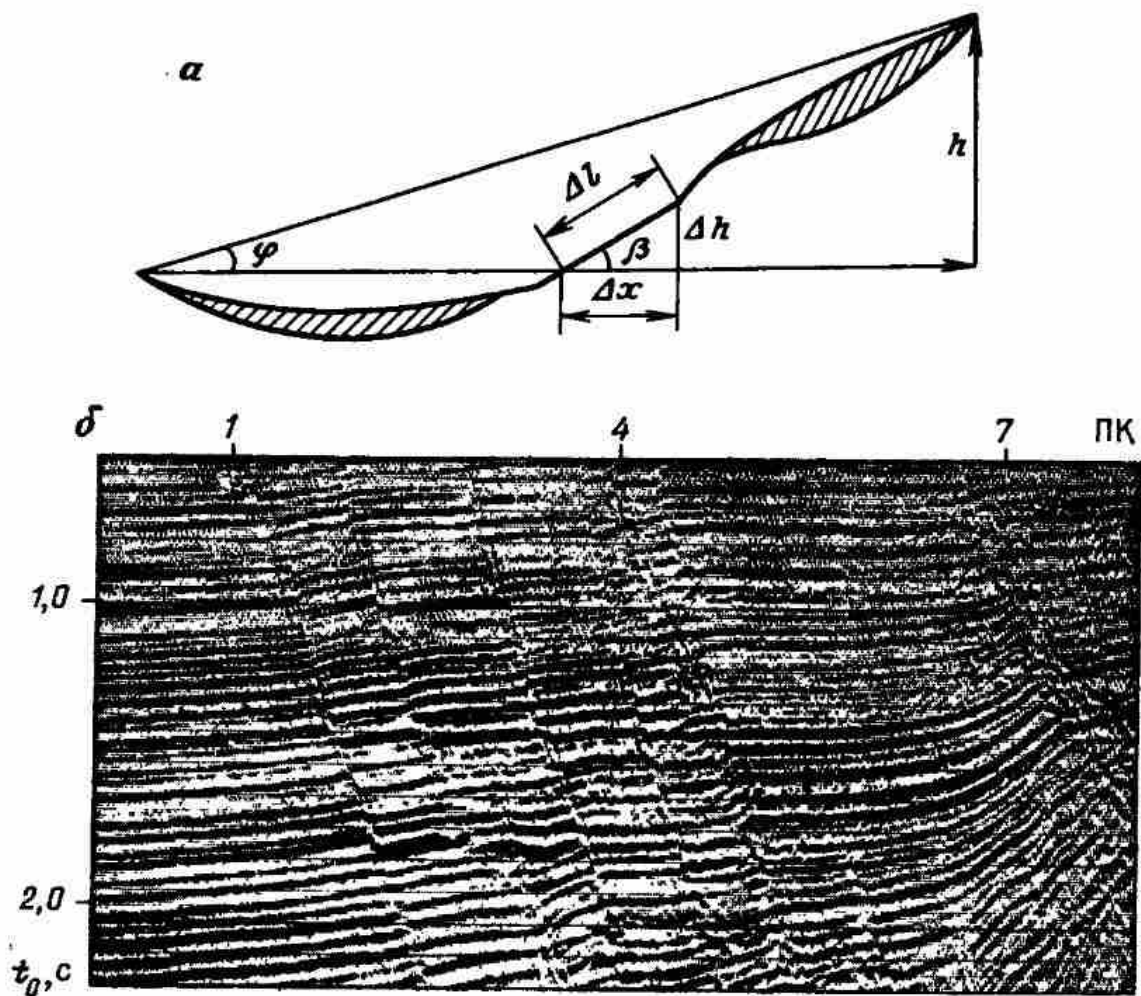


Рис. 29. Особенности процессов, связанных с оползневыми склонами: *a* — фрикционная геометрическая модель оползня; *б* — пример гравитационной тектоники: левая часть — гравитационное оседание (по серии разломов), правая часть — гравитационное соскальзывание (палеооползень)

ляющая общего пути оползня, деленная на горизонтальную составляющую, равна среднему коэффициенту трения ν [46].

Если масса m сползает на расстояние Δl (рис. 29), то по закону сохранения энергии

$$\Delta \left(\frac{1}{2} m v^2 \right) = m g \Delta l \sin \beta - \Delta l m g \nu \cos \beta,$$

где v — скорость скольжения.

Примем следующие зависимости: $\Delta l \sin \beta = \Delta h$, $\Delta l \cos \beta = \Delta x$, откуда

$$\frac{1}{g} \Delta \left(\frac{1}{2} v^2 \right) = \Delta h - \nu \Delta x.$$

Интегрируя последнее уравнение от $l = 0$ до конечного l (т. е. по полному пути оползня), считая, что начало и конец процесса соответствует неподвижному состоянию материала, получаем $0 = h - \nu x$ или $h/x = \nu = \operatorname{tg} \varphi$.

Если включить первоначальную скорость v_0 , уравнение примет вид:

$$\frac{1}{2} m v_0^2 + m g l \sin \beta - m g l \nu \cos \beta = 0,$$

где l — путь оползня вниз по склону до полной остановки,

$$l = \frac{1/2v_0^2}{g(v \cos \beta - \sin \beta)}.$$

Таким образом, движение оползня не зависит от его массы (на практике используют $v \approx 0,6-0,9$).

Установлено, что для оползней объемом более 10^5 м^3 характерны существенно меньшие значения коэффициента трения. Зависимость $v(V)$ приближается к линейной (при использовании двойной логарифмической шкалы). Соответственно $\log v = a \log V + b$, где $a = -0,15666$, $b = 0,624$. Коэффициент корреляции равен 0,82.

Таким образом, изложенные выше соотношения позволяют связать структурные (объем оползневого тела, угол наклона склона), динамические (скорость сползания и длина пути) и вещественные (коэффициент трения) характеристики изучаемого объекта.

3.5. МОДЕЛИРОВАНИЕ ФЛЮВИАЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ

Русловые потоки производят эрозию, перенос (транспортировку) материала и его аккумуляцию и создают выработанные (эрозионные) и аккумулятивные формы рельефа. Размыв и аккумуляция часто сменяют друг друга во времени и пространстве.

Наибольшее значение имеет живая сила, или энергия потока

$$E_n = mv^2/2, \quad (3.27)$$

где m — масса воды; v — скорость течения.

Масса воды пропорциональна расходу потока $m_{p,n}$. Скорость течения определяют обычно по формуле Шези [46]:

$$v = c\sqrt{R\Psi}, \quad \Psi = \sin \varphi; \quad m_{p,n} = cAR^{2/3}\Psi^{1/2}, \quad (3.28)$$

где A — площадь водного сечения; c — коэффициент, зависящий от свойств (шероховатости) ложа потока; R — гидравлический радиус (отношение площади живого сечения водотока к периметру смоченной части русла); φ — уклон дна.

Соотношение донной и боковой эрозии зависит от уклона русла, геологического строения территории, стадии развития водотока и других причин. Узкие глубокие и относительно спрямленные долины свидетельствуют о преобладании донной эрозии. Напротив, широкие, плоскодонные формы с извивающимися руслами говорят о преобладании боковой эрозии.

Поток адаптируется к местности, выбирая наиболее податливые для врезания участки, приспособляясь к выходам более легко размываемых отложений, к участкам, ослабленным по тектоническим причинам: осевым зонам складок, тектоническим трещинам, разломам, зонам дробления пород.

Углубление русла ограничивается базисом эрозии (уровень водного бассейна — места впадения потока). Местные базисы эрозии определяются геологическим строением ложа (русла) потока.

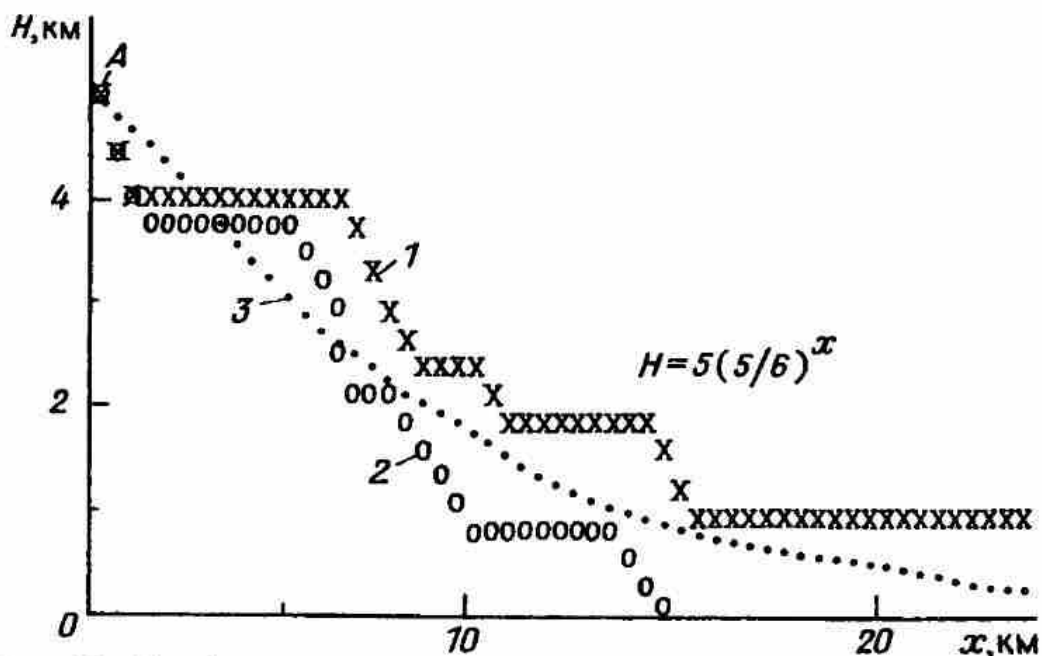


Рис. 30. Профили русел, полученные моделированием на основе случайного блуждания:

1, 2 - предельные профили; 3 - идеальный профиль

Выше базиса эрозии поток будет врезаться до тех пор, пока не сформирует профиль равновесия (сопротивление размыву равно транспортирующей силе потока) – выработанный продольный профиль (рис. 30). Идеальный профиль вырабатывается лишь при однородном составе отложений и при плавном увеличении количества воды в потоке (от истоков к устью). Этот случай исключается, так как равновесие для разных отложений достигается при разных уклонах, а живая сила потока изменяется скачками, обусловленными впадением крупных притоков.

3.5.1. Модели русловых процессов

При моделировании на ЭВМ профиля русла можно использовать модель случайного блуждания. Основным параметром в двумерной задаче является высотная отметка рельефа H на профиле, измеряемая относительно основного уровня реки. Профиль строится дискретный – в несколько шагов. Вдоль профиля рассматривается точка, движущаяся либо прямо, либо вниз – за один шаг.

Вероятность p характеризует событие, заключающееся в том, что точка будет перемещаться вниз, q – что останется на том же уровне. Ввиду наличия указанных альтернатив: $p + q = 1$.

Так как скорость потока пропорциональна высоте над базисом эрозии H_0 , принимают:

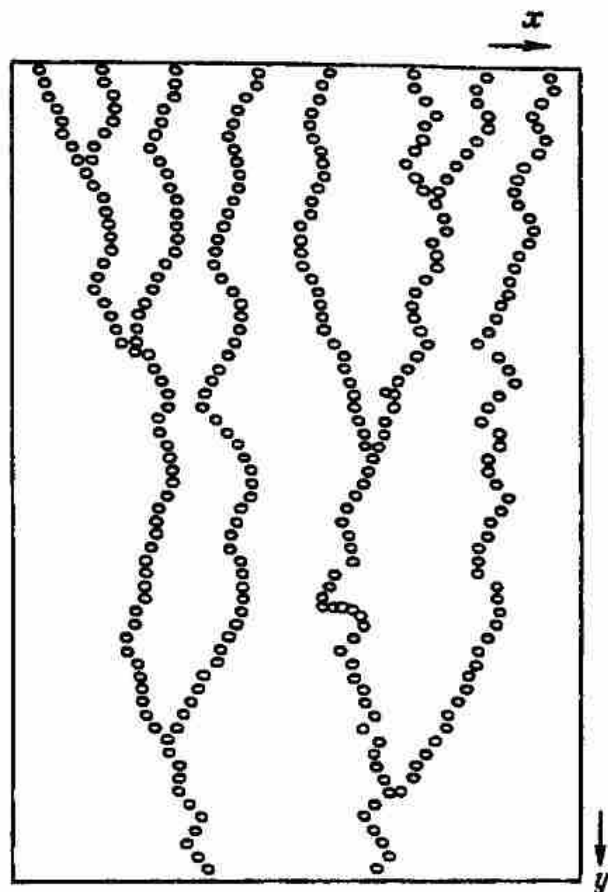
$$\begin{aligned} p &\approx c(H - H_0), \quad p = 0, \quad H = H_0, \\ q &\approx 1 - c(H - H_0), \quad q = 1, \quad H = H_0. \end{aligned} \quad (3.29)$$

Например, полагая в модели шесть уровней, определим $p(H = 5) = 5/6$; $p(H = 4) = 2/3 \dots p(0) = 0$.

Соответственно $q(H = 5) = 1/6$; $q(H = 4) = 1/3 \dots q(0) = 1$.

Идеальный профиль русла и два профиля, полученные путем моделирования на основе случайного блуждания, показаны на рис. 30.

Рис. 31. Речная сеть, смоделированная для однородных геологических (геоморфологических) условий



В приведенной модели могут быть учтены: ограничения на длину русла; изменение базиса эрозии (основного уровня) как одного из состояний на этапах случайного блуждания; наличие частично или полностью поглощаемых экранов и др.

Методы случайного блуждания можно использовать и при построении модели гидросети. Фиксируется количество возможных направлений движения (обычно три – вправо, влево и вперед – по направлению уменьшения отметок рельефа). Вероятность того или иного движения (p_n , p_l , p_v) определяется на каждом шаге в соответствии с рельефом местности, наличием преобладающих форм рельефа, нарушений и т. п., характером отложений, учетом слияния потоков меньшего ранга.

Сеть строят на основе квадратных ячеек. Причем в каждую ячейку могут впадать один или несколько потоков, но вытекать только один. На рис. 31 изображена смоделированная на ЭВМ сеть, типичная для районов с выдержанными (сравнительно однородными) геологическими условиями.

Полученные данные, в частности, можно использовать при проектировании работ по методике объемной сейсморазведки, предназначенных для картирования палеорусел и палеоврезов (при соблюдении типовых параметров исследуемой площади).

Процесс развития речной долины удается моделировать на основе модифицированного уравнения диффузии [40]:

$$\frac{\partial H}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[c(H) \frac{\partial H}{\partial x} \right] + B(x, H), \quad (3.30)$$

где H , x , t – соответственно высота, расстояние и время; c и B – коэффициенты, описывающие эрозионные характеристики пластов, состав-

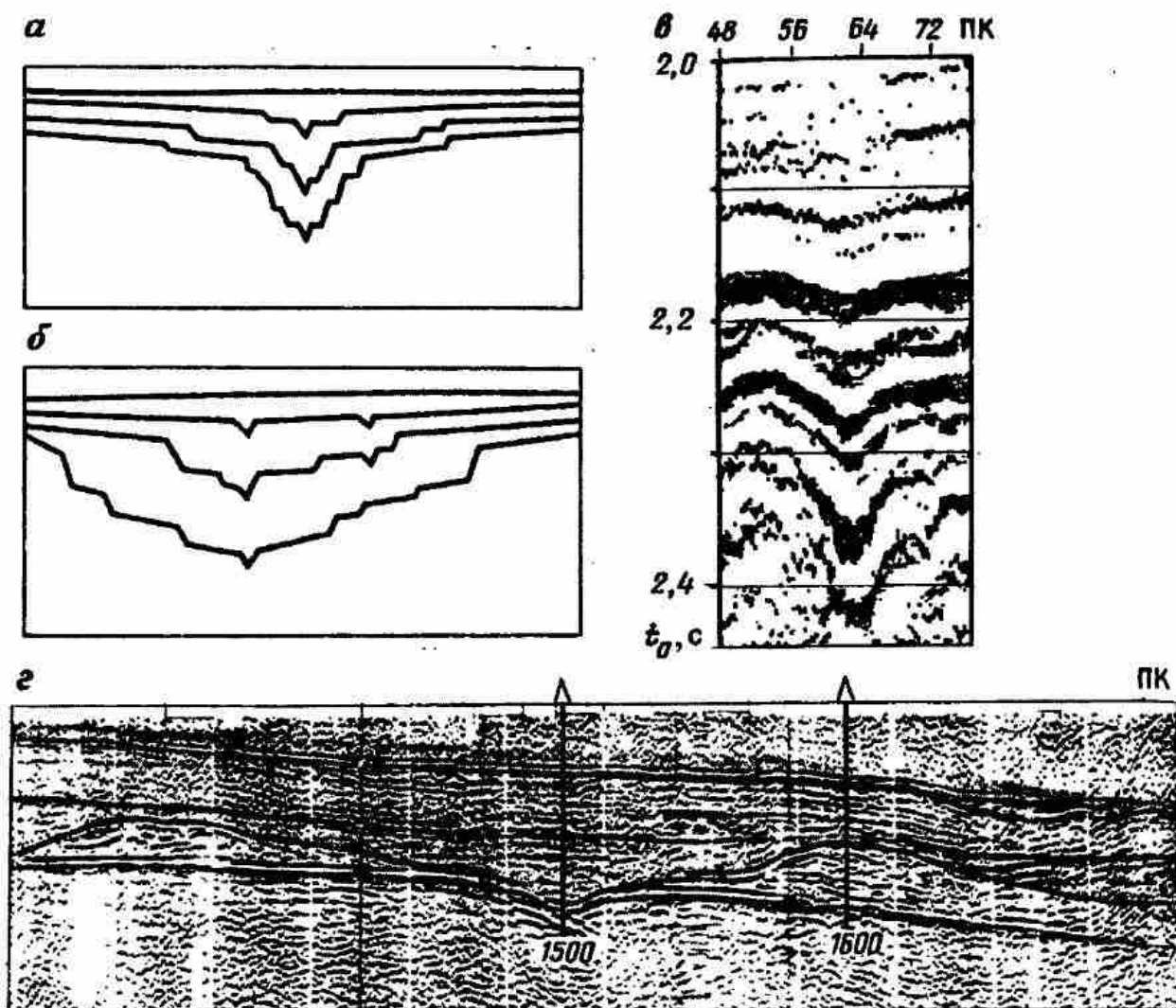


Рис. 32. Модельные и экспериментальные примеры палеорусел:

a – модельный пример последовательного углубления русла при относительно слабом дрейфе; *б* – последовательное расширение долины при относительно сильном дрейфе русла; *в* – экспериментальный пример палеодолины «овражного» типа (Среднее Приобье); *г* – пример палеодолины (палео-Карасу, Белогорская площадь Крыма)

ляющих разрез; $c(H)$ – коэффициенты диффузии, зависящие от высоты; $V(\bar{x}, H)$ – скорость врезания потока.

На рис. 32 изображен модельный эксперимент, включающий несколько этапов углубления русла. Долина последовательно углубляется и расширяется, причем профиль как бы «диффундирует» от места заложения русла. Крутые склоны развиваются на устойчивых к размыванию отложениях, пологие – на легко размываемых. Формируются террасы, развитие которых подчиняется процессам эрозии.

Сопоставление модельных результатов с отображениями палеодолин на сейсмических разрезах (рис. 32, *a–г*) позволяет делать заключения о характере их формирования и, что особенно важно, о вещественном составе выполняющих их отложений.

3.5.2. Модели седиментации в дельтах

Дельтовые отложения можно рассматривать как особую геологическую формацию (ФО), так как в их формировании принимают участие многие факторы. Дельты слагают собственно русловые и пойменные

отложения, отложения авандельты, морские, линзы озерных, эоловых отложений, торфяники и др.

В зависимости от тектонических, седиментационных и климатических факторов могут существенно различаться типы осадконакопления в устье палеорек. При стабильном берегу и уровне моря (океана) дельта выдается в море, морская фация отступает, в разрезе фиксируется регрессивная пачка отложений. Повышение уровня моря или опускание береговой полосы ведет к образованию трансгрессивной толщи осадков.

Моделирование распределения дельтовых отложений можно осуществить на основании уравнения гетерогенной диффузии в неоднородных средах, в том числе с введением нескольких источников диффузии [40] (см. также раздел 3.4.2).

При двумерном моделировании коэффициенты диффузии задают в каждом узле двумерной сетки (рис. 33). Получаемые при различном задании этих коэффициентов распределения осадков хорошо согласуются с типовыми формами дельт (рис. 33).

Наряду с указанным подходом для моделирования осадконакопления в дельте могут быть использованы непосредственно количественные соотношения (3.27), (3.29) и др. Рассмотрим основные шаги такого моделирования (рис. 34).

Водный поток по мере удаления от берега приемного бассейна уменьшает свою скорость от некоторой начальной v_0 до минимальной $v_x \rightarrow 0$. По мере уменьшения скорости осаждаются все более мелкие фракции – в соответствии с кривой $v_x(d)$ [32]. Можно также использовать эмпирическую формулу Эри: $m_x = Bv_x^6$, где m_x – максимальная масса частиц, которые могут переносить поток; v_x – скорость течения; B – коэффициент, зависящий от уклона дна, формы частиц, ее массы и глубины потока.

Полагая характер потока стационарным за период Δt , определим координаты x выноса различных фракций: песчаных частиц ($d = 0,2$ мм) – $x_{d_1} = 1,4$ км, алевритовых – $x_{d_2} = 4,6-14$ км, глинистых – $x_{d_3} = 14$ км.

Можно определить среднюю мощность квазиизохронного слоя на различных расстояниях от берега. Для этого по кривой $v(x)$ находим скорости потока в начале и в конце выбранного отрезка v_{x_1}, v_{x_2} . По графику $v_x(d)$, совмещенному со спектром взвеси $\frac{n}{N}(d)$ определяем процентное содержание q (%) частиц размерами от d_1 до d_2 , которые выпадают в интервале скоростей потока $[v_{x_1}, v_{x_2}]$ на отрезке $[x_1, x_2]$. Количество выпавших за время Δt частиц взвеси равно $qv_{\bar{x}} h_{\bar{x}} \Delta t$. На рис. 35 приведены результаты расчета одиночного изохронного слоя и регрессивной серии.

Заметим, что изменение скорости потока из условия постоянства расхода воды $m_{p.v}$ оценивают так: $v_x = v_0 \sqrt{\frac{\sin \varphi_x}{\sin \varphi_0}}$, а глубины (мощности)

потока – $h_x = h_0 \sqrt[3]{\frac{\sin \varphi_0}{\sin \varphi_x}}$. Задавая начальные значения скорости и мощ-

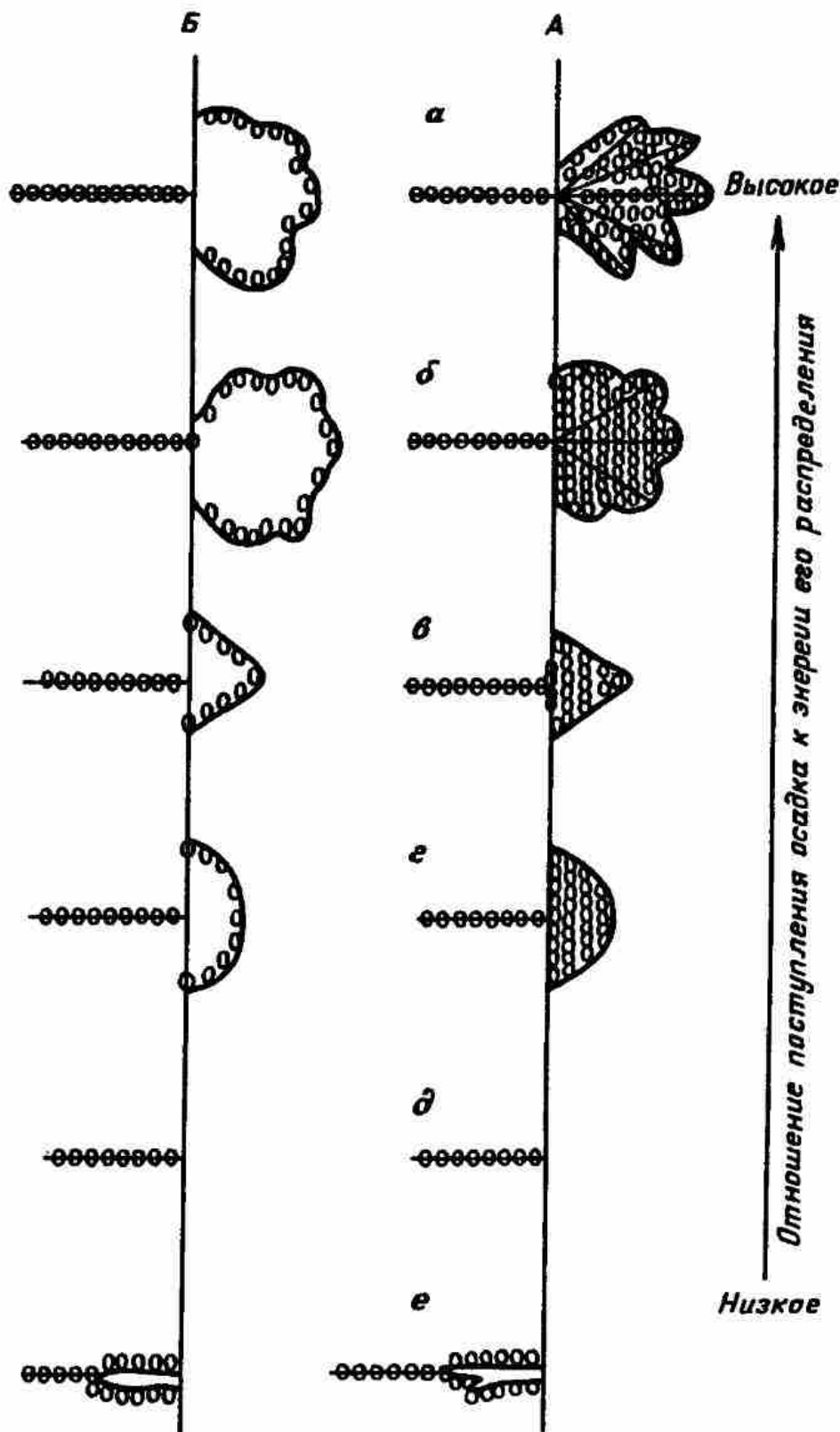


Рис. 33. Типовые формы дельт в плане (А) и их модели, получаемые при двумерной диффузии (Б)

a - типа птичьей лапки; *b* - лопастная; *в* - остроконечная; *г* - дугообразная; *д* - «шувальная»; *е* - «отрицательная» (эстуарий)

ности потока, можно найти изменения v_x и h_x , необходимые для расчета мощности осадков и их распределения по фракциям вдоль потока над поверхностью седиментации.

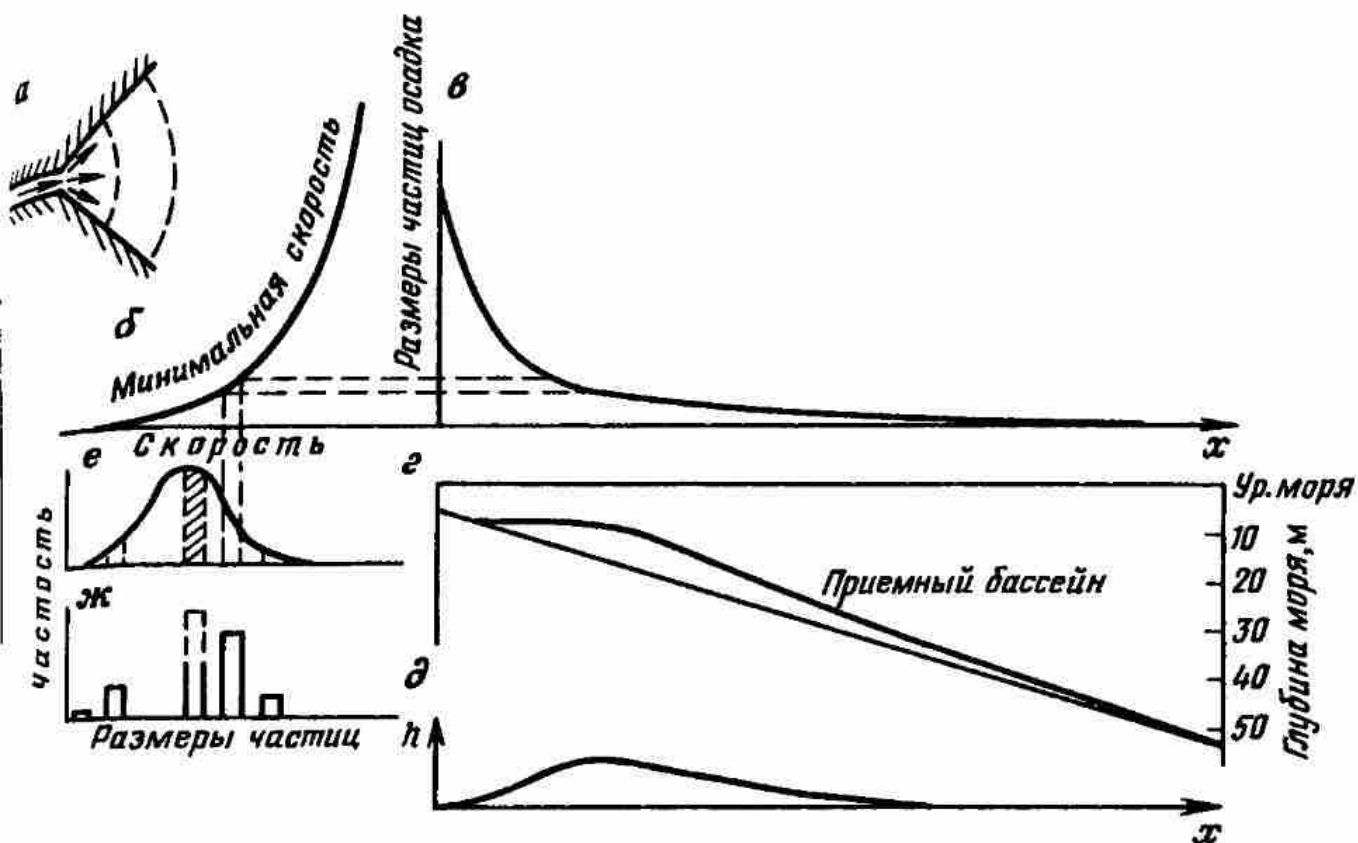


Рис. 34. Формирование прогнозной геологической модели на основе расчета параметров потока (по Б. С. Гамову):

а модель потока в плане; б изменение размеров частиц осадка, осаждающегося при определенной скорости транспортирующего потока; в определение координат x (расстояния до берега) для частиц различных фракций; г результаты осадконакопления регрессивной серии; д изменение мощности одиночного изохронного слоя h ; е кривая распределения частиц взвеси; ж – распределение фракций, соответствующих заданным удалениям от берега x и определенным скоростям потока

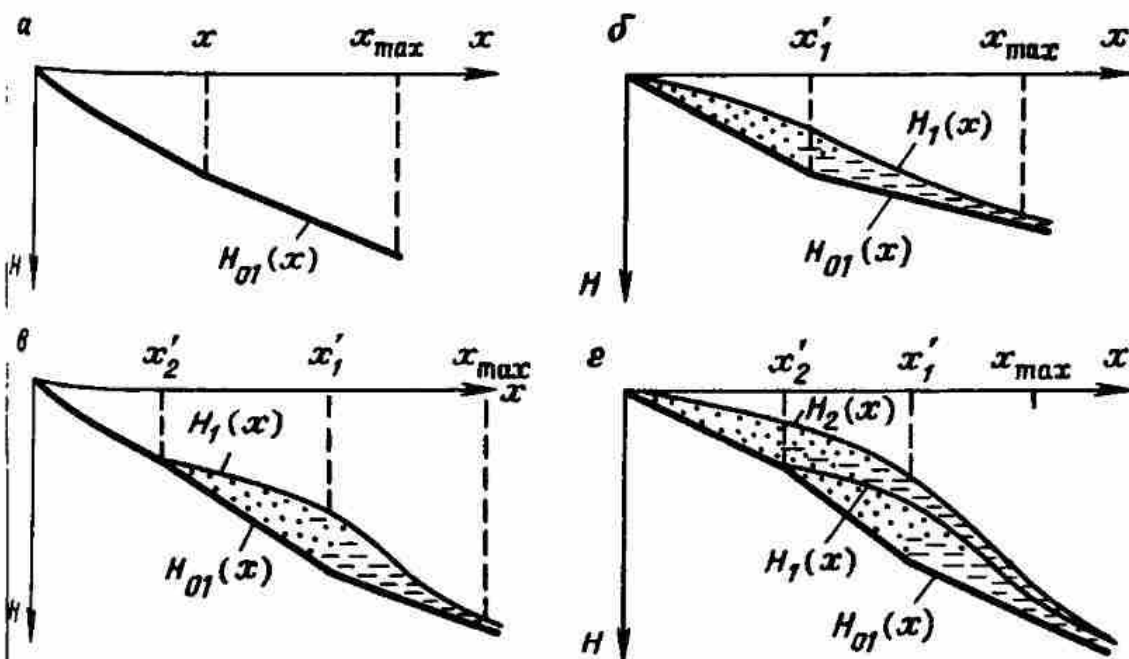


Рис. 35. Этапы построения трансгрессивного разреза:

а наклонное ложе; б отложение осадка, компенсирующего прогибание; в следующий цикл прогибания; г отложение следующей порции осадка, компенсирующей прогибание

3.5.3. Некоторые особые случаи седиментации

Модели, используемые при описании русловых процессов, применимы и для иных объектов, в которых решающую роль играют водные потоки. Так, при описании грязевых потоков (селей) используют формулу Шези (3.29). Для этих процессов в результате экспериментальных измерений установлены следующие зависимости: $v = 3,15h^{1/6}d^{1/3}$, $v = 5,15h^{2/3}\Psi$, где h – мощность потока, м; d – средний диаметр зерен в селе, м. Используют также эмпирическую зависимость

$$v = 3,15h^{1/6}d^{1/3} \sqrt{\frac{\rho_0 - \rho_n}{\rho_n}}, \quad (3.31)$$

где ρ_0 – плотность материала обломков; ρ_n – плотность грязевого потока.

Одним из важнейших факторов, определяющих морфологию морского дна, являются турбидитные потоки. Процесс взвешивания осадков вызывается турбулентным движением воды. Средняя скорость турбидитного потока оценивается по аналогии с (3.28):

$$v_t = c \sqrt{h\Psi g(\rho_0 - \rho)/\rho_0}, \quad (3.32)$$

где h – глубина потока; Ψ – уклон дна; ρ_0 – плотность взвеси; ρ – плотность жидкости; c – эмпирическая константа.

Головная часть турбидитного потока ведет себя особым образом. Ее мощность h_r в 2 раза больше устойчивой тыловой части $h_r = 2$. Скорость в голове потока \bar{v}_r определяется эмпирической зависимостью

$$\bar{v}_r = b \sqrt{g \frac{\rho_0 - \rho}{\rho_0} h_r},$$

где b – константа (0,4–0,7).

Интересно заметить, что скорость \bar{v}_r в голове потока не зависит от уклона дна Ψ .

3.6. МОДЕЛИ БАСЕЙНА ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ (СХЕМЫ БОКОВОГО НАРАЩИВАНИЯ)

В модели Шлосса [40] учитывают следующие факторы:

- 1) количество привносимого материала, который может содержать от одной до пяти гранулометрических фракций;
- 2) исходную характеристику формы (профиля) бассейна осадконакопления, выраженную глубиной воды;
- 3) тектоническое воздействие – опускание и поднятие дна бассейна – во времени и в пространстве;
- 4) положение основного уровня, или поверхности равновесия (базиса эрозии), определенной относительно уровня моря для каждого гранулометрического класса частиц осадка.

Модель используется для двумерного случая, но может быть расширена и на трехмерный.

Время в модели представлено последовательностью дискретных шагов, а пространство – последовательностью столбцов (колонок), ширина которых равна единице. Каждый столбец характеризует глубину



Рис. 36. Схема осадконакопления на склоне палеобассейна (по Шлоссу)

воды и приращения мощностей различных типов осадочных образований (рис. 36).

Правила, управляющие транспортировкой материала от источников сноса и его выпадания в виде осадка, следующие. Часть осадочного материала, достигшего данного столбца, выпадает в осадок, если глубина воды больше, чем глубина основного уровня (для каждой фракции своего).

Обозначим количество привнесенного в бассейн осадочного материала через Q , а выпавшего в осадок в первом столбце часть (долю) — через q . Таким образом, количество материала, выпавшего в осадок, будет равно qQ , а оставшаяся и перенесенная в следующий столбец часть

$$Q - qQ = Q(1 - q). \quad (3.32)$$

Такая зависимость аналогична закону роста и гибели (например, популяций), где q — константа гибели.

Аналогично вычисляются количества отложенного осадка для последующих столбцов (табл. 6).

При этом реализуются следующие правила. Если глубина воды для данного столбца равна H , а глубина основного уровня (эрозии) H_0 , то

Таблица 6

Номер столбца	Транспортируемый материал	Отложенный осадок
1	Q	qQ
2	$Q(1 - q)$	$qQ(1 - q)$
3	$Q(1 - q)^2$	$qQ(1 - q)^2$
...
n	$Q(1 - q)^{n-1}$	$qQ(1 - q)^{n-1}$

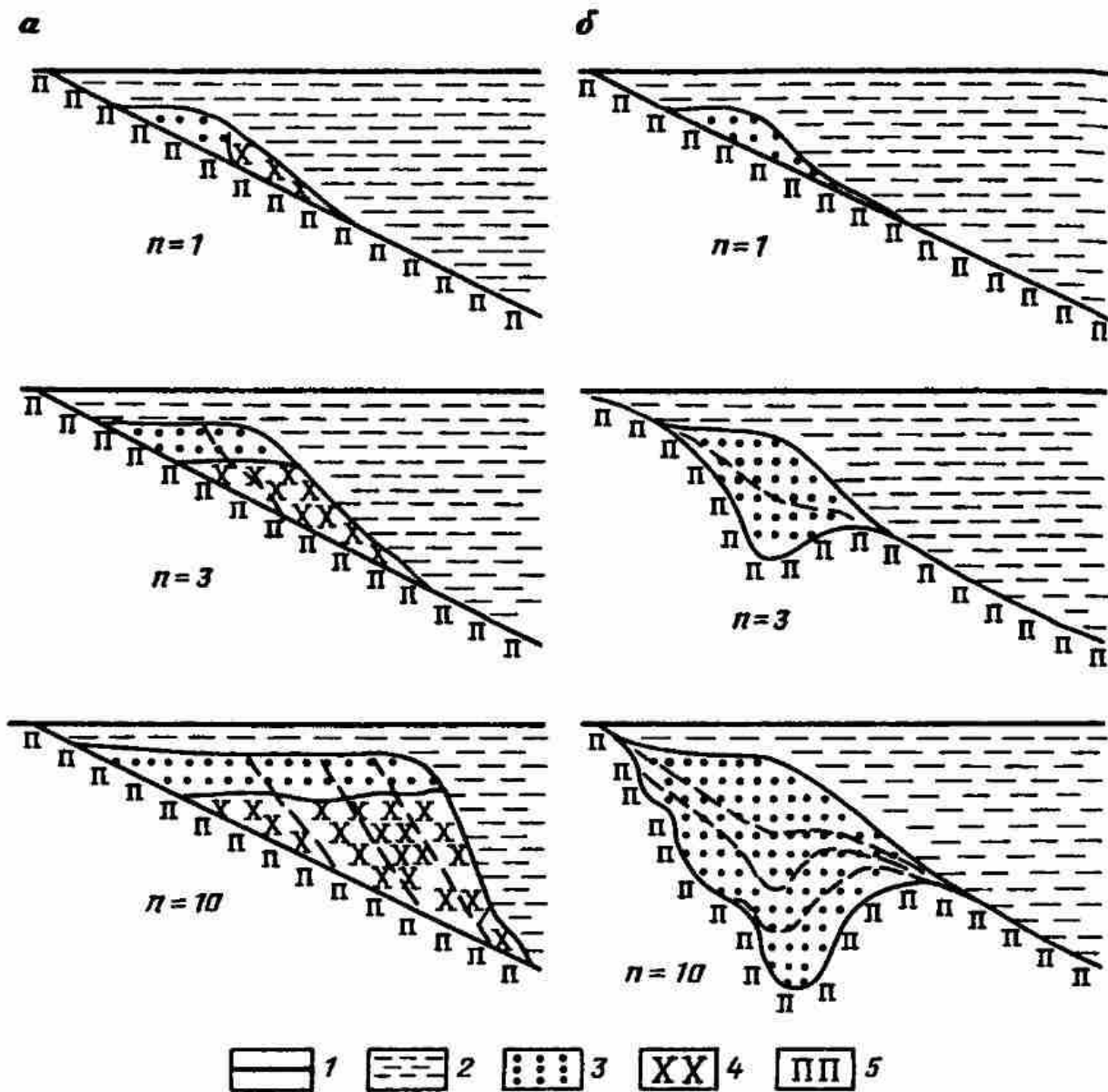


Рис. 37. Схемы осадконакопления на склоне бассейна при различных режимах:

a - регрессионная последовательность для двух гранулометрических фракций при отсутствии проседания дна; *b* - осадконакопление при проседании дна для одной фракции. *n* - число моделируемых интервалов времени. 1 - поверхность воды; 2 - толщина воды; 3, 4 - две фракции осадков; 5 - дно бассейна

количество выпавшего осадка D можно найти по одной из следующих зависимостей:

$$\begin{aligned}
 H &\leq H_0 \rightarrow D = 0; \\
 (H - qQ) &\leq H_0 \rightarrow D = H - H_0; \\
 H_0 &> H \rightarrow D = qQ.
 \end{aligned}
 \tag{3.33}$$

При учете более чем одной фракции в модели для каждой фракции вводят: величину q , количество материала, поступающего в систему за каждое приращение времени, глубины основного уровня.

Эффект опускания дна или, наоборот, эвстатических изменений уровня моря в модели реализуется двумя способами. Первый из них позволяет дополнить конкретные приращения глубины воды в течение приращений времени. Прогибание же дна связывается с осадконакоплением простым коэффициентом пропорциональности. Каждый столбец

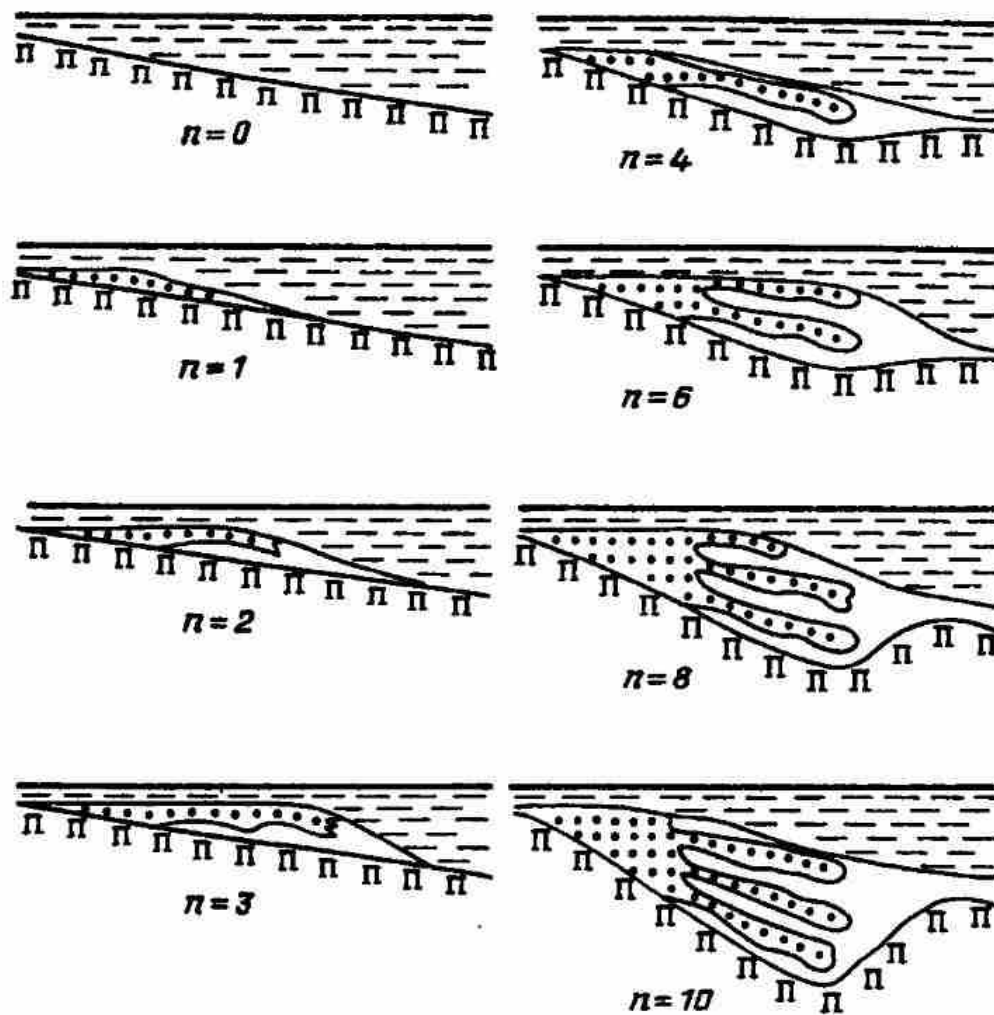


Рис. 38. Моделирование замещения осадка при накоплении его на склоне бассейна (n – интервалы времени). Условные обозначения см. на рис. 37

можно опустить на величину, равную мощности накопленных осадков, умноженной на коэффициент c . Если $c = 1$, величина проседания равна накопленной мощности, при $c = 0$ – проседание отсутствует. Проседание может быть одновременным с осаджением, но может и следовать за ним, отставая на некоторое целое число приращений времени.

Пример 1. Прогибание дна (уплотнение) отсутствует и существует только одна гранулометрическая фракция – итогом является модель «дельтовых» осадков, постепенно нарастающих в сторону моря, образующих серию наклонных слоев, которые постепенно становятся более пологими (рис. 37,а).

Пример 2. Аналогичный эксперимент, но при условии, что имеет место прогибание дна. Каждый столбец проседает на величину мощности осадков, накопленных непосредственно перед этим (за предыдущий интервал времени). В этих условиях проседание наиболее интенсивно там, где накоплено больше осадка. Форма залегания полученного тела (ФО) – линзовидная (рис. 37,б).

Пример 3. Регрессионная последовательность получена при условии, что проседание дна равно 0 и что существуют две гранулометрические фракции (рис. 37,а). Начиная с момента $n = 2$ и во все последующие «песок» начинает перекрывать «ил», а зона максимального осадконакопления постепенно смещается в сторону открытого моря. Характерно, что изохронные поверхности как бы пересекают литологические границы (между фракциями).

Пример 4. Введено запаздывание в проседании относительно осадконакопления, равное 3 единицам времени. В течение интервалов 1–3 образуется регрессионная последовательность (аналогичная примеру 3). Далее происходит

проседание каждого столбца на величину общей мощности осадка, накопленного за три предшествующих интервала времени. Далее в интервалах $n = 4-6$ образуется новая регрессионная последовательность и т. д. В результате образуется своеобразное переслаивание в виде «сплетенных пальцев» (рис. 38). Тем самым смоделирован случай довольно сложного по форме замещения осадка в линзе. Существенно, что при этом раскрывается механизм такого замещения. На рис. 38 показана лишь граница фракций (литологическая). Изохронные границы пересекают ее, образуя нормальную слоистую систему. Тем самым очевидно, что замещение происходит за счет переслаивания совокупности изохронных слоев. Их разновидность в сочетании с фактором прогибания и обеспечивает наблюдаемую картину замещения.

3.7. МАРКОВСКИЕ ЦЕПИ В ОПИСАНИЯХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ

Многие природные процессы, которые рассматриваются как случайные, характеризуются тем, что в них наблюдается некоторое влияние предшествующих событий на последующие. Отсюда целесообразность их описания в виде марковских процессов, одна из форм которых носит название цепей Маркова.

3.7.1. Марковские цепи I порядка

В случае марковской цепи I порядка вероятности каждого перехода зависят только от непосредственно предшествующего состояния и не зависят от всех остальных предшествующих состояний. Цепи Маркова характеризуются конечным числом состояний, а вероятности перехода являются стационарными.

Поведение марковской цепи в сжатой форме описывается матрицей вероятностей перехода

$$P = \begin{matrix} & \begin{matrix} s_1 & s_2 & s_3 \end{matrix} \\ \begin{matrix} s_1 \\ s_2 \\ s_3 \end{matrix} & \left| \begin{matrix} P_{11} & P_{12} & P_{13} \\ P_{21} & P_{22} & P_{23} \\ P_{31} & P_{32} & P_{33} \end{matrix} \right| \end{matrix}, \quad (3.34)$$

где p_{ij} – вероятность перехода от состояний s_1, s_2, s_3 в состояния s_1, s_2, s_3 .

Рассмотрим переходы от слоя к слою в геологическом разрезе, постепенно продвигаясь снизу вверх по колонке отложений¹. Если допустить существование лишь трех литологических разностей (состояний), то можно описать поведение последовательности с помощью матрицы переходных вероятностей.

Обозначим s_1 – песчаники, s_2 – сланцы, s_3 – известняки. Построим матрицу вероятностей перехода по реальной литологической колонке:

		Сумма вероятностей			
		s_1	s_2	s_3	
Песчаник	s_1	0,1	0,8	0,1	1
Сланец	s_2	0,4	0,2	0,4	1
Известняк	s_3	0,1	0,8	0,1	1

(3.35)

¹ При анализе таких последовательностей марковские цепи впервые применил советский геолог А. Б. Вистелиус в 1949 г.

Как видно из полученного результата, исследуемая серия отложений характеризуется отчетливо выраженным марковским свойством. Одновременно эта матрица является основой для построения стратиграфических последовательностей (данного типа).

Оценки переходных вероятностей в стратиграфических последовательностях вычисляют двумя основными способами: подсчитывая только переходы между стратиграфическими единицами (фракциями); подсчитывая переходы между интервалами заданной мощности.

Результаты второго способа зависят от длины интервала: малый интервал обуславливает тенденцию к увеличению доли переходов без изменения литологического состава; при увеличении интервала возникает опасность пропуска переходов.

Применение простейших видов марковских цепей сопряжено с некоторыми ограничениями. Вопреки реальным аналогам в некоторых искусственных моделируемых последовательностях могут возникать элементы ложной цикличности, являющейся следствием небольшого числа учитываемых в системе состояний. Выбираемое в модели число состояний может оказаться недостаточным для описания изменений литологии в разрезе. Число наблюдаемых переходов должно быть достаточно большим (более 100) для получения статистически обоснованных оценок вероятностей переходов. Предполагается стационарность переходов. Кроме того, в модели не учитываются наличие и статистика перерывов в осадконакоплении и цикличности. Тем не менее, модель марковских цепей полезна. Задаваясь той или иной седиментационной моделью, определяя ее матрицу переходов и сравнивая последнюю с аналогом по экспериментальным данным, можно оценивать непротиворечивость принятых моделей с эмпирическими данными.

3.7.2. Марковские зависимости выше I порядка

Пока мы рассматривали марковские цепи с переходом в один шаг. Значения вероятностей многошаговых переходов подсчитывают путем возведения в степень матрицы переходов:

$$p^n = p^{n-1} p. \quad (3.36)$$

Если в результате такого последовательного умножения матрицы переходных вероятностей все векторы-строки окажутся равными, то такую матрицу следует называть регулярной (или предельной) переходной матрицей

$$p^n = p^{n+1} = \dots p^{n+k} = \hat{p}. \quad (3.37)$$

Вектор-строка в предельной матрице \hat{p} дает среднестатистические (по всей выборке) вероятности перехода в соответствующие состояния. Одновременно этот вектор показывает вероятности наблюдения состояний в исходной последовательности.

Многие природные процессы можно рассматривать как марковские цепи с памятью, превышающей I порядок (один шаг). Так, условия циклической седиментации характеризуются, как уже отмечалось, наличием главных (крупных) циклов, которым подчинены более мелкие циклы.

Одним из возможных вариантов моделей таких сложных циклических рядов являются марковские цепи с зависимостью более чем I порядка. Например, матрица перехода для цепи II порядка с двумя состояниями имеет вид:

$$\begin{array}{cccc}
 & t-2 & t-1 & s_1 & s_2 \\
 \text{предшествующие} & s_1 & s_1 & P_{11} & P_{12} \\
 \text{состояния} & s_1 & s_2 & P_{21} & P_{22} \\
 & s_2 & s_1 & P_{31} & P_{32} \\
 & s_2 & s_2 & P_{41} & P_{42}
 \end{array} \quad (3.38)$$

В матрице отображено влияние на вероятность перехода от $t-1$ к t состояний в $t-2$ и $t-1$. Общее правило записи матриц, подобных (3.38), — число строк равно числу состояний m , возведенному в степень k , равную числу зависимых состояний m^k .

Заметим, что все рассмотренные примеры относились к дискретным состояниям и дискретному времени.

3.7.3. Особые свойства марковских цепей

Соотнесение особенностей подхода со спецификой моделируемых геологических тел и процессов требует классификации возможных матриц переходных вероятностей. Можно выделить два основных вида множеств состояний — закрытый и нестабильный.

Закрытые множества — это набор из одного или более состояний, попадая в которые марковский процесс сразу же прекращается (наличие поглощающих состояний $p_{ij} = 1$). Если состояний $p_{ij} \neq 1$ более чем одно, то марковский процесс будет протекать только внутри этого множества и никогда из него не выйдет. Если существует более одного закрытого набора состояний, а марковский процесс протекает только внутри одного из них, то он не будет касаться других множеств состояний. Если закрытый набор состоит из одного состояния, то он обязательно будет поглощающим.

Нестабильное множество состояний содержит состояния, которые не обязательно приводят марковский процесс к закрытому набору. Однако не все цепи характеризуются одним или более нестабильными наборами состояний. Если матрице P соответствует более чем один закрытый набор состояний, а нестабильные наборы отсутствуют, то она в результате будет описывать две или более несвязанные марковские цепи, которые можно изучать отдельно.

Для различения закрытых и нестабильных состояний вводят матрицу P в канонической форме:

$$P = \begin{bmatrix} \begin{array}{c} r-s \\ S \\ R \end{array} & \begin{array}{c} \vdots \\ \dots \\ \vdots \end{array} & \begin{array}{c} r-s \\ O \\ Q \end{array} \\ \hline & & s \end{bmatrix}, \quad (3.39)$$

где s — число нестабильных состояний; $r-s$ — число закрытых состояний; Q — квадратная подматрица порядка $s \times s$, характеризующая переходы только между нестабильными состояниями; R — прямоугольная под-

матрица порядка $s \times (r - s)$, характеризующая переходы из нестабильных состояний в состояния закрытого набора или наборов; S – квадратная подматрица порядка $(r - s) \times (r - s)$, которая соответствует закрытому набору состояний (или наборам); 0 – подматрица порядка $s \times (r - s)$, все элементы которой равны 0 и, следовательно, указывают на невозможность переходов.

Таким образом, все конечные марковские цепи можно подразделить на следующие две группы:

1 – цепи без нестабилизированных множеств состояний:

1а – регулярные цепи – процесс может достигнуть любого состояния,

1б – циклические цепи – имеют период N , возвращаются в начальное состояние через N шагов;

2 – цепи с нестабилизированными множествами состояний:

2а – поглощающие цепи – все закрытые множества состояний состоят из поглощающих состояний,

2б – все закрытые множества состояний регулярные,

2в – все закрытые множества состояний циклические,

2г – присутствуют как циклические, так и регулярные закрытые множества состояний.

Рассмотрим примеры основных типов марковских цепей. Введем переходные матрицы следующих типов:

$$P_1 = \begin{array}{c|ccccc|} & s_1 & s_2 & s_3 & s_4 & s_5 & \\ \hline s_1 & 0,45 & 0,05 & 0,25 & 0,15 & 0,10 & \\ s_2 & 0,01 & 0,65 & 0,04 & 0,10 & 0,20 & \\ s_3 & 0,20 & 0,10 & 0,40 & 0,20 & 0,10 & \\ s_4 & 0,05 & 0,10 & 0,30 & 0,40 & 0,15 & \\ s_5 & 0,03 & 0,15 & 0,07 & 0,30 & 0,45 & \\ \hline \end{array} \quad (3.40)$$

$$P_2 = \begin{array}{c|ccccc|} & s_1 & s_2 & s_3 & s_4 & s_5 & \\ \hline s_1 & 0,00 & 0,00 & 0,00 & 1,00 & 0,00 & \\ s_2 & 0,00 & 0,00 & 0,00 & 1,00 & 0,00 & \\ s_3 & 0,50 & 0,00 & 0,00 & 0,50 & 0,00 & \\ s_4 & 0,00 & 0,00 & 0,50 & 0,00 & 0,50 & \\ s_5 & 0,00 & 0,50 & 0,00 & 0,50 & 0,00 & \\ \hline \end{array} \quad (3.41)$$

$$P_3 = \begin{array}{c|ccccc|} & s_1 & s_2 & s_3 & s_4 & s_5 & \\ \hline s_1 & 0,50 & 0,50 & 0,00 & 0,00 & 0,00 & \\ s_2 & 0,50 & 0,50 & 0,00 & 0,00 & 0,00 & \\ s_3 & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \\ s_4 & 0,05 & 0,00 & 0,00 & 0,95 & 0,00 & \\ s_5 & 0,00 & 0,00 & 0,50 & 0,00 & 0,50 & \\ s_5 & 0,00 & 0,05 & 0,00 & 0,95 & 0,00 & \\ \hline \end{array} \quad (3.42)$$

$$P_4 = \begin{array}{c|ccccc|} & s_1 & s_2 & s_3 & s_4 & s_5 & \\ \hline s_1 & 0,00 & 1,00 & 0,00 & 0,00 & 0,00 & \\ s_2 & 1,00 & 0,00 & 0,00 & 0,00 & 0,00 & \\ s_3 & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \\ s_4 & 0,05 & 0,00 & 0,00 & 0,95 & 0,00 & \\ s_5 & 0,00 & 0,00 & 0,50 & 0,00 & 0,50 & \\ s_5 & 0,00 & 0,05 & 0,00 & 0,95 & 0,00 & \\ \hline \end{array} \quad (3.43)$$

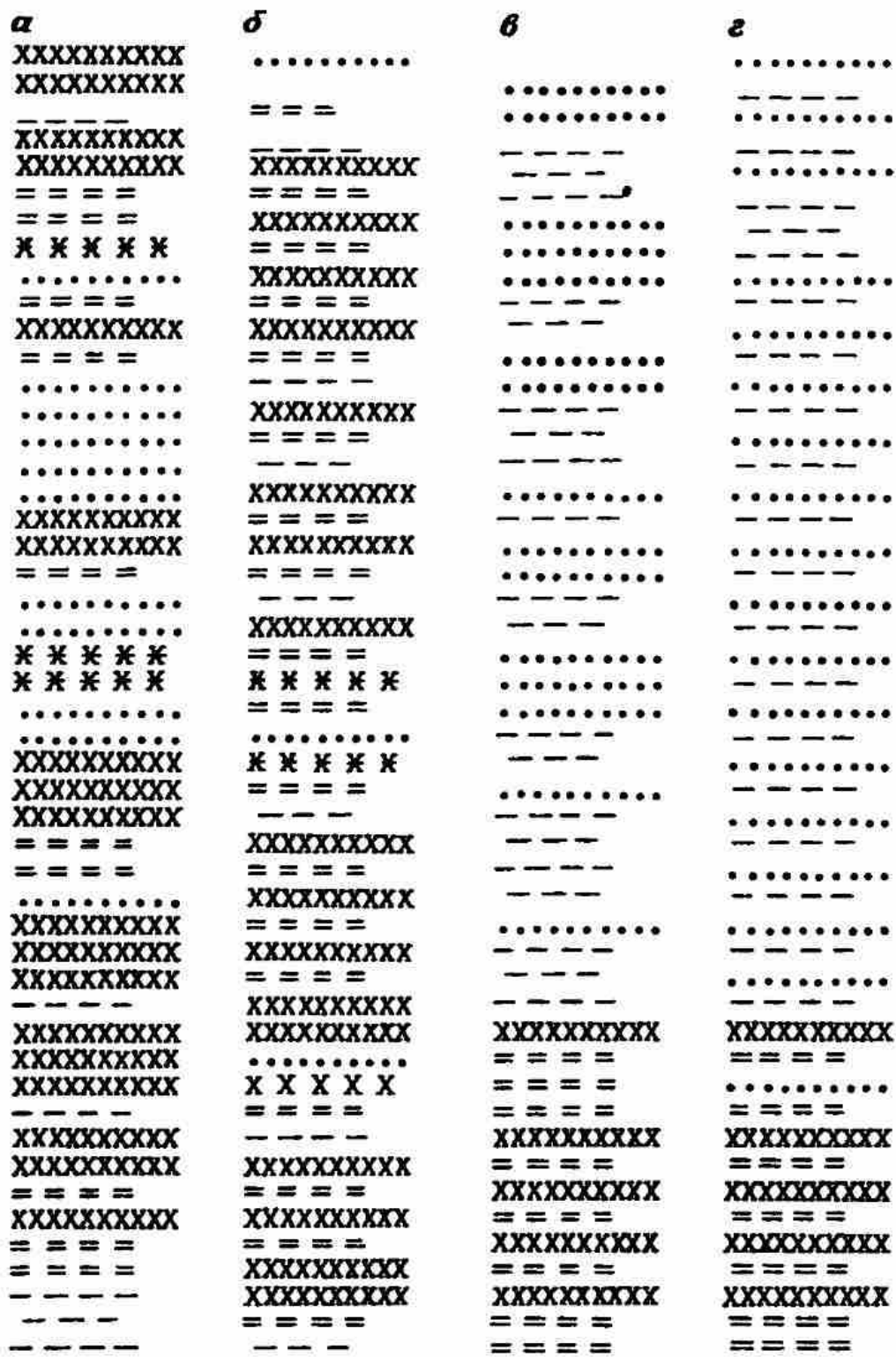


Рис. 39. Искусственные литологические колонки, соответствующие матрицам $P_1 - P_4$:

a пример регулярной марковской цепи; *б* пример реализации свойства отщепления; *в* закрытое множество состояний с равновероятными переходами в граничные состояния; *г* - закрытое множество состояний, циклическое. 1-5 - состояния 1-5

Соответствующие матрицам $P_1 - P_4$ искусственные стратиграфические последовательности (литологические колонки) представлены на рис. 39.

Первый пример (P_1) представляет матрицу, соответствующую регулярной марковской цепи (рис. 39, *a*). Для него характерно, что из

любого состояния можно перейти в любое другое за один шаг. Если матрица P_1 последовательно возводится в степень, то в результате не будет нулевых элементов, хотя они и могли присутствовать в исходной матрице. Следовательно, все строки предельной матрицы P_1 будут одинаковы и при этом будут характеризовать вероятности перехода в соответствующие состояния по всей выборке. Как правило, матрицы типа P_1 характеризуют ациклические ФО без явно выраженных свойств направленности.

Во втором примере (P_2) (рис. 39,б) иллюстрируется свойство отражения. Оно проявляется в том, что если процесс приходит в состояние 1, или в состояние 2, то он обязательно попадает в состояние 4. Приложения такой модели для описания ГСФМ могут быть различны. При трансгрессивно-регрессивных циклах осадконакопления могут отображаться обязательные смены фациальных обстановок (как по вертикали, так и по латерали). Поглощающие состояния ($p_{ij} = 1$) могут отображать главные члены формационных тел.

Третий и четвертый примеры представляют цепи, характеризующиеся закрытыми и неуравновешенными множествами состояний. В третьем примере (матрица P_3 рис. 39,в) закрытое множество состояний является регулярным. Оно характеризуется двумя равновероятностными переходами в граничные состояния. Такая модель типична для глубоководного накопления осадков, а также для периодов стабилизации (инундации) и формирования ФО типа конденсированных покровов.

В четвертом примере (P_4 , рис. 39,г) закрытый набор состояний является циклическим (тип 2в). При этом реализована простейшая циклическая цепь, характеризующаяся двумя состояниями, которые регулярно чередуются. Такая модель характерна для классических циклических ФО типа терригенного флиша. В случае, например, карбонатного флиша длина периода циклической цепи (N) должна быть увеличена. Это, однако, мало изменит структуру матрицы P_4 .

Следует заметить, что для циклических цепей степень P^n не может стремиться к предельной матрице \hat{P} с одинаковыми строками, как это было в случае регулярных марковских цепей. В этом заключается важное различие между регулярными и циклическими цепями.

3.8. МОДЕЛИ КОНСОЛИДАЦИИ

Введем в рассмотрение горизонтальный слой способного к консолидации материала мощностью h . Допустим, что изменение отношения объема пустот к объему зерен ϵ является линейной функцией от эффективного давления p_e :

$$\frac{d\epsilon}{dp_e} = b; \quad (3.44)$$

так как

$$p_e = p_{\text{нагр}} - p_{\text{жидк}}, \quad (3.45)$$

получим

$$-\frac{d\epsilon}{dp_{\text{жидк}}} = b = \frac{d\epsilon}{dp_e}$$

или
$$\frac{\partial \varepsilon}{\partial t} = -b \frac{\partial p_{\text{жидк}}}{\partial t} = \frac{\partial p_e}{\partial t}. \quad (3.46)$$

Величина ε связана с пористостью k_n :

$$\varepsilon = \frac{p}{1 - k_n}. \quad (3.47)$$

Изменение пористости вызывает уменьшение мощности тонкого слоя

$$V = V_{\text{пор}} + V_{\text{зеп}} = (1 - k_n)V + k_n V.$$

Если h – мощность, A – площадь тонкого слоя, то

$$hA = V = \frac{V_{\text{зеп}}}{1 - k_n}.$$

Допустив, что в течение консолидации V и A остаются постоянными, получим

$$\begin{aligned} \frac{dh}{dt} A &= \frac{dV_{\text{зеп}}}{dt(1 - k_n)} = -V_{\text{зеп}} \frac{\partial k_n / \partial t}{(1 - k_n)^2} = \\ &= \frac{V_{\text{зеп}}}{1 - k_n} \frac{\partial k_n}{\partial t} = -V \frac{1}{(1 - k_n)} \frac{\partial k_n}{\partial t} \end{aligned} \quad (3.48)$$

или, поскольку $V = hA$,

$$\frac{1}{h} \frac{\partial h}{\partial t} = - \frac{1}{1 - k_n} \frac{\partial k_n}{\partial t}. \quad (3.49)$$

Продифференцировав (3.47), получим:

$$\frac{\partial k_n}{\partial t} = (1 - k_n)^2 \frac{\partial \varepsilon}{\partial h}.$$

Тогда (3.49) запишем в виде

$$\frac{1}{h} \frac{\partial h}{\partial t} = m \frac{\partial p_{\text{жидк}}}{\partial t} = -m \frac{\partial p_e}{\partial t}, \quad (3.50)$$

где $m = b(1 - k_n) = b/(1 - \varepsilon)$ – это число называют коэффициентом консолидации.

При $t = 0$ давление от нагрузки изменилось на дополнительную величину p_1 по отношению к первоначальному равновесному давлению p_0 . Это вызывает повышение гидростатического давления p_n в поровой жидкости, которое в процессе консолидации будет постепенно исчезать. Вначале оно должно быть равным p_1 .

В соответствии с (3.45) имеем

$$\frac{\partial k_n}{\partial t} = - \frac{\partial p_n}{\partial t}.$$

Используя (3.50), получим

$$\frac{1}{h} \frac{\partial h}{\partial t} = m \frac{\partial p_n}{\partial t}.$$

Условие непрерывности требует, чтобы консолидация сопровождалась движением жидкости вверх со скоростью фильтрации v_ϕ , при этом

$$\frac{\partial v_\phi}{\partial H} dH = \frac{1}{h} \frac{\partial h}{\partial H} dH = -m \frac{\partial p_n}{\partial t} dH. \quad (3.51)$$

Далее, в соответствии с законом Дарси

$$v_\phi = \frac{c}{\rho g \eta} \frac{\partial p_n}{\partial t}, \quad (3.52)$$

где η – вязкость жидкости.

Из (3.51) и (3.52) получим фундаментальное уравнение консолидации

$$\frac{c}{\rho g \eta m} \frac{\partial^2 p_n}{\partial H^2} = \frac{\partial p_n}{\partial t}. \quad (3.53)$$

Характеристики процесса консолидации получают при различных граничных условиях – для свободно дренирующихся и для полностью непроницаемых границ, для симметрично ограниченных условий дренирования, для ограниченного дренирования, для многослойных систем типа ПСА, т.е. ФО.

Если мгновенная нагрузка при $t = 0$, а отношение мгновенной осадки $\Delta H(t)$ и конечной (полной) $\Delta H = \Delta H(\infty)$ обозначить через $\Delta = \Delta H(t)/\Delta H(\infty)$, то для $\Delta < 0,526$ получим $\Delta = \text{const} \sqrt{t}$ и для $\Delta > 0,526$ – $\Delta = 1 - \exp(-\text{const}(t))$. Отсюда следует, что консолидирующийся ФО по поведению приближается к телу Кельвина.

Если процесс консолидации идет медленно (квазистационарная форма), то ее можно назвать уплотнением, в особенности если оценивается конечный результат. Выделяют три стадии уплотнения: рыхлые скопления (с $k_n \sim 35\text{--}80\%$); начало уплотнения; уменьшение пористости в результате дробления зерен (рис. 40).

Эмпирическая формула уплотнения

$$dk_n/d\sigma = -ek_n,$$

где σ – давление вышележащих отложений; c – функция k_n и σ типа

$$e = \frac{\ln(k_{no}/k_n)}{\sigma - 1}. \quad (3.54)$$

Из формул (3.54) и (3.45) получим кривые зависимости пористости от глубины залегания консолидированных осадков [46].

С момента отжатия воды требуется некоторое время для полной стабилизации процесса. Для такого запаздывания во времени $h_n - h_o = A \exp(-Bt)$, где h_o – осадка после оттока воды; t – время; h_n – полная осадка; A и B – константы.

Формализованные описания консолидации (3.44) – (3.54) и соответствующие номограммы многократно апробированы при практических расчетах. Так, в ситуации, изображенной на рис. 10, в покрывающих ОП отложениях формируется так называемая структура уплотнения. Прогнозные оценки аномалий Δg , связанные с повышенным (относительно фона) уплотнением этого интервала разреза, составляют 0,15–0,20 мГал.

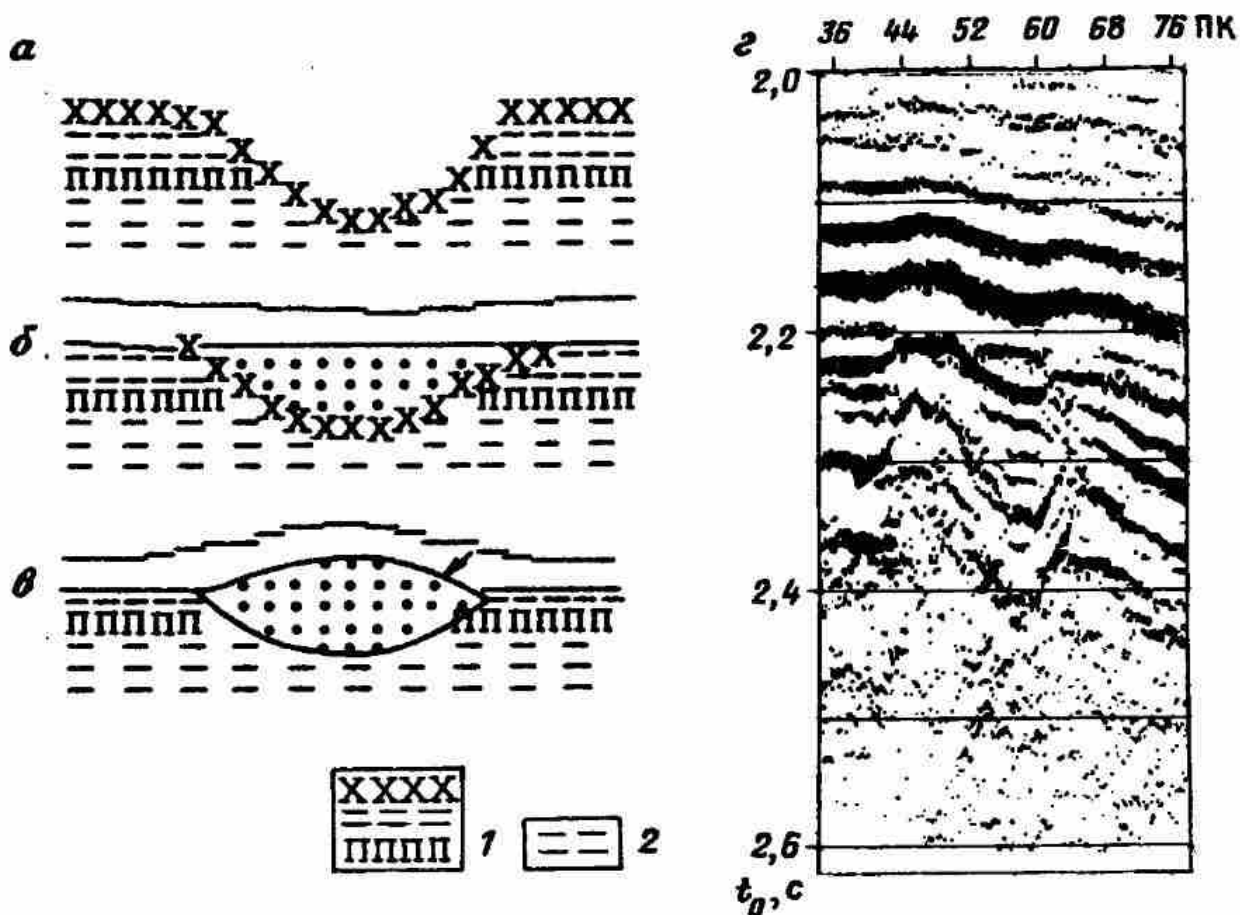


Рис. 40. Схема и пример дифференцированного уплотнения осадков, связанных с русловыми песчаниками (по Д. А. Бушу):

a - эрозия; *б* - седиментация; *в* - дифференцированное уплотнение; *г* - пример уплотнения осадка в палеорусле «овражного» типа. Стрелкой показана структура уплотнения. 1 - ил; 2 - глина

Именно такие аномалии и наблюдаются, как правило, при экспериментальных гравиметрических наблюдениях.

Как уже упоминалось, в слабопроницаемых породах, как правило в глинах, компрессионное уплотнение сдерживается из-за затрудненного оттока содержащейся в порах воды. В результате пористость снижается в значительно меньшей степени, чем при свободном оттоке, и запертая в порах вода принимает на себя часть давления перекрытия; создается аномально высокое поровое давление (АВПД). Если в непроницаемой глинистой толще запечатаны песчаные пропластки, то АВПД развивается и в них.

Количественная сторона этого явления в первом приближении может быть охарактеризована одной из следующих двух моделей.

а. Если рассматриваемый интервал разреза абсолютно непроницаемый, то поровое давление в нем должно быть равно полному весу перекрытия p_n , отнесенному к единице площади; пористость должна сохраниться на том уровне φ_0 , который сложился в момент формирования осадка (у глин до 60%); скорость в такой породе будет равна скорости порозаполняющего флюида v_z . Если, с другой стороны, возможен свободный отток поровой жидкости, то на данной глубине z пористость и скорость должны соответствовать тем нормальным компрессионным кривым $\varphi(z)$ и $v(z)$, которые соответствуют данной литологической разности, поровое же давление будет равно гидростатическому p_r . Исходя из линейности связи между пористостью и поровым

давлением на интервале между этими двумя крайними ситуациями, имеем следующее выражение для формационного порового давления p_ϕ при некоторой промежуточной формационной пористости φ_ϕ , удовлетворяющей соотношению $\varphi(z) \leq \varphi_\phi(z) \leq \varphi_0$, обусловленному действием АВПД:

$$p = p_r(z) + [p_n(z) - p_r(z)] \frac{\varphi_\phi - \varphi(z)}{\varphi_0 - \varphi(z)} \quad (3.55)$$

или в предположении линейности связи между поровым давлением и скоростью на том же интервале для некоторой промежуточной формационной скорости $v_\phi(z)$, отличающейся от $v(z)$ из-за АВПД:

$$p = p_r(z) + [p_n(z) - p_r(z)] \frac{v(z) - v_\phi(z)}{v(z) - v} \quad (3.56)$$

б. Допустим, что поровое давление равно нулю. Тогда поры будут закрыты, $\varphi = 0$, и скорость в породе будет равна скорости скелета $v_{ск}$.

в. Допустим, что порода монолитна, т.е. весь ее объем заполнен материалом скелета, поры отсутствуют, скорость равна скорости в скелете, поровое давление отсутствует ($p = 0$). Другая крайняя ситуация – начальная пористость сохранена полностью, отток отсутствовал, поровое давление равно горному, т.е. давлению всего перекрытия ($p = p_n$), контакты зерен полностью разгружены, вес перекрытия компенсируется аномально высоким пластовым давлением, сжимаемость породы определяется сжимаемостью поровой жидкости, находящейся под давлением p_n , скорость в породе равна скорости в жидкости $v_\phi(z)$, находящейся под давлением p_n . Допуская, как и в модели *a*, линейность связи между скоростью и давлением на интервале между этими двумя крайними ситуациями будем иметь для некоторого промежуточного случая, характеризующегося формационными параметрами $v_\phi(z)$ и p_ϕ :

$$p_\phi(z) = p_n(z) \frac{v_{ск}(z) - v_\phi(z)}{v_{ск}(z) - v_\phi(z)} \quad (3.57)$$

Включением аргумента z в выражения (3.55)–(3.57) подчеркивается зависимость рассматриваемых параметров среды от глубины залегания. В реальных случаях наличия АВПД почти всегда есть основание считать модель среды, в частности литологию, изменчивой по латерали, поэтому участвующие в выражениях (3.55)–(3.57) параметры сейсмоформационных моделей должны быть зависимы как от z , так и от x .

4. ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

4.1. СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ МОДЕЛИ В ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Геофизическая модель должна описываться параметрами, которые, с одной стороны, адекватно отображают геологическую модель (и соответственно заданные или измеренные оценки этих параметров позволяют сконструировать геологическую модель), а с другой – могут быть

отображены в геофизических полях с помощью решений прямых задач (и соответственно могут быть оценены по наблюдаемым геофизическим полям путем решения обратных задач).

Модели конкретных объектов (геологические и геофизические) являются синтезом той доступной геологической (геофизической) информации о конкретном объекте, которая имеет отношение к задаче, стоящей перед составителем модели.

Геологические и геофизические модели абстрактных объектов имеют в основном методологическое значение. Они помогают решать прагматическую задачу – строить модели конкретных объектов, но не прямо, а опосредованно, через обоснование способов геолого-геофизического изучения этих объектов, в частности, способов и технологии обработки и интерпретации данных, включая конструирование моделей конкретных объектов.

Учитывая теоретико-методологическую направленность книги, будем в дальнейшем рассматривать в основном модели абстрактных объектов.

Геофизическая модель – переходное звено между геологической моделью и геофизическими полями, соответствующими геологической модели при определенных условиях геофизического эксперимента. Отсюда следуют два основных критерия, которым должна удовлетворять геофизическая модель.

1. Геофизическая модель конкретного геологического объекта должна однозначно соответствовать геологической модели этого объекта; геофизическая модель абстрактного объекта должна статистически соответствовать геологической модели такого объекта. Этот критерий отнюдь не является самоочевидным, он, скорее, носит характер достаточно произвольного допущения: разброс физических свойств точно заданной геологической модели не допускается; если считается, что физические свойства (например, пластовая скорость в данной точке данного пласта) могут варьировать, то тем самым предполагаются соответствующие вариации геологической модели: литологии, флюидонасыщения, степени катагенеза и т.п. Обратное соответствие не является обязательным: задание геофизической модели конкретного объекта еще не определяет однозначно геологическую модель этого объекта. Например, определенное значение пластовой скорости (и множества других физических параметров) в данной точке данного пласта еще не определяет однозначно весь спектр геологических характеристик этого пласта. Переход от геологической модели к геофизической рассматривается как прямая задача, а обратный переход – как обратная задача.

Однозначное соответствие модельного поля геофизической модели при отсутствии обратной однозначности считается само собой разумеющимся.

2. Зависимость наблюдаемого поля от условий эксперимента обуславливает следующий критерий: геофизическая модель должна быть такой, чтобы при применении к ней способов решения прямой задачи, отвечающих принимаемой геофизической модели и реальным условиям эксперимента, получаемое модельное поле с заданной точностью совпадало с наблюдаемым. Это означает, что детали реальной среды, более

мелкие, чем разрешающая способность геофизического метода (например, сейсморазведки), не следует отображать в геологической и далее – в геофизической моделях, так как они заведомо не могут проявиться в наблюдаемом поле. По сравнению с данными анализа керна и данными каротажа модели следует закруглять, т. е. строить некоторые эффективные (в смысле влияния на геофизическое поле) геологическую и геофизическую модели.

В практике интерпретации геофизических данных применяют две разновидности моделей геофизических сред: одномерные и двумерные. Различия между ними не только в мерности рассматриваемого пространства. Рассмотрим их применительно к сейсморазведке.

Одномерные модели – это зависимости $\kappa(z)$, $v(z)$, $\rho v(z) = \gamma(z)$, $\alpha(z)$, где κ , v , ρ , α – коэффициенты отражения, истинные скорости, плотности, коэффициенты поглощения соответственно. В моделировании коэффициенты α используются редко; еще реже рассматриваются коэффициенты анизотропии. Часто параметры κ , v , ρ , α выражаются в функции времени по нормали t по соотношению $z = vt/2$, где v – средняя скорость.

Одномерным моделям среды ставятся в соответствии одномерные $u(t)$ или двумерные $u(\xi, t)$ модели поля – синтетические сейсмограммы, где u – отклонения сейсмической записи, отображающие смещение (скорость, ускорение) частиц среды, а ξ – расстояние источник – приемник.

Одномерные модели, как правило, отображают детальную (в сейсмическом диапазоне частот) колонку акустических жесткостей $\gamma(t)$ или поток коэффициентов отражения

$$\kappa(t) = -\frac{1}{2} \frac{\partial}{\partial t} [\ln \gamma] -$$

для поля давлений и

$$\kappa(t) = \frac{1}{2} \frac{\partial}{\partial t} [\ln \gamma] -$$

для поля смещений.

В дальнейшем будем рассматривать только поля смещений; в дискретном случае им соответствует

$$\kappa(t) = (\kappa_{i+1} - \kappa_i) / (\kappa_{i+1} + \kappa_i).$$

Такие модели характеризуют иерархию ФО по вертикали в широком диапазоне – от формаций (сотни метров по вертикали) до породно-слоевых ассоциаций (метры и первые десятки метров по вертикали). Иначе говоря, детальность по вертикали у одномерных моделей обычно весьма велика и ограничена лишь верхним срезом сейсморазведочной полосы частот – порядка 70–150 Гц, в зависимости от глубины залегания, литологии, условий регистрации и т. п. В этом диапазоне отображаются степень резкости субгоризонтальных границ, величина и частота следования (по t или по z) коэффициентов отражения. Зато о морфологии, условиях залегания, степени несогласия смежных ФО и т. п. одномерные модели не несут никакой информации. Иначе говоря, одномерные модели среды (и соответственно поля) отображают внутреннюю структуру формаций и субформаций.

Двумерные модели среды, напротив, сосредоточивают внимание на морфологических особенностях крупных ФО, – т. е. прежде всего на их внешней структуре и пространственных взаимоотношениях по латерали – степени согласия ФО, степени гладкости субгоризонтальных границ раздела, степени резкости субвертикальных границ и т. п. Тонкие особенности внутренней структуры, т. е. взаимоотношения ФО самых низких (мелких) рангов, как правило, игнорируются; лишь изредка отдельные границы между крупными ФО задаются в виде тонкослоистой пачки.

Двумерным геофизическим моделям среды соответствуют двумерные поля – сейсмограммы $u(\xi, t)$, временные разрезы $u(x, t)$ и трехмерные поля – совокупности сейсмограмм $u(x, \xi, t)$ по профилю при многократных перекрытиях. Пространственные взаимоотношения между ФО наиболее наглядно отображаются временными разрезами, которые при пологом залегании рассматриваются как изображения среды (точнее, изображения отражательной и рассеивающей способности среды в плоскости центровых лучей).

Традиционные способы построения рассмотренных одно- и двумерных моделей сред и полей с точки зрения структурно-формационного подхода неудовлетворительны.

При одномерном моделировании конкретных объектов обычно исходят из данных акустического каротажа (АК), подвергнутых произвольному сглаживанию или укрупнению слоев путем их объединения без каких-либо попыток установить и отобразить в модели закономерности их чередования, в то время как в сейсмоформационном моделировании отображение этих закономерностей является главным. При моделировании абстрактных объектов поток коэффициентов отражения считают белым шумом с нормальным распределением или реже распределением Джеффриса. В сейсмоформационных же моделях концепция белого шума заменяется представлениями о сложно коррелированных последовательностях, отображающих иерархию ФО по вертикали.

Двумерные сейсмоформационные модели, как абстрактные, так и конкретные, отличаются от традиционных более осмысленным, с позиций СФИ, отображением в модели тех деталей строения среды и волнового поля, которые связаны с пространственными взаимоотношениями формационных объектов разных рангов и масштабов, с седиментационными ритмами, с закономерностями сингенетической и катагенетической изменчивости.

Обоснуем теперь возможные подходы к построению абстрактных одно- и двумерных эффективных сейсмоформационных моделей (ЭСФМ).

4.2. ОДНОМЕРНЫЕ ЭФФЕКТИВНЫЕ СЕЙСМОФОРМАЦИОННЫЕ МОДЕЛИ – ПОТОКИ КОЭФФИЦИЕНТОВ ОТРАЖЕНИЯ

Одномерная модель для сейсморазведки МОВ целиком определяется последовательностью коэффициентов отражения (КО). Имея в виду абстрактные объекты, будем рассматривать появление каждого очередного, в общем случае ненулевого коэффициента отражения, как случайное событие, а их последовательность – как случайный поток КО.

Обычное для сейсморазведки представление одномерного сейсмического поля имеет вид

$$u(t) = \kappa_{\Sigma}(t) * s(t), \quad (4.1)$$

или при наличии аддитивных помех $n(t)$:

$$u(t) = \kappa_{\Sigma}(t) * s(t) + n(t), \quad (4.1')$$

где $s(t)$ – сейсмический импульс; $\kappa_{\Sigma}(t) = \kappa(t) + \kappa^*(t)$ – поток КО, включающий как реальные $\kappa(t)$, так и фиктивные коэффициенты отражения $\kappa^*(t)$, которые будут приписаны кратным волнам, если их принять за однократные. Традиционно этот поток моделировался белым шумом. Для ЭСФМ такое представление неприемлемо, прежде всего по отношению к реальным КО $\kappa(t)$.

4.2.1. Классификация потоков коэффициентов отражения

С позиций подхода, принятого в СФИ, уместно считать, что потоки реальных КО обладают следующими свойствами.

1. Поток КО представляет собой суперпозицию нескольких процессов (или нескольких потоков) разных рангов, соответствующих рангам формационных объектов. Обозначая $\kappa_n(t)$ поток данного n -го ранга, $n = 1, \dots, N$, имеем следующее принципиальное для ЭСФМ соотношение:

$$\kappa(t) = \sum_n \kappa_n(t). \quad (4.2)$$

Аналогичной суперпозицией характеризуются и другие параметры ЭСФМ:

$$\gamma(t) = \sum_n \gamma_n(t),$$

$$\alpha(t) = \sum_n \alpha_n(t).$$

Применительно к одномерной модели переменная z означает либо пространственную координату, либо время. Между этими двумя представлениями имеется взаимно однозначное соответствие, выражаемое через пластовые скорости.

2. Между двумя событиями ранга $n - 1$, т. е. между двумя в общем случае ненулевыми КО потока $\kappa_{n-1}(t)$, происходит целое число событий ранга n .

3. По характеру интервалов между соседними значениями κ поток данного ранга n может быть:

эквидистантным;

с разными, случайными или упорядоченными, промежутками:

а) меняющимися линейно между соседними КО ранга $n - 1$,

б) образующими случайную последовательность – пуассоновский или марковский процессы.

4. По характеру чередования численных значений КО поток n -го ранга может быть:

случайным некоррелированным, распределенным нормально, по Джеффрису или по какому-либо иному закону;

коррелированным, или упорядоченным:

а) случайным, например марковским,

б) периодическим или квазипериодическим, например, меняющим знак с каждым новым событием (или с каждым вторым, каждым третьим и т. д.). В случае эквидистантных промежутков это – периодический процесс. Этот случай может моделироваться и как марковский с дискретными значениями случайной величины, например, единица (+) и ноль (–).

Абсолютные значения КО n -го ранга при этом могут быть постоянными (чисто периодический процесс), линейно меняющимися, коррелированными (например, марковским), или, наконец, случайными (например, распределенными по закону Пуассона, а с учетом знака – нормальными или джеффрисовскими).

Свойство 4 характеризует значения k в рамках, определяемых физическим смыслом ЭСФМ:

$$\begin{aligned} |k_{i,n}| < 1, \quad v_{\min} \leq v \leq v_{\max}, \\ \rho_{\min} \leq \rho \leq \rho_{\max}, \quad \gamma_{\min} \leq \gamma \leq \gamma_{\max}, \\ 0 \leq \alpha \leq \alpha_{\max}. \end{aligned}$$

Минимальные и максимальные значения v , ρ , γ , α , выбирают применительно к конкретным геологическим разрезам, но они всегда должны оставаться внутри общеизвестных пределов.

Сочетание свойств 3 и 4 позволяет определить элементарный «седиментационный импульс». В отличие от сейсмического импульса $s(t)$ в традиционной модели поля (4.1), седиментационный импульс определен не в терминах модели поля, а в терминах модели среды, конкретнее – эффективной сейсмоформационной модели.

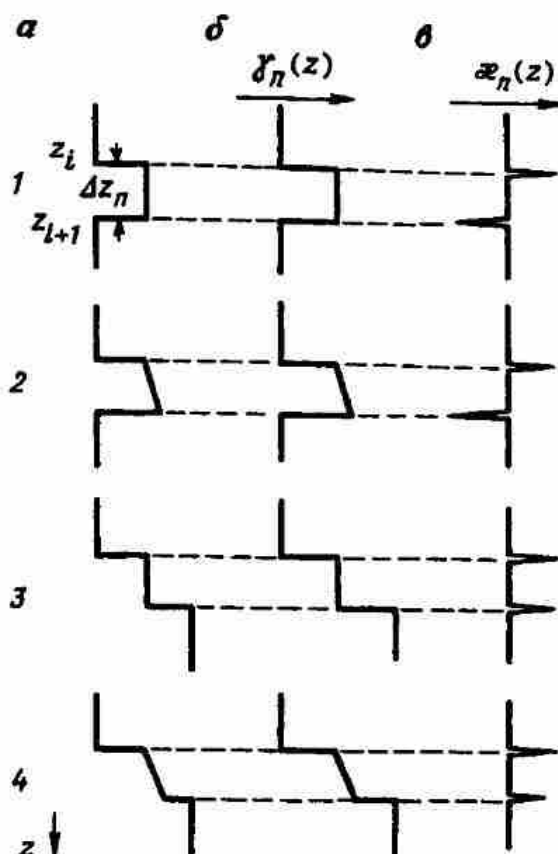
Геологическим аналогом элементарного импульса ЭСФМ является элементарный ФО n -го ранга – пласт мощностью $\Delta\theta$, однородный или слабонеоднородный по вертикали.

Однородный элементарный седиментационный импульс обычно подходит для аппроксимации всех литологических разностей – песчано-глинистых, карбонатных, эвапоритовых отложений, а градиентный иногда предпочтителен для песчано-глинистых. В любом случае седиментационный импульс ограничен сверху и снизу одинаково или разнонаправленными скачкообразными изменениями физических свойств (рис. 41, а). В ЭСФМ этим двум вариантам отвечает выброс или ступенька акустической жесткости $\gamma(z)$ – прямоугольные или слабо трапецеидальные (далее их будем именовать соответственно контрастным и переходным слоями, рис. 41, б). В потоке $k(z)$ элементарный седиментационный импульс отображается сочетанием двух смежных коэффициентов отражения: разного знака (контрастный слой) и одинакового знака (переходный слой) (рис. 41, в).

Легко показать, что в рамках модели (4.2) любую, как угодно сложную ступенчатую зависимость $\gamma(z)$, а следовательно, и поток $k(z)$, можно построить, пользуясь этими двумя вариантами элементарного седиментационного импульса, подбирая конфигурации компонент $\gamma_n(z)$

Рис. 41. Элементарные седиментационные импульсы:

1, 2 - контрастные (однородный и градиентный слои); 3, 4 - переходные (однородный и градиентный слои).
 а - литологическая колонка; б, в - кривые $\gamma(z)$ и $\kappa(z)$



или $\kappa_n(z)$ разных рангов n . Характерные проявления двух вариантов седиментационного импульса в волновом поле проиллюстрированы рис. 41, з.

Из рис. 41, в следует, что в области дискретных последовательностей, заданных с постоянным шагом Δz , контрастный седиментационный импульс является аналогом оператора дифференцирования, а переходный - аналогом оператора интегрирования на базе Δz .

Частотные характеристики коэффициентов отражения R и прохождения T однородных слоев в случае контрастного (R_κ , T_κ) и переходного (R_π , T_π) слоев принимают вид (рис. 41, б):

$$R_\kappa = \frac{[1 - \exp(2i\omega\Delta t)] \kappa}{1 - \kappa^2 \exp(2i\omega\Delta t)}, \quad T_\kappa = \frac{(1 - \kappa^2)}{1 - \kappa^2 \exp(2i\omega\Delta t)} \exp(i\omega\Delta t'), \quad (4.3)$$

$$R_\pi = \frac{[1 + \exp(2i\omega\Delta t)] \kappa}{1 + \kappa^2 \exp(2i\omega\Delta t)}, \quad T_\pi = \frac{(1 - \kappa)^2 \exp(i\omega\Delta t')}{(1 + \kappa)^2 \exp(2i\omega\Delta t)}. \quad (4.4)$$

Эти характеристики периодичны. Однократные волны отображаются в (4.3) и (4.4) числителем, внутрипластовые многократные отличным от единицы знаменателем.

Избирательные частотные свойства слоев проявляются тогда, когда их временная мощность Δt того же порядка, что и видимый период импульса T_0 , но притом хотя бы на полпериода меньше эффективной длительности импульса $s(t)$. Такие слои называют тонкими. При $\Delta t \approx T_0$ тонкие слои либо усиливают, либо ослабляют отраженный импульс в зависимости от точного соотношения Δt и T_0 . В области же $\Delta t \ll T_0$ действие тонких слоев более единообразное, такие слои можно назвать сверхтонкими. Рассмотрим эти особенности подробнее.

Представим экспоненту $\exp(i\omega\Delta t)$ в (4.3) и (4.4) в виде

$$\exp(i\omega\Delta t) = \cos(\omega\Delta t) + i \sin(\omega\Delta t).$$

При $(\omega\Delta t) \ll \pi$, или $\Delta z \ll \lambda/4$, где $\Delta z = v \Delta t/2$ – мощность слоя, v – скорость в нем, $\lambda = 2\pi v/\omega$ – длина волны (условие сверхтонкости слоя по отношению к компоненте спектра сейсмической волны на частоте ω), будем иметь

$$\exp(i\omega\Delta t) \approx 1 + i\omega\Delta t, \quad (4.5)$$

что для $|k| < 0,4$ позволяет представить коэффициенты R_x и R_n для сверхтонких слоев в виде

$$R_x = -i\omega\Delta t \frac{\kappa}{1 - \kappa^2}; \quad |R_x| = \omega\Delta t \frac{|\kappa|}{1 - \kappa^2}; \quad (4.3')$$

$$R_n = (2 + i\omega\Delta t) \frac{\kappa}{1 + \kappa^2} \approx \frac{2\kappa}{1 + \kappa^2}. \quad (4.4')$$

Из формул (4.3) и (4.4) видно, что как R_x , так и R_n возрастают по модулю пропорционально скачкам акустической жесткости на границах слоев. В интервале частот, где соблюдается условие $\omega\Delta t \ll \pi$ сверхтонкости слоя, $|R_x|$ возрастает с мощностью слоя Δt и частотой колебаний ω линейно, а $|R_n|$ практически не зависит ни от мощности, ни от частоты. Сомножитель $i\omega$ в выражении для R_x – это частотное представление оператора дифференцирования, сомножитель 2 в выражении для R_n есть частотное представление оператора интегрирования на базе Δt .

Рассмотрим основные варианты сочетаний элементарных седиментационных импульсов, определяющие типы структур ЭСФ-моделей.

1. Периодическая структура: чередование одинаковых ЭСМ двух видов:

$$\gamma_k = \begin{cases} \gamma + \Delta\gamma/2 & k \text{ четные (нечетные)} \\ \gamma - \Delta\gamma/2, & k \text{ нечетные (четные)}, \end{cases} \quad (4.5)$$

или более формально:

$$\gamma_n(t) = \gamma_n(i\Delta t) = \gamma_n + \frac{1}{2} \left\{ \begin{matrix} (-1)^k \\ (-1)^{k-1} \end{matrix} \right\} \Delta\gamma_n H(i - km_n), \quad (4.6)$$

$$\kappa_n(t) = \kappa_n(i\Delta t) = \left\{ \begin{matrix} (-1)^k \\ (-1)^{k-1} \end{matrix} \right\} \kappa_n \delta(i - km_n), \quad (4.6')$$

где Δt – шаг дискретности по t , $i = 1, \dots, I$ – номер дискрета, $m_n = \Delta t_n/\Delta t$, k – номер скачка акустической жесткости, $H(i)$ – дискретная функция Хевисайда, определяемая соотношением (рис. 42).

$$H(i) = \begin{cases} 0, & i < 0 \\ 1, & i \geq 0; \end{cases}$$

$\delta(i)$ – дискретная δ -функция, определяемая соотношениями

$$\delta(i) = \begin{cases} 1, & i = 0, \\ 0, & i \neq 0, \end{cases} \quad (4.7)$$

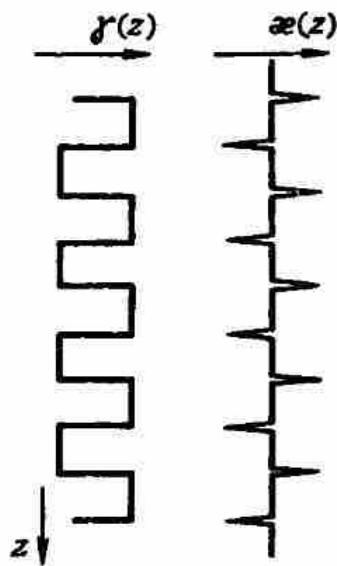


Рис. 42. Модель периодической пачки однородных слоев, $\Delta z_n = \text{const}$

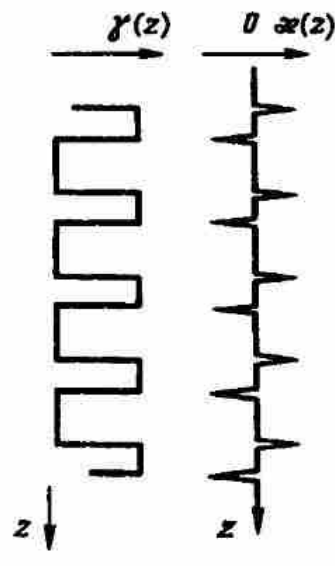


Рис. 43. Модель периодической пачки однородных слоев, $\Delta z_1 = \text{const}$, $\Delta z_2 = \text{const}$, $\Delta z_1 \neq \Delta z_2$

$$\sum_j a(j) \delta(i-j) = a(i), \quad (4.8)$$

$$\delta(i) = \frac{\partial}{\partial t} H(i), \quad H(i) = \sum_{j=-\infty}^i \delta(k-j), \quad j < k \leq i. \quad (4.9)$$

Можно показать, что представления (4.6) и (4.6') связаны между собой соотношениями (4.9).

Структура (4.5) – наиболее простая (см. рис. 42), уже нашедшая практическое применение как модель периодической пачки тонких слоев. Допущение двух (или более) разных чередующихся значений Δt_n несколько усложняет модель (рис. 43). Дальнейшее усложнение – включение в модель неоднородных слоев (рис. 44) и допущение двух или более разных чередующихся значений $\kappa_{i,n}$: система, оставаясь периодической, имеет уже весьма большое число вариантов структуры (рис. 45), хотя выражения для этих моделей остаются достаточно простыми. Например, для двух разных $|\kappa_{i,n}|$ и двух разных Δt_n имеем

$$\Delta t_{2i,n} = \text{const}, \quad \Delta t_{2i-1,n} = \text{const}; \quad |\kappa_{i,n}| = \text{const}; \quad (4.10)$$

$$\Delta t_n = \text{const}; \quad \kappa_{2i,n} = \text{const}; \quad \kappa_{2i-1,n} = \text{const}; \quad (4.11)$$

$$\left. \begin{array}{l} \Delta t_{2i,n} = \text{const} \\ \Delta t_{2i-1,n} = \text{const} \end{array} \right\} \left. \begin{array}{l} \kappa_{2i,n} = \text{const} \\ \kappa_{2i-1,n} = \text{const} \end{array} \right\} \quad (4.12)$$

2. Квазипериодические структуры. Из них наиболее интересны структуры с линейно меняющимися интервалами Δt_n и/или значениями $\kappa_{i,n}$, напоминающие по форме свип в методе вибросейс (рис. 46). Их формулы:

$$\Delta t_n = \Delta t_{n,0} + bt_n; \quad |\kappa_{i,n}| = |\kappa_n| = \text{const}; \quad (4.13)$$

$$\Delta t_n = \text{const}; \quad |\kappa_{i,n}| = \kappa_{i,n,0} + az_n; \quad (4.14)$$

$$\Delta t_n = \Delta t_{n,0} + bt_n; \quad |\kappa_{i,n}| = \kappa_{i,n,0} + az_n. \quad (4.15)$$

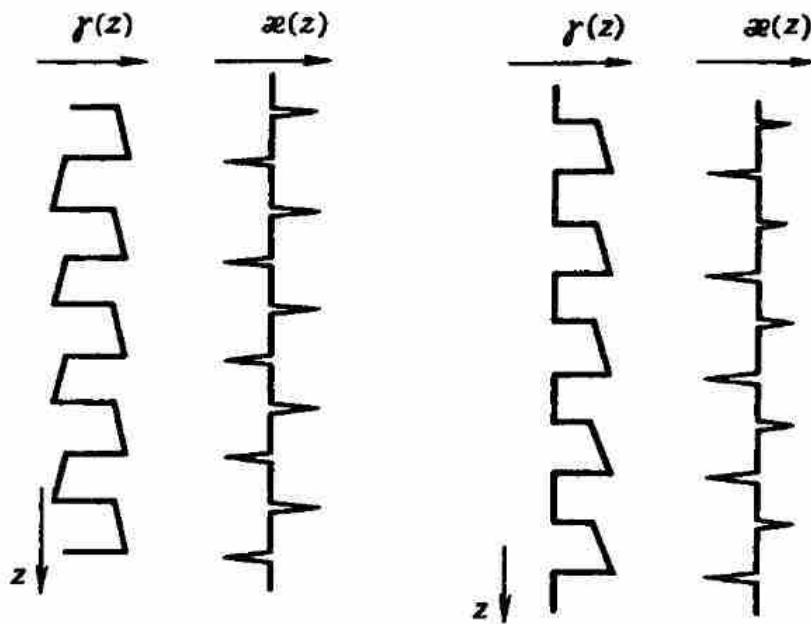


Рис. 44. Модель периодической пачки градиентных слоев, $\kappa_i = \text{const}$, $\kappa_{i,1} = \text{const}$, $\kappa_{j+1} = \lambda \kappa_j (1 - \kappa_j)$ в точке $\kappa_j = 0,5$

Рис. 45. Модель периодической пачки — чередование однородных и градиентных слоев

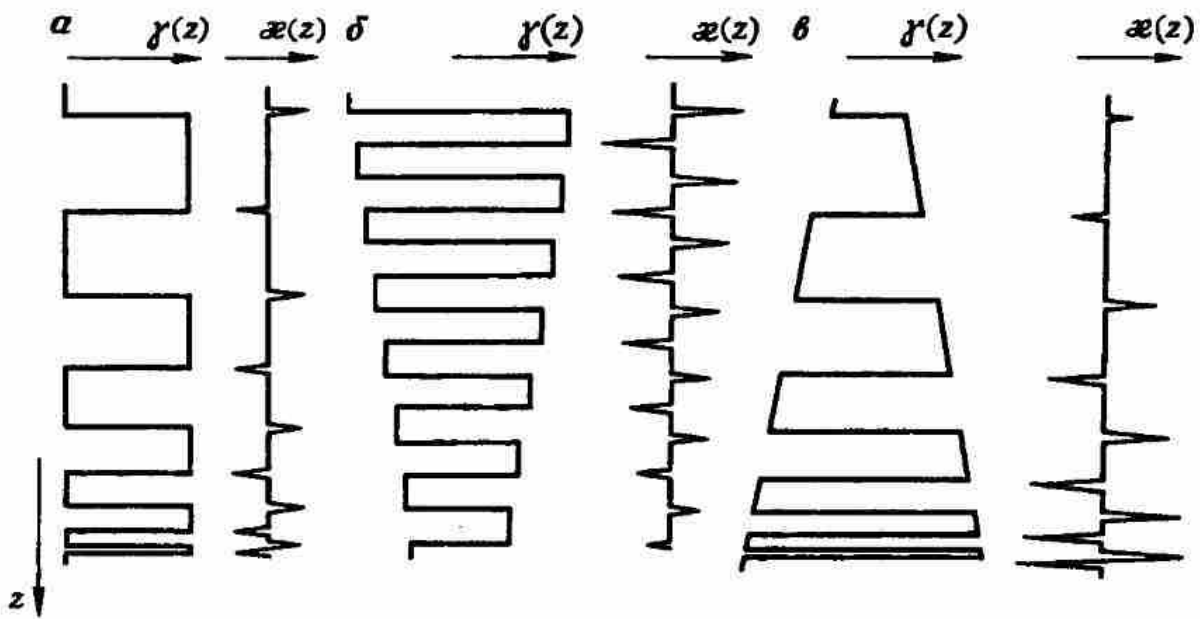


Рис. 46. Модели квазипериодических пачек. Линейные уменьшения с увеличением z_i :

a — мощностей, *б* — скачков импеданса; *в* — уменьшение с ростом z мощностей и увеличение скачков импеданса

Вернемся к простейшей модели (4.6) и найдем частотные характеристики для пачки конечного числа слоев m .

Пренебрегая кратными волнами, в образовании которых участвуют границы разных слоев, найдем коэффициент отражения $R_{\kappa,m}$ пачки как сумму m коэффициентов отражения R_{κ} чередующихся по знаку контрастных слоев, когда каждый l -й коэффициент $R_{\kappa,l}$, $l = 1, \dots, m$, берется с задержкой $\exp[i\omega(l-1)\Delta t]$:

$$R_{\kappa,m} = \sum_{l=1}^m R_{\kappa} \exp [i\omega(l-1)\Delta t] = \kappa \frac{1 - \exp(i\omega\Delta t)}{1 - \kappa^2 \exp(i\omega\Delta t)} \cdot \sum_{l=1}^m \exp [i\omega(l-1)\Delta t]. \quad (4.3'')$$

Для $m = 2$ (см. рис. 44)

$$R_{\kappa,2} = \kappa \frac{[1 - \exp(i\omega\Delta t)]^2}{1 - \kappa^2 \exp(i\omega\Delta t)}.$$

В приближении (4.5) для сверхтонких слоев

$$R_{\kappa,2} \approx \omega^2 \frac{\kappa}{1 - \kappa^2 \exp(i\omega\Delta t)} \approx \omega^2 \frac{\kappa}{1 - \kappa^2}.$$

Сомножитель ω^2 показывает, что пара сверхтонких слоев по отношению к отраженной волне «работает» как оператор второй производной — фильтр, пропускающий высокие частоты и ослабляющий низкие. Аналогично трехслойная пачка выступает как оператор третьей производной. При дальнейшем наращивании числа слоев прямая аналогия с процедурой дифференцирования ослабляется, но по-прежнему пачка сверхтонких слоев в поле отраженных волн проявляет себя как высокочастотный фильтр с тем более крутым левым срезом, чем больше слоев в пачке. Проходящие пачку волны оказываются обедненными высокими частотами, т.е. на проходящие волны пачка сверхтонких контрастных слоев действует как фильтр, пропускающий низкие и ослабляющий высокие частоты, с тем более крутым правым срезом, чем больше слоев в пачке.

Пачка тонких контрастных слоев, которые не могут считаться сверхтонкими (условие $\Delta z \ll \lambda/4$ не соблюдается), действует как резонансный фильтр с периодической частотной характеристикой. Максимально подавляются компоненты на частотах $\omega = 2\pi/\Delta t, 4\pi/\Delta t, \dots$; максимально усиливаются компоненты на частотах $\omega = \pi/\Delta t, 3\pi/\Delta t, \dots$. Степень усиления и ослабления отраженного сейсмического импульса $s(t)$ в целом зависит от его длины (количества полупериодов) и практически не зависит от числа слоев m , если m больше числа полупериодов импульса. Максимально возможная степень усиления не превышает числа $N - 1$, где N — число полупериодов импульса. Ослабляться же отраженный импульс может в принципе до нуля (за исключением первого полупериода импульса в начале пачки и последнего полупериода — в конце) в зависимости от формы импульса $s(t)$, числа N и величины Δt .

Структуры (4.6–4.15) являются моделями идеальных сейсмоциклитов.

3. Аперiodические структуры. Этот класс структур можно разделить на три подкласса.

3.1. Аперiodические пачки переходных слоев. Мощности слоев и абсолютные значения коэффициентов отражения в пределах пачки могут меняться, но знак коэффициентов отражения должен оставаться постоянным. Простейшая структура — $\Delta t = \text{const}$; $\Delta \gamma = \text{const}$; $\kappa = \text{const}$; $\kappa(t) =$

$= \kappa, \kappa, \kappa, \dots; \bar{\kappa}(z) = \kappa(1 + z + z^2 + \dots)$. Разумеется, если κ не являются пренебрежимо малыми, пачка в целом может иметь лишь сравнительно небольшое число слоев, иначе будет нарушено условие $\gamma_{\min} \leq \gamma \leq \gamma_{\max}$.

Коэффициент отражения пачки в целом, состоящей из m слоев, можно получить как сумму m коэффициентов R_n переходного слоя, взятых с соответствующими временными задержками:

$$R_{n\Sigma} = \frac{[1 + \exp(i\omega\Delta t)] \kappa}{1 + \kappa^2 \exp(i\omega\Delta t)} \sum_{k=1}^m \exp[2i\omega(k-1)\Delta t] =$$

$$\kappa \sum_{k=1}^m \exp[i\omega(k-1)\Delta t]$$

$$= \frac{\kappa \sum_{k=1}^m \exp[i\omega(k-1)\Delta t]}{1 + \kappa^2 \exp(i\omega\Delta t)}.$$

(Как и $R_{k\Sigma}$, это – результат с точностью до всех кратных волн, имеющих хотя бы один повторный прогон между границами разных переходных слоев пачки). Такая пачка в первом приближении является интегрирующим (сглаживающим) оператором на базе $m\Delta t$, или, иначе, оператором скользящего среднего. Если удовлетворяется условие сверхтонких слоев, такой оператор представляет собой фильтр, пропускающий (в составе отраженных волн) низкие частоты и подавляющий в их составе высокие частоты. Соответственно на проходящие волны пачка сверхтонких переходных слоев будет действовать как фильтр, подавляющий в составе этих волн низкие частоты и пропускающий высокие.

Если же слои пачки тонкие, но не сверхтонкие, то аperiodическая пачка, как и периодическая, проявляет себя как резонансный фильтр, действующий с фазовым сдвигом π по сравнению с периодической пачкой: максимально подавляются компоненты на частотах $\omega = 2\pi/\Delta t, 3\pi/\Delta t, \dots$ и максимально усиливаются компоненты на частотах $\omega = 2\pi/\Delta t, 4\pi/\Delta t, \dots$. Степень усиления и ослабления отраженного сейсмического импульса $s(t)$ в целом определяется теми же зависимостями от числа слоев m в пачке и от числа полупериодов N импульса, что и в случае периодических пачек контрастных слоев.

Пачки переходных слоев могут служить моделями как про-, так и рециклитов в зависимости от знака κ .

3.2. Аperiodические структуры, моделируемые включением случайной компоненты в ту или иную периодическую структуру:

$$\Delta t_{i,n} = \Delta t_n + \delta t_{i,n}; \quad (4.16)$$

$$\kappa'_{i,n} = \kappa_{i,n} + \delta \kappa_{i,n}. \quad (4.17)$$

Здесь Δt_n и $\kappa_{i,n}$ определяются тем или иным из условий (4.6)–(4.15), а $\delta t_{i,n}$ и $\delta \kappa_{i,n}$ – центрированные случайные отклонения, стандарт которых мал по сравнению с $\Delta t_{i,n}$ и $|\kappa_{i,n}|$ соответственно.

Структуры (4.6)–(4.15) в комбинации с (4.16) и/или (4.17) являются моделями неидеальных сейсмоциклитов.

3.3. Аperiodические структуры, моделируемые чисто случайными процессами (см. закономерности 3, 4 потоков КО). Такие структуры можно рассматривать как случайные последовательности седиментационных импульсов, подчиняющиеся определенным закономерностям по-

ведения потоков КО, т. е. в отличие от белого шума демонстрирующим коррелированность, скрытую периодичность и т. п.

Одной из широко распространенных моделей аperiodических случайных структур является авторегрессионно-скользящая (АРСС) модель. В одномерном варианте АРСС-процесс κ_t порядка (p, q) с дисперсией σ^2 , обозначаемый АРСС (p, q) , может быть представлен в виде

$$\kappa_t = \frac{\theta(z)}{\Phi(z)} a_t, \quad t = 1, \dots, l. \quad (4.18)$$

Здесь t — дискретный аргумент (не обязательно время), шаг значений которого Δt принят за единицу; $\Phi(z) = 1 - \Phi_1 z - \dots - \Phi_p z^p$; $\theta(z) = 1 - \theta_1 z - \dots - \theta_q z^q$; $z = \exp(i\omega\Delta t)$ — оператор запаздывания, определяемый как $zx_t = x_{t-1}$, $z^j x_t = x_{t-j}$; a_t представляет собой поток независимых случайных величин типа белого шума с неизменным на интервале $\{1, l\}$ законом распределения и дисперсией σ^2 . Чаще всего a_t считается нормальным процессом. Корни числителя и знаменателя называются соответственно нулями и полюсами функции $H(z) = \theta(z)/\Phi(z)$.

В случае $p = 0$ и ненулевого конечного q передаточная функция $H(z)$ процесса (4.18) сводится к $H(z) = \theta(z)$. Она определяет процедуру скользящего среднего (в конечном окне q) и обозначается СС (q); говорят, что она имеет только нули, подразумевая корни полинома $\theta(z)$.

В случае $q = 0$ и ненулевого конечного p функция $H(z)$ сводится к $H(z) = 1/\Phi(z)$. Она определяет конечный авторегрессионный процесс и обозначается АР (p); говорят, что АР (p) имеет только полюса, подразумевая корни полинома $\Phi(z)$. АРСС-процесс стационарен, если корни уравнения $\Phi(z) = 0$ лежат вне единичного круга; в этом случае полиномиальное деление $1/(1 - \sum \Phi_j z^j)$ дает сходящуюся последовательность, которую можно рассматривать как бесконечно протяженный по t оператор скользящего среднего, и (4.18) можно переписать в виде

$$x_t = [\theta(z)] [\Phi(z)]^{-1} a_t.$$

АРСС-процесс обратим, т. е. по x_t можно определить процесс a_t преобразованием

$$a_t = [\theta(z)]^{-1} [\Phi(z)] x_t,$$

если корни полинома $\theta(z)$ лежат вне единичного круга, т. е. в разложении

$$\theta(z) = \theta_0 (\bar{\theta}_1 - z)(\bar{\theta}_2 - z) \dots (\bar{\theta}_q - z)$$

все корни $\bar{\theta}_i$ по модулю больше единицы. В этом случае все двучлены $\bar{\theta}_i - z$ разложения называются минимально-фазовыми, или минимально-задержанными и сам полином $\theta(z)$ является минимально-фазовым, или минимально-задержанным. Свойство минимально-фазовости гарантирует сходимость полиномиального деления $1/\theta(z) = [\theta(z)]^{-1}$, оно означает также, что если под $\theta(t)$ понимать некоторый колебательный процесс, то энергия колебания в максимально возможной (при данном модуле $|\theta(z)|$) степени сосредоточена в начальной части этого колебания.

Простейший АРСС-процесс реализуется при $q = p = 1$. Этот случай для нас особенно интересен, так как удовлетворительно аппроксимирует реальные потоки $\kappa(t)$. В случае $q = 0$ АРСС (1, 1) сводится к АР (1) — авторегрессионной схеме I порядка, или марковскому процессу. Оказывается

[49], что марковский процесс плюс белый шум дают разновидность процесса АРСС (1, 1). При этом модель АРСС (1, 1) при $\theta_1 = 1$ соответствует процессу, представляющему собой производную логарифма акустического импеданса $(\ln \rho v)$, если последний является марковским процессом, заданным стохастическим уравнением $(\ln \rho v)_t = \Phi_1 (\ln \rho v)_{t-1} + 2a_t$. Такой марковский процесс имеет функцию автокорреляции (ФАК) $R_k = \Phi_1^k$, $k \geq 0$, $0 < \Phi_1 < 1$. ФАК r_k самого АРСС-процесса при $q = p = 1$ определяется соотношениями

$$r_0 = 1, \quad r_1 = (1 - \Phi_1 \theta_1)(\Phi_1 - \theta_1)/(1 + \theta_1^2 - 2\Phi_1 \theta_1), \quad r_k = \Phi_1 r_{k-1}, \quad k \geq 2.$$

ФАК r_k экспоненциально убывает с ростом k . Убывание это монотонное, если Φ_1 положительно, и осциллирующее, если Φ_1 отрицательно.

Таким образом, через элементарный седиментационный импульс (ЭСИ) можно представить практически все разнообразие ЭСФ-моделей. Понятие ЭСИ позволяет ввести представление о специальной форме спектральных преобразований ЭСФ-моделей. Целесообразность этого вытекает из следующих соображений.

Общее выражение (4.1) для ЭСФ-модели напоминает по форме разложение функции в ряде Фурье, если предположить, что последовательности $\kappa_n(t)$ – гармонические колебания с частотами f_n , или что, по крайней мере, компоненты $\kappa_n(t)$ удобно представить такими колебаниями. Однако в силу физической природы последовательностей $\kappa_n(t)$ ни то, ни другое не справедливо: как следует из предыдущего, в структуре одномерных ЭСФ-моделей $\gamma_n(t)$ преобладают прямоугольные и трапециевидальные импульсы (соответственно однородные и градиентные слои), а в структуре моделей $\kappa_n(t)$ преобладают одиночные всплески (границы однородных слоев) или прямоугольные импульсы (градиентные слои). Естественно поэтому разлагать зависимости $\gamma(t)$ и $\kappa(t)$ не в ряды Фурье (где члены ряда представлены гармоническими синусоидальными колебаниями), а в ряды ЭСИ, где члены ряда – это отдельные ЭСИ заданного периода $2\Delta t_n$ или же комбинации ЭСИ с заданным периодом, например, функции вида (4.9). Математическая сторона такого разложения отображается преобразованием Адамара – Уолша. Соответственно наряду с комплексным спектром Фурье (который можно трактовать как ряд Фурье при $\Delta f \rightarrow 0$) зависимостям $\gamma(t)$ и $\kappa(t)$ уместно ставить в соответствие спектры ЭСИ, которые можно толковать как ряды ЭСИ при частоте $1/2\Delta t_n$, меняющейся непрерывно, (т.е. $\Delta\Delta t_n \rightarrow 0$). Следует подчеркнуть, что выражения (4.9)–(4.18) лишь дают представления об основных подходах к построению ЭСФ-моделей.

В силу свойства ЭСФ-моделей спектр ЭСИ должен представлять собой более компактное отображение исходного t -представления, чем спектр Фурье: в спектре ЭСИ число подлежащих оценке отсчетов должно быть не более $m = (\ln M / \ln 2) + 1$, где $M = L/\Delta t_N$, L – полная длина записи, Δt_N – средняя мощность ФО самого мелкого ранга. Такая оценка верхнего предела величины m получена в предположении, что $\Delta t_n \geq 2\Delta t_{n+1}$, т.е. средняя мощность ФО n -го ранга по крайней мере вдвое превышает мощность объекта более мелкого ранга. Практически в большинстве случаев $\Delta t_n \gg 2\Delta t_{n+1}$, что ведет к значительно меньшему m . При $L = 500$ мс и $\Delta t_N = 10$ мс имеем $m = 10$. Для сравнения заметим, что

в спектре Фурье число подлежащих оценке отсчетов должно быть равно числу отсчетов t -представления; при дискретности $\Delta t = 4$ мс m Фурье должно быть порядка 125.

4.2.2. Особенности эффективной сейсмоформационной модели $\kappa(t)$, построенной как сумма периодических и квазипериодических компонент $\kappa_n(t)$

Возникает вопрос, не будет ли предположение о периодичности и/или квазипериодичности компонент $\kappa_n(t)$ вступать в противоречие с экспериментальными данными о реальных зависимостях $\gamma(t)$ или $\kappa(t)$? Ведь наблюдаемые кривые АК при визуальном анализе как правило не обнаруживают явной и устойчивой периодичности; то же можно сказать о наблюдаемых последовательностях $\kappa(t)$. Более того, во многих алгоритмах обработки данных сейморазведки заложено представление о последовательностях $\kappa(t)$ как о реализациях белого шума, и считается, что это представление не противоречит экспериментальным данным. В связи с этим вопросом рассмотрим некоторые количественные аспекты формирования сумм $\sum \kappa_n(t)$ и $\sum \gamma_n(t)$.

Степень проявления периодичности сумм $\sum \kappa_n(t)$ и $\sum \gamma_n(t)$ при ограничениях числа иерархических уровней ФО.

С точки зрения спектрального состава конечная (по длине) реализация дискретного белого шума есть сумма конечного числа спектральных компонент – гармонических колебаний случайной фазы и амплитуды. Это число определяется длиной реализации: в диапазоне $\pi/\Delta t \leq \omega \leq \pi/\Delta t$ число отсчетов спектра должно быть равно числу отсчетов M реализации. Будет ли значительно отличаться от белого шума реализация, составленная не из M , а из $N \ll M$ периодических компонент, где N – число иерархических уровней в классификации формационных объектов? На рис. 47 приведены примеры реализаций $\sum \gamma_n(t)$ и $\sum \kappa_n(t)$ при обычных для

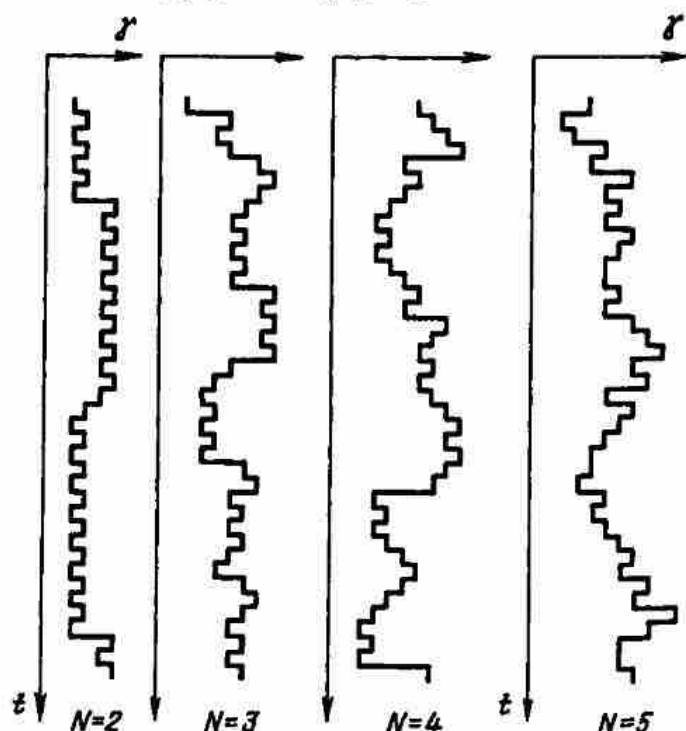


Рис. 47. Реализации $\sum \gamma_n(t)$

МОВ значениях $M = 500 \div 2000$ отсчетов и разумного диапазона $3 \leq N \leq 7$. Во всех случаях максимальный и минимальный периоды Δt_1 и Δt_N одинаковы и равны соответственно 100 и 4 отсчетам; амплитуды n -й реализации могут меняться на границах ранга $n - 1$ -й и крупнее.

Вплоть до $N = 4$ периодичность сумм $\gamma(t) = \sum \gamma_n(t)$ и $\kappa(t) = \sum \kappa_n(t)$ проявляется довольно отчетливо даже при визуальном анализе; при бóльших N она практически неразличима. Внесение ненулевого тренда [$b \neq 0$ в (4.13), (4.15)] и ненулевого разброса величин $\gamma_{i,n}$, $\kappa_{i,n}$, $\Delta t_{i,n}$ быстро снижает пороговое N , при котором перестает ощущаться периодичность моделей $\gamma(t)$ и $\kappa(t)$.

4.2.3. Эффективная сейсмоформационная модель взаимозависимых $\kappa_n(t)$

В рассмотренных выше моделях последовательности $\kappa_n(t)$ для разных n [так же как и $\gamma(t)$] независимы друг от друга: задание параметров последовательности $\kappa_n(t)$, вообще говоря, не определяет параметров ни $\kappa_{n-1}(t)$, ни $\kappa_{n+1}(t)$. В природе такие связи, надо полагать, существуют, однако, насколько известно авторам, математические выражения этих связей пока не найдены. Не располагая достаточными экспериментальными данными, попытаемся показать, что существуют математические модели, и притом довольно простые, которые в принципе и позволяют построить единую модель, охватывающую несколько рангов n в их взаимозависимости. Одну из таких моделей можно построить в виде цепочки уравнений

$$f(\kappa_j) = \kappa_{j+1} = \lambda \kappa_j (1 - \kappa_j), \quad 0 \leq \kappa_j \leq 1, \quad j = 1, 2, \dots, \quad (4.19)$$

описывающих динамику популяций. Замечательные свойства уравнения (4.19), отражающие некоторые общие закономерности природных явлений, были сравнительно недавно открыты Фейгенбаумом.

Пусть переход от j к $j + 1$ означает некоторое приращение времени (например, 1 год), а значение κ_j — нормированная численность популяции. Выбрав определенное значение параметра λ , моделью (4.19) можно описать динамику численности популяций во времени. Например, при $\lambda = 2$, какое бы исходное значение κ_j в интервале $0 < \kappa_j < 1$ ни было выбрано, рано или поздно значения κ_j стабилизируются на точке $\kappa_j = 0,5$ (рис. 48). Это означает, что численность вида, равная в нормированном выражении $\kappa_j = 0,5$, стабильно воспроизводится с периодом в 1 год; однако стабильность эта сохраняется лишь постольку, поскольку неизменным оказывается параметр λ , отображающий в данной конкретизации модели влияния среды обитания. При $\lambda < 2$ стабилизации численности не наступает, а при $\lambda > 2$ с ростом λ последовательно складываются ситуации, которые можно понимать как появление периодических колебаний численности популяции со все возрастающим периодом. Так, при $\lambda = 1 + \sqrt{5} \approx 3,29$ стабилизируются две устойчивые (или, как говорят, неподвижные) точки (рис. 49): $\kappa_{2j+1} \rightarrow a_1$ и $\kappa_{2j} \rightarrow a_2$, которые чередуются; период процесса стал равен двум. Затем с дальнейшим ростом λ (кривая (4.19) при этом вытягивается вдоль оси ординат) появляется

Рис. 48. Кривая стабилизации итерационного процесса $x_{i,2} = \text{const.}, x_{i,1} \neq x_{i,2}$

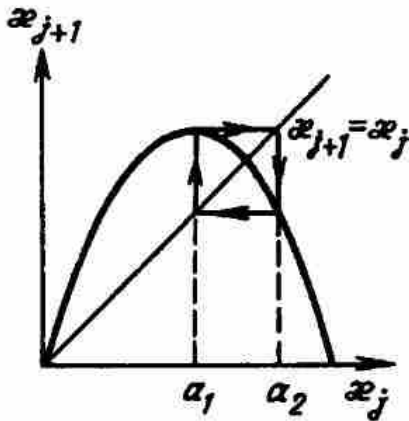
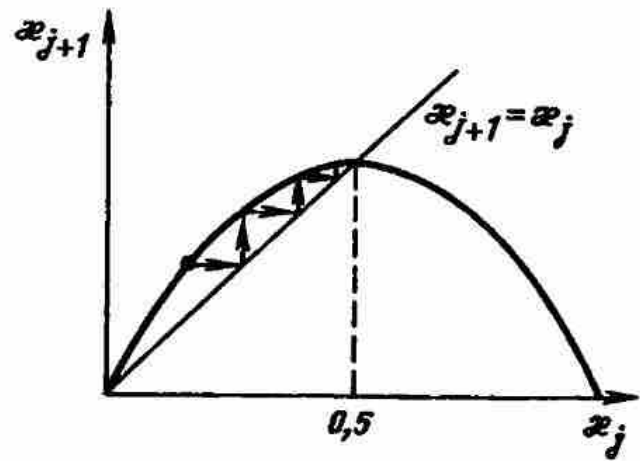


Рис. 49. Кривая стабилизации процесса $x_{j+1} = \lambda x_j (1 - x_j)$ в двух поочередно меняющихся точках с удвоением периода процесса

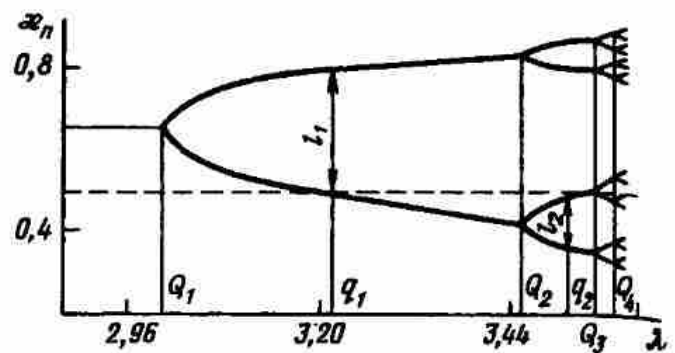
процесс с периодом 4 года, 8 лет и т. д., т. е. последовательно удваивается период.

Уравнением (4.19) принято описывать природные явления, общей особенностью которых является то, что в зависимости от значения параметра модели они могут иметь начало и конец, а также период стабильной периодической повторяемости событий. Очевидно, что этой общей особенностью характеризуются и процессы осадконакопления, а следовательно, и физические характеристики пород $\gamma(t)$ и $\kappa(t)$. Особенно заманчиво использование этой модели с точки зрения структурно-формационных представлений: последовательность ФО n -го ранга, рассматриваемая в интервале ФО $n-1$ -го ранга обычно обнаруживает более или менее явную периодичность; периодичность эта может меняться (в зависимости от условий осадконакопления и консолидации пород) при переходе от одного ФО $n-1$ -го ранга к другому. Величина κ_j в данном случае — это нормированная тем или иным образом количественная характеристика литологии или физических свойств ФО (например, гранулометрический состав; скорости v_p и v_s ; плотность ρ ; электрическая проводимость s и т. п.). Величина периода (измеряемая, естественно, не в годах, а в достаточно крупных единицах геологического времени) и положение устойчивых точек $\kappa_1, \kappa_2, \dots$, отображающих слоистый характер осадков, управляется параметром λ .

Положение об иерархии формационных объектов, являющееся квинт-эссенцией структурно-формационного подхода, естественно приводит к мысли о построении иерархии моделей вида (4.2), в которой связь между n -й и $n+1$ -й моделями определяется общим условием:

$$\lambda_{n+1} = f(\kappa_n). \quad (4.20)$$

Рис. 50. График значений x (λ), лежащих на устойчивых циклах



Модель (4.19), (4.20) едва ли подойдет для описания конкретных объектов. Однако есть следующие основания ожидать, что абстрактное моделирование с ее помощью окажется перспективным.

1. Примеры реализаций абстрактных моделей (4.19), (4.20) по своему облику достаточно похожи на реальные данные акустического каротажа.

2. Исследования самых разнообразных природных процессов показали, что модели вида (4.19) описывают один из общих законов природы. Он состоит в следующем.

На рис. 50 изображен график $x(\lambda)$, на котором нанесены значения $\kappa_1, \kappa_2, \dots$, лежащие на устойчивом цикле. Циклу с периодом 2 (обозначим его s^2) отвечают две точки на одной вертикали, циклу с периодом 4 (обозначим его s^4) — четыре точки и т. д. $\Lambda_1, \Lambda_2, \dots$ — это те значения λ , в которых происходили удвоения периода¹, а $\lambda_1, \lambda_2, \dots$ — те значения параметра, при которых $\kappa = 0,5$, является элементом цикла s^2, s^4, \dots ; d_1, d_2, \dots, d_n — расстояния между значением $\kappa = 0,5$ и ближайшим к нему элементом цикла s^{2^n} при $\lambda = \lambda_n$.

Оказалось, что не только у (4.19), но и у любой другой симметричной функции, которая на отрезке $(0, 1)$ имеет один максимум и около вершины близка к квадратичной параболе, числа Λ_n и λ_n при больших n ведут себя как геометрическая прогрессия со знаменателем $\delta = 4,669$, т. е.

$$\frac{\Lambda_{n+1} - \Lambda_n}{\Lambda_{n+2} - \Lambda_{n+1}} \rightarrow \delta,$$

а отношение d_n/d_{n+1} (обозначим его α) стремится к постоянной величине $\alpha \rightarrow 2,5029$. Более того, оказалось, что в любой точке модели $f(x)$

$$\lim (-\alpha^n) f^{2^n}((x - 0,5)/(-\alpha)^n, \lambda_n)$$

существует и является одной и той же универсальной функцией $g(x)$, определенной на отрезке $(-1, 1)$, одномодальной, симметричной, т. е. $g(x) = g(-x)$, близкой вблизи максимума и квадратичной параболе.

¹ Момент удвоения периода, связанный с расщеплением одной ветви графика $x(\lambda)$ на две, является типичным примером бифуркации (термин введен Якоби в 1844 г. и означает ветвление). Бифуркация — математическое выражение микроили макрокатастрофы, внезапно меняющей непрерывный ход процесса. Понятие бифуркация в моделировании геологических явлений представляет первостепенный интерес: этим явлением, в частности формированию осадочных толщ, органически присуща скачкообразная смена одних процессов другими, непрерывно-прерывистый их характер.

причем $g(0) = 1$, и связанной с α соотношением $g(x) = -\alpha g(g(x/-\alpha))$, позволяющим однозначно определить α .

Привлекательность модели (4.19), (4.20) в том, что она указывает на коренную связь между понятиями случайного и неслучайного (упорядоченного). Эти понятия как правило считаются взаимно противоположными и лежат в основе двух альтернативных подходов к описанию природных и техногенных процессов и явлений: детерминистического и статистического. Случайными считаются броуновское движение, шумы в радиотехнике, турбулентные движения жидкостей и газов, и т. п., в большинстве случаев принято считать случайными зависимости $\gamma(t)$ и $\kappa(t)$ в сейсморазведке. Техногенные процессы как правило являются следствием взаимодействия упорядоченных, детерминированных структур. Структурно-формационный подход в геологии и геофизике также во главу угла ставит иерархические, упорядоченные структуры, в том числе при описании зависимостей $\gamma(t)$ и $\kappa(t)$. И если вне модели вида (4.19), (4.20) эти два подхода рассматриваются как альтернативные, то в рамках этой модели они в сущности сливаются: непрерывное изменение параметра λ в одной и той же модели (4.19) ведет к постепенному, через последовательные бифуркации удвоения, усложнению реализаций: от простейших периодических (циклы s^{2^p} при малых p , $\lambda < 4$) до весьма сложных, а при $n \rightarrow \infty$ – непериодических, т. е. случайных, хаотических.

Таким образом, модель (4.19) устанавливает глубокую внутреннюю связь между порядком и хаосом: непериодический, хаотический процесс возникает как предел все более сложных структур – циклов s^{2^p} . Хаос предстает как сверхсложная организация; понятие «отсутствие организации» (хаос) и «сверхсложная организация» смыкаются. Применительно к системам, где последовательное усложнение организации выражается через бифуркации удвоения, теория независимо от конкретного вида системы дает количественные предсказания тенденций ее развития, задаваемых параметром λ , причем величины α и δ выступают как универсальные константы, подобные π и e . Дополнение универсальной модели (4.19) условием (4.20) позволяет построить иерархию множества (в принципе, как угодно большого) взаимоувязанных процессов, поведение которых в совокупности может выглядеть самым различным образом – от весьма упорядоченного до хаотического – в зависимости от задания вида функций (4.20) и выбора начальных значений $\kappa_{j,n}$ и λ_n , $j = 0$, $n = 1$.

Если модель (4.19), (4.20) указывает на взаимосвязь случайных и детерминированных (упорядоченных) процессов, то количественной мерой степени упорядоченности общепринято считать понятие энтропии.

4.3. МОДЕЛЬ СЕЙСМИЧЕСКОГО ИМПУЛЬСА – ОДНОМЕРНЫЙ СЛУЧАЙ

С точки зрения структурно-формационного подхода одной из главных особенностей перехода от ЭСФ-моделей $\kappa(t)$ и $\gamma(t)$ к моделям поля $u(t)$ является внесение дополнительной периодичности, связанной с появлением сверточной компоненты модели – сейсмического импульса $s(t)$ со сравнительно узкополосным спектром Фурье. Мы будем под $s(t)$

понимать колебательный процесс, сформировавшийся, начиная с момента возбуждения колебания источником до момента его приема, т. е. отображающий также влияние среды при распространении волны, включая образование короткопериодичных кратных отражений.

В модели

$$u(t) = \sum k(t) * s(t) = \left[\sum_n k_n(t) \right] * s(t),$$

введенной в разделе 4.1, сейсмический импульс $s(t)$ рассматривается как сверточная компонента, слабо [по сравнению с $k(t)$] меняющаяся с временем регистрации. В первом приближении моделью импульса $s(t)$ может служить выражение

$$s(t) = s_0(t) * G(t) * F(t),$$

где $s_0(t)$ – импульс, возбуждаемый источником (точнее, формирующийся в непосредственной близости от очага за пределами зоны неупругих деформаций); $G(t)$ – функция поглощения; $F(t)$ – функция рассеяния, т. е. компонента, отображающая фильтрующее действие неоднородностей среды (в частности тонкой слоистости) на распространяющуюся в среде упругую волну и названная поэтому стратиграфическим фильтром.

Из анализа коэффициентов отражения сверхтонких слоев и пачек таких слоев (см. раздел 4.2.1) следует, что они оказывают двойное действие на частотный состав проходящих через них волн.

Во-первых, сверхтонкие слои оказывают частотнозависимое влияние на поле проходящих волн через свое действие на однократно отраженные волны: контрастные слои отражают преимущественно высокочастотную часть спектра (и, следовательно, пропускают преимущественно низкочастотную часть), а переходные, наоборот, отражают преимущественно низкочастотную часть (и, следовательно, пропускают преимущественно высокочастотную). Это, разумеется, не означает, что присутствие и тех и других компенсирует друг друга: на самом деле спектр проходящих волн (и прямой, и всех многократных) урезается с обеих сторон, становясь более узкополосным. При этом, если в разрезе преобладают седиментационные импульсы в виде контрастных сверхтонких слоев, то в спектре проходящих волн урезаются в основном высокие частоты; запись отраженных волн, вначале высокочастотная, сравнительно быстро становится заметно более низкочастотной; действие структурного оператора F складывается с действием оператора поглощения G . Если же преобладают седиментационные импульсы в виде сверхтонких переходных слоев, то спектр проходящих волн урезается в основном со стороны высоких частот. Запись отраженных волн не должна заметно менять своего частотного состава с временем регистрации; возможно как незначительное понижение, так и повышенные видимой частоты. Слабая изменчивость частотного состава связана с тем, что действие структурного оператора F противонаправлено действию оператора поглощения Q .

Во-вторых, сверхтонкие слои оказывают частотнозависимое воздействие на поле проходящих волн через посредство образующихся в них внутрипластовых кратных волн. Контрастные слои независимо от их

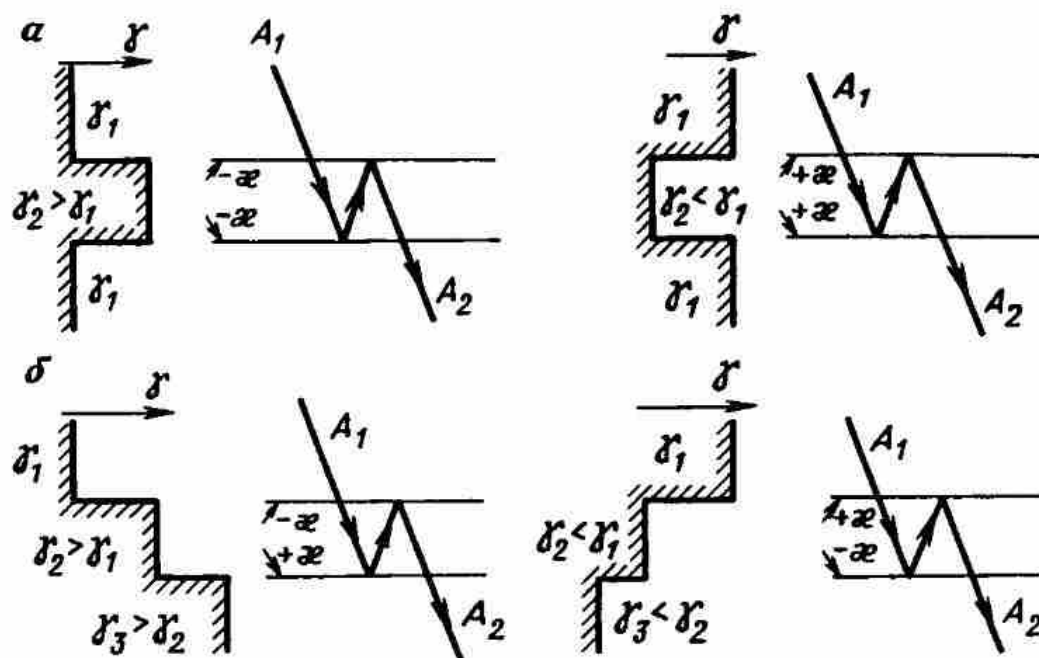


Рис. 51. Частично-кратные волны в одиночном слое:

a — контрастным; *б* — переходном

знака подпитывают поле проходящих волн (за счет ослабления прямой¹ волны) волнами той же полярности, что и прямая волна (рис. 51, *a*). Переходные же слои независимо от их знака подпитывают поле проходящих волн опять-таки за счет прямой волны) волнами полярности, противоположной полярности прямой волны (рис. 51, *б*). В результате контрастные слои должны вызывать понижение частоты проходящих (как вверх, так и вниз) волн, а переходные — не столько сдвигать частоту, сколько ослаблять полную энергию волн. В целом же по направленности частотного воздействия и первый, и второй механизмы у каждого из типов волн совпадают.

Стратиграфическая фильтрация при неупорядоченных и слабоупорядоченных средах исследована в работе [47]. В качестве потока реальных КО $k(t)$ рассматривается пуассоновский процесс. Поток КО характеризуется его спектром мощности $k(\omega)k(-\omega) = [k(\omega)]^2$. Частотная характеристика $F(\omega)$ стратиграфического фильтра выражается через некоторую безразмерную функцию $A(\omega)$:

$$F(\omega) = \exp[i\omega(A \Delta T)], \quad (4.21)$$

где $\Delta T = \int_0^h dh/v$ — время пробега первого отражения данного ансамбля волн².

¹ Фактически, конечно, не только прямая, но и любая волна, проходящая (в любом направлении) сверхтонкий слой, будет терять часть своей энергии на образование внутрипластовых кратных, а последние будут иметь ту же полярность, что и эта исходная волна.

² Ансамблем волн называется группа отражений, первым из которых является однократная волна от данной границы, а все последующие — это многократные волны, по крайней мере однажды отразившиеся от данной границы и один или более раз — в толще выше данной границы.

Функция $A(\omega)$ имеет мнимую

$$A_{\tau}(\omega) = \frac{1}{2Q} = \frac{|\kappa(\omega)|^2}{\omega} = \frac{1}{2} \omega \hat{R}_{\gamma\gamma}(2\omega) \quad (4.22)$$

и вещественную

$$A_R(\omega) = \frac{\delta t}{\Delta T} = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{A_{\tau}(\omega_1)}{\omega_1 - \omega} d\omega_1 \quad (4.23)$$

части. Здесь $1/Q$ и δt определяют кажущееся поглощение и временное запаздывание спектральной компоненты с частотой ω ; $R_{\gamma\gamma}(\omega)$ – спектр мощности ненормированной функции автокорреляции акустического импеданса $r_{\gamma\gamma}(\tau)$.

Из соотношений (4.22) и (4.23), определяющих функцию $A(\omega)$, следует, что воздействие фильтра (4.21) можно рассматривать как результат распространения импульса в фиктивной среде, поглощающей пропорционально коэффициенту $1/Q(\omega)$ и задерживающей вступление компоненты ω на время $\delta t(\omega)$. Взяв модуль выражения (4.21) и используя (4.22), получаем соотношение

$$|F(\omega)| = \exp[-\Delta T |\kappa(\omega)|^2],$$

известное как формула О'Догерти – Анстея [49].

Соотношение (4.23) показывает, что $F_{\tau}(\omega)$ и $F_R(\omega)$ взаимно связаны преобразованиями Гильберта, т. е. $F(\omega)$ является минимально-фазовой функцией.

Экспериментально установлено (см. раздел 4.5), что спектр мощности $|\kappa(\omega)|^2$ для разрезов, не проявляющих явной упорядоченности, обычно возрастает с частотой ω до некоторой угловой точки при некотором значении $\omega = \omega_c$ и затем остается приблизительно постоянным; функция автокорреляции импеданса $\gamma(t)$ у таких разрезов¹ убывает экспоненциально с возрастанием абсолютного значения аргумента, т. е. справедливы следующие соотношения (одно из них – любое – может быть получено из другого):

$$M = M_0 \exp(-2\omega_c |T - T'|), \quad (4.24)$$

$$|\kappa(\omega)|^2 = K_0 \frac{(\omega/\omega_c)^2}{1 + (\omega/\omega_c)^2}, \quad (4.25)$$

где $K_0 = \omega_c M_0/2$.

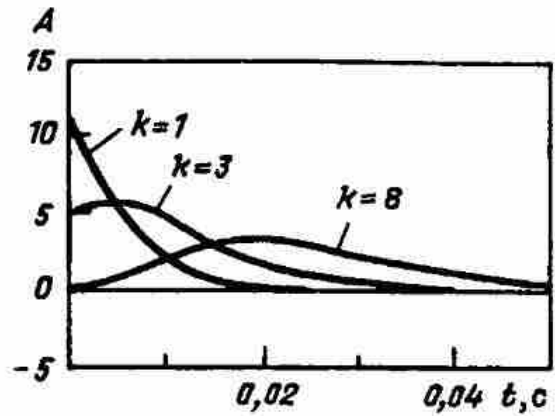
Для модели, определяемой соотношениями (4.24), (4.25), мнимая и вещественная компоненты (4.22), (4.23) функция $A(\omega)$ принимает вид

$$A_{\tau}(\omega) = \frac{M_0}{2} \frac{\omega/\omega_c}{1 + (\omega/\omega_c)^2}, \quad (4.26)$$

$$A_R(\omega) = \frac{M_0}{2} \frac{1}{1 + (\omega/\omega_c)^2}, \quad (4.27)$$

¹ Постоянная составляющая $\bar{\gamma}$, исключаемая при построении функции автокорреляции, должна включать также трендовое возрастание с глубиной.

Рис. 52. Импульсная реакция стратиграфического фильтра. Телеграфная модель при $\omega_c = 2\pi \cdot 50$ Гц.



Совокупность уравнений (4.24) (или (4.25)), (4.26), (4.27) в работе [47] предложено называть телеграфной моделью на основании ее сходства с одним из классов функций, рассматриваемых в теории связи. Из двух параметров M_0 и ω_c , полностью определяющих случайный процесс в рамках данной модели, M_0 характеризует магнитуду флуктуаций импеданса

$$M_0 = \overline{(\ln \gamma - \ln \bar{\gamma})^2} = \overline{(\gamma - \bar{\gamma})^2 / \bar{\gamma}^2}$$

и пропорциональна среднему квадрату $\bar{\kappa}^2$ коэффициента отражения κ , а ω_c обратно пропорциональна средней временной мощности пластов. Чтобы показать это, представим себе чередование пластов всего двух литологических разностей (скажем, песков и глин) со средними временными мощностями (временами пробега по нормали к напластованию) t_1 и t_2 , распределенными по закону Пуассона со средними значениями T_1 и T_2 соответственно. Оказывается, что для такой среды

$$\omega_c = \frac{1}{2} \left(\frac{1}{T_1} + \frac{1}{T_2} \right), \quad (4.28)$$

$$M_0 = \bar{\kappa}^2 \frac{4T_1 T_2}{(T_1 + T_2)}. \quad (4.29)$$

Соотношения (4.28), (4.29) особенно наглядно иллюстрируют физический смысл параметров ω_c и M при $T_1 = T_2 = T$; в этом случае

$$\omega_c = 1/T, \quad (4.28')$$

$$M_0 = \bar{\kappa}^2. \quad (4.29')$$

При T_1/T_2 величина ω_c определяется в основном меньшим из двух времен T_1 и T_2 , а M_0 оказывается несколько меньше $\bar{\kappa}^2$.

Из (4.21), (4.26) и (4.27) следует, что частотная характеристика стратиграфического фильтра определяется соотношением

$$F(\omega) = \exp \left[iK_0 \Delta T \frac{\omega/\omega_c}{1 - i(\omega/\omega_c)} \right].$$

На рис. 52 отображены импульсные реакции, соответствующие характеристике $F(\omega)$. Из рис. 52 видно, что чем больше $K = \omega_c M_0 / 2$, тем сильнее фильтрующее действие слоистой среды. При $K \ll 1$ (слабое фильтрующее действие, потери на отражение отсутствуют), допустима аппроксимация Борна:

$$A(t) = \delta(t) + K_0 \Delta T \omega_c \exp(-\omega_c t). \quad (4.30)$$

Здесь дельта-функция описывает неослабленную прямую волну, а экспонента – сумму двухкратных отражений в пересекаемых лучом слоях. При больших временах пробега ΔT и/или сильных флуктуациях M_0 импеданса величина $K_0 \Delta T > 1$, и аппроксимация (4.30) становится неприемлемой. Амплитуда прямой волны становится меньше единицы [т. е. в (4.30) вместо $\delta(t)$] следует использовать $a\delta(t)$, $a < 1$ (потери на отражения); появляется второй [по отношению к $a\delta(t)$] максимум импульсной реакции, обусловленный кратными волнами, величина запаздывания этого максимума возрастает с $K_0 \Delta T$. Затухание (пропорциональное $A_\Sigma = 1/2Q$) растет линейно с частотой ω , в то время как относительные задержки ($A_R = \delta t/\Delta T$) с ростом частоты уменьшаются.

Упорядоченные среды, в частности периодические пачки, существенно иначе фильтруют сейсмические волны по сравнению со случайными средами. Исходя из общего решения прямой задачи для одномерной дискретной среды [21], нетрудно показать, что стратиграфические фильтры $F(\omega)$ периодических пачек из n тонких слоев, в отличие от выражений (4.3), (4.4) для одиночных слоев, описываются соотношениями

$$F(\omega) = \frac{r_n(\omega)}{1 + \kappa r_n(\omega)} - \frac{r_{n-1}(\omega)}{1 + \kappa r_{n-1}(\omega)},$$

$$r_n(\omega) = \left[\kappa - \frac{r_{n-1}(\omega)}{1 - \kappa r_{n-1}(\omega)} \right] \exp(i\omega \Delta \tau), \quad r_0(\omega) = 0.$$

Фильтры, свойственные таким пачкам, имеют резонансный характер, модули частотных характеристик являются периодическими функциями. Частотные компоненты, длина волны которых кратна удвоенной мощности отдельного слоя, совсем не испытывают затухания; компоненты, у которых полуволна укладывается нечетное число раз в удвоенной мощности слоя, ослабляются до нуля. Средняя относительная временная задержка, обусловленная периодическими пачками,

$$\frac{\delta t}{\Delta T} = [(\bar{\gamma})(1/\gamma)]^{1/2} - 1,$$

где $\gamma = \rho V$.

Казалось бы, с увеличением числа n слоев в пачке резонансные свойства фильтров, свойственных периодическим пачкам, должны возрастать. Однако этого на самом деле не происходит: импульсные реакции стратиграфической фильтрации, обусловленной периодическими пачками, лежат в основном в области положительных значений, а обусловленной дискретизированными переходными слоями – в области отрицательных значений (рис. 53). Это объясняется тем, что в пачках с одинаковыми временными мощностями слоев и одинаковыми по абсолютной величине коэффициентами отражения основная доля энергии кратных волн приходится на короткопериодические кратные волны, т. е. имеющие повторный пробег в малом числе слоев: наибольшая энергия у волн с повторным пробегом в одном слое, меньше – в двух и т. д.

У периодических пачек все кратные с одно-, трех-, пятислойными повторными пробегами имеют положительные амплитуды, у переход-

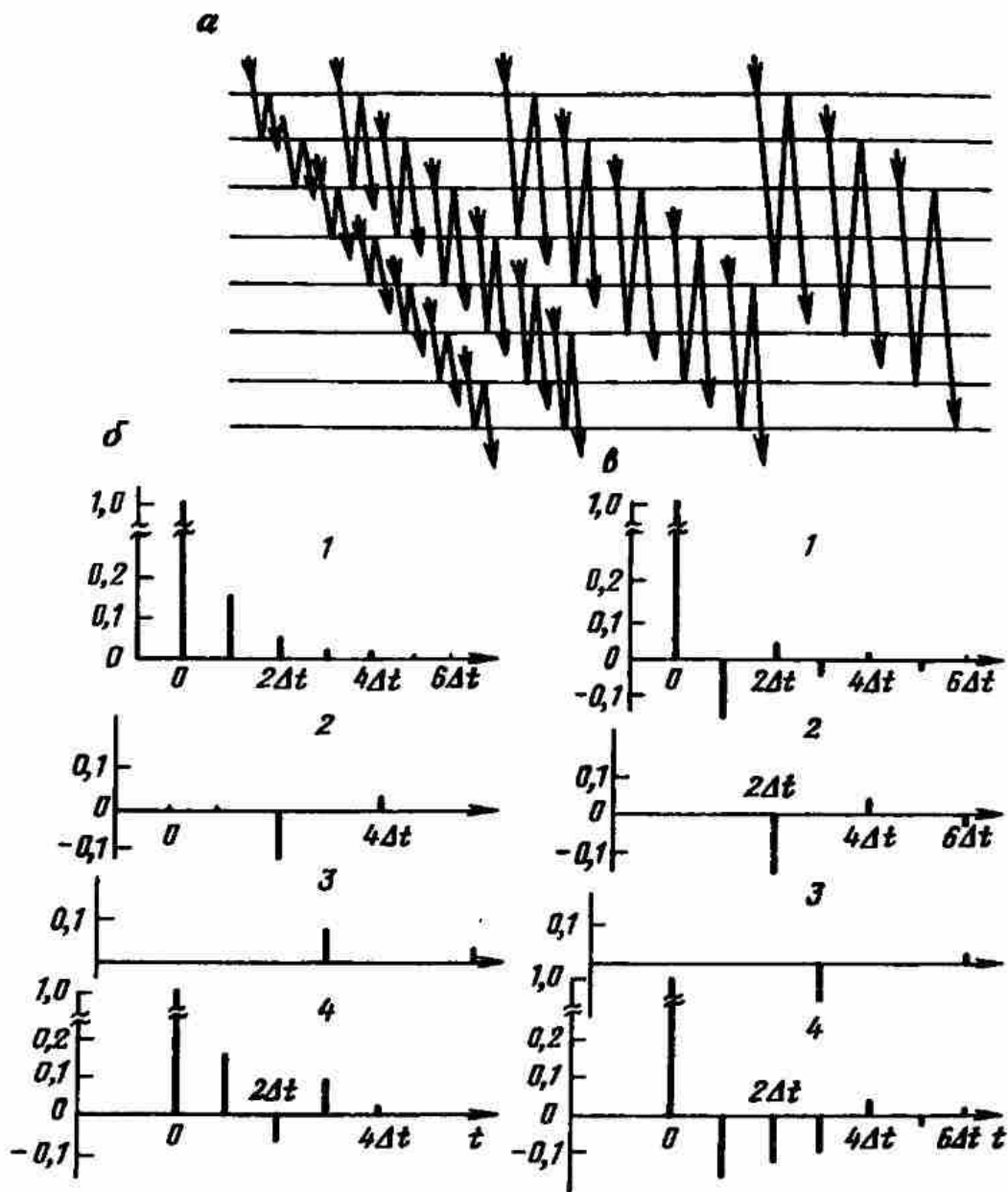


Рис. 53. Схемы формирования статиграфического импульса:

a лучевые схемы кратных волн с одно-, двух-, трех- и четырехслойными повторными пробегами; *б, в* импульсные сейсмограммы кратных волн соответственно для контрастных и переходных слоев, отсчеты кратных волн с одно-, двух- и трехслойными пробегами (1, 2, 3) и их сумма (4). Везде $\kappa = 0,4$

ных – отрицательные. Таким образом, наибольшую дополнительную периодичность создают акустически контрастные слои и периодические пачки с двойным временем пробега Δt , равным периоду T импульса $s(t)$; запись при этом носит слабо разрешенный резонансный характер. При $\Delta t > T$ запись носит характер биений. При $\Delta t < T$ дополнительная периодичность быстро ослабевает; более того, при $\Delta t = 0,5T$ отдельные контрастные слои и их пачки резко ослабляют даже периодичность импульса $s(t)$ (или, лучше сказать, импульс $s(t)$ затушевывает периодичность пачки); при $\Delta t < 0,5T$ отдельные тонкие контрастные слои и их пачки действуют как сглаживающие фильтры подобно тому, как действуют контрастные слои со случайными мощностями.

Несколько по-иному проявляют себя переходные слои и их пачки. Наибольшую дополнительную периодичность, также носящую резо-

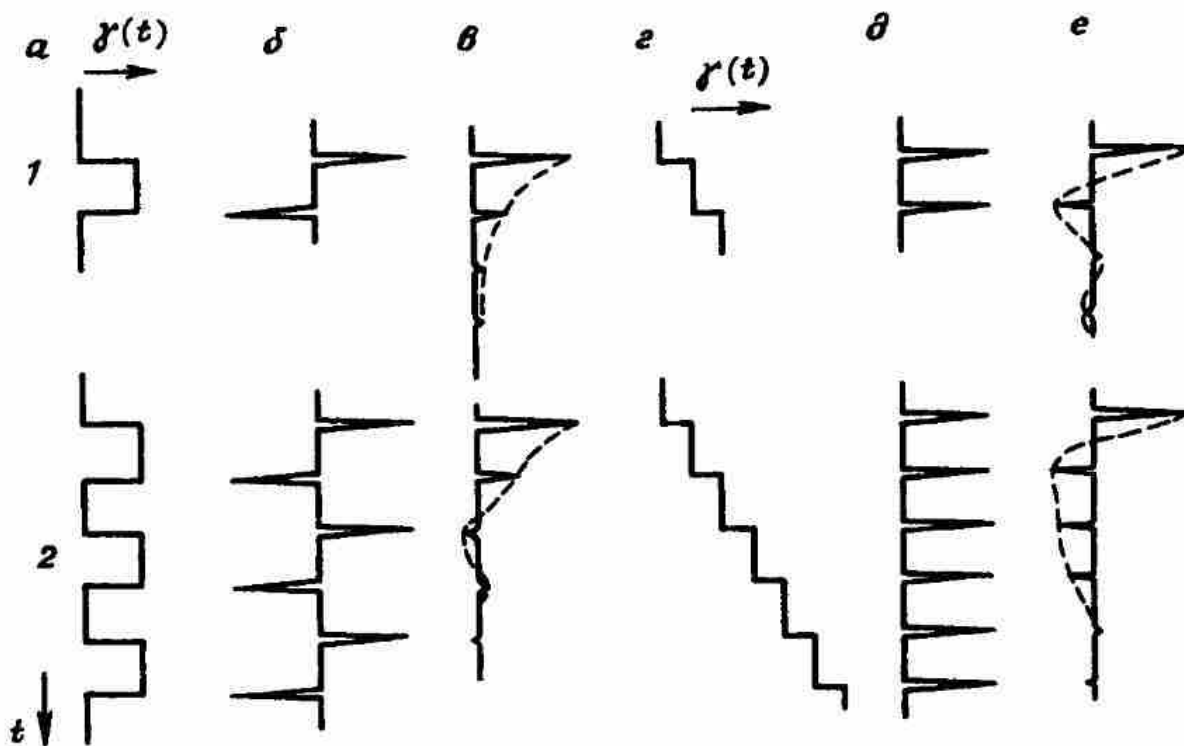


Рис. 54. Фильтрующее действие контрастных (а – в) и переходных (г – е) слоев.

а, г – кривые $\gamma(t)$; б, д – импульсные реакции фильтров, обусловленных однократными отражениями; в, е – импульсные реакции стратиграфических фильтров проходящих (падающих и отраженных) волн, обусловленных внутрипластовыми многократными волнами. 1 – одиночные слои; 2 – пакчи

нансный характер, они вносят при $\Delta t = 0,5T$, при $\Delta t = T$ запись также носит характер биений; при $\Delta t < 0,5T$ они действуют как высокочастотный фильтр с левым срезом, находящимся правее максимума амплитудного спектра импульса $s(t)$. Здесь очень важно не путать эффект стратиграфической фильтрации, обусловленной внутрипластовыми кратными волнами, с эффектом, создаваемым последовательностью однократных отражений от границ слоев в пачке: эти эффекты взаимно противоположны в случае $\Delta t < 0,5T$ как у акустически контрастных, так и у переходных тонких слоев (рис. 54).

Акустически контрастные тонкие слои (безразлично, с повышенной или пониженной акустической жесткостью), распределенные в разрезе случайно или объединенные в периодические пакчи, встречаются довольно часто. Своеобразие создаваемого ими эффекта при прохождении акустических волн побудило авторов работы [47] выделить среды с обилием таких слоев в самостоятельный класс – «среды с циклической стратификацией». Для описания стратиграфической фильтрации в таких средах предложена [47] телеграфная модель в области сейсмических частот $\omega \ll \omega_c$, что соответствует преобладающим длинам волн, намного превышающим среднюю мощность слоев, т.е. соблюдение условия $\Delta t \ll T$.

Телеграфная модель в области $\omega \ll \omega_c$ соответствует флуктуациям импеданса типа белого шума; она обуславливает возрастание спектра мощности коэффициентов отражения пропорционально ω^2 и вследствие стратиграфической фильтрации линейный рост затухания с частотой при независимых от частоты задержках δt .

Таким образом, внутрипластовые многократные отражения оказывают существенное влияние на форму сейсмического импульса, и влияние это существенно зависит от структуры потока $k(t)$, иначе говоря, от степени упорядоченности геологической среды по вертикали, что обуславливает термин «стратиграфическая фильтрация».

С точки зрения структурно-формационной интерпретации эти особенности влияния внутриформационных кратных волн, несомненно, должны приниматься во внимание как при выборе процедур деконволюции (которая должна компенсировать стратиграфическую фильтрацию) и псевдоакустического каротажа, так и при анализе результатов СВАН и других специфических приемов СФИ (см. гл. 5).

4.4. ПРИМЕРЫ ОДНОМЕРНЫХ МОДЕЛЕЙ РЕАЛЬНЫХ АКУСТИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ

Задача настоящего раздела – дать представления о порядке реальных численных значений тех параметров (мощностей слоев, степени периодичности), которые определяют выбор одномерной модели разреза; кроме того, представляют интерес те приемы анализа, с помощью которых эти параметры оцениваются.

В попытках анализа реальных акустических разрезов четко определились два подхода. Один из них – чисто статистический, имеющий целью выяснить общие особенности потоков $k(t)$ на как можно более протяженных интервалах разреза. Второй подход в общем сводится к геологической интерпретации конкретных, как правило небольших, интервалов разреза при решении практических задач корреляции разрезов, определения подсчетных параметров и т. п.; методология этого подхода чисто детерминистическая. Учитывая направленность настоящей работы, мы остановимся на первом подходе, а также на некоторых общих результатах того нового направления в рамках второго подхода, которое находится в центре внимания этой книги, а именно – анализа конкретных разрезов с целью выявления специфических (в частности квазипериодических) структур формационных объектов в их взаимосвязи и иерархии.

Примерами первого подхода могут служить работы [5, 12, 27], где приведены результаты анализа материалов акустического каротажа (АК). Так, специальные эксперименты в платформенных районах [5] показали, что при отсутствии общего вертикального градиента скорости (акустической жесткости) в единых осадочных комплексах отложений

средние арифметические значения $\bar{k} = \sum_{i=1}^n k_i/n$ близки к нулю. Коэффициенты k образуют две перемешанные нормальные совокупности N_1 и N_2 со средними квадратическими значениями $\sigma_{k_1} = 0,03$ ($N_1 \approx 79\%$) и $\sigma_{k_2} = 0,09$ ($N_2 \approx 19\%$). Кроме того, в разрезах выделяют около 2% объектов с k в пределах $0,15 \leq |k| \leq 0,4$ (с $\sigma_k \approx 0,27$).

Столь значительное число больших k не может быть вызвано случайными выбросами k двух основных совокупностей. В связи с этим некоторые исследователи [21] вводят для описания этих больших k третью совокупность, полагая, что имеет место композиция трех нор-

мальных совокупностей. Другие переходят к описанию величин к иными распределениями, в частности, распределением Джеффриса [21].

В оценке распределения к по времени у авторов названных работ отмечается большее единодушие. Принимается описание последовательности к в виде пуассоновского потока (либо процесса) [27]. Из этого, в частности, делается вывод, что скоростная дифференциация среды в среднем одинакова по всему разрезу (разумеется, в пределах исследуемых толщ).

В упомянутых работах отсутствуют данные о соотношении среднего числа к на единицу времени для разных (N_1, N_2, N_3) совокупностей.

Новая серия исследований законов распределения значений к в реальных разрезах началась в конце 70-х годов. Грей [49] аппроксимировал распределение амплитуд обобщенным законом Гаусса, имеющим плотность вероятности

$$g(k, \alpha, \beta) = \{\alpha / [2\beta\Gamma(1/\alpha)]\} \exp[-(|k|/\beta)^\alpha], \quad (4.31)$$

где $\Gamma(1/\alpha)$ – гамма-функция; $\beta > 0$ – масштабный параметр; $\alpha > 0$ – параметр, определяющий форму кривой.

Выражение (4.31) определяет семейство симметричных распределений. Для $\alpha = 2$ (4.31) идентично обычному гауссовому распределению; $\alpha = 1$ дает распределение Лапласа (двойное экспоненциальное); при $\alpha \rightarrow \infty$ распределение стремится к равномерному. На рис. 55 показаны кривые для $\alpha = 1, 2$ и 4. Отметим острый пик в начале координат для $\alpha = 1$, наблюдаемый при всех $\alpha \leq 1$.

Годфрей [49] рассмотрел иное семейство симметричных распределений, где все члены имеют колокольную форму в окрестностях начала координат

$$g(k; m, \sigma) = \{\Gamma(m) [\Gamma(m - 1/2) \sqrt{(2m - 3)\pi\sigma}]\} \{1 + [k^2 / ((2m - 3)\sigma^2)]\}^{-m}. \quad (4.32)$$

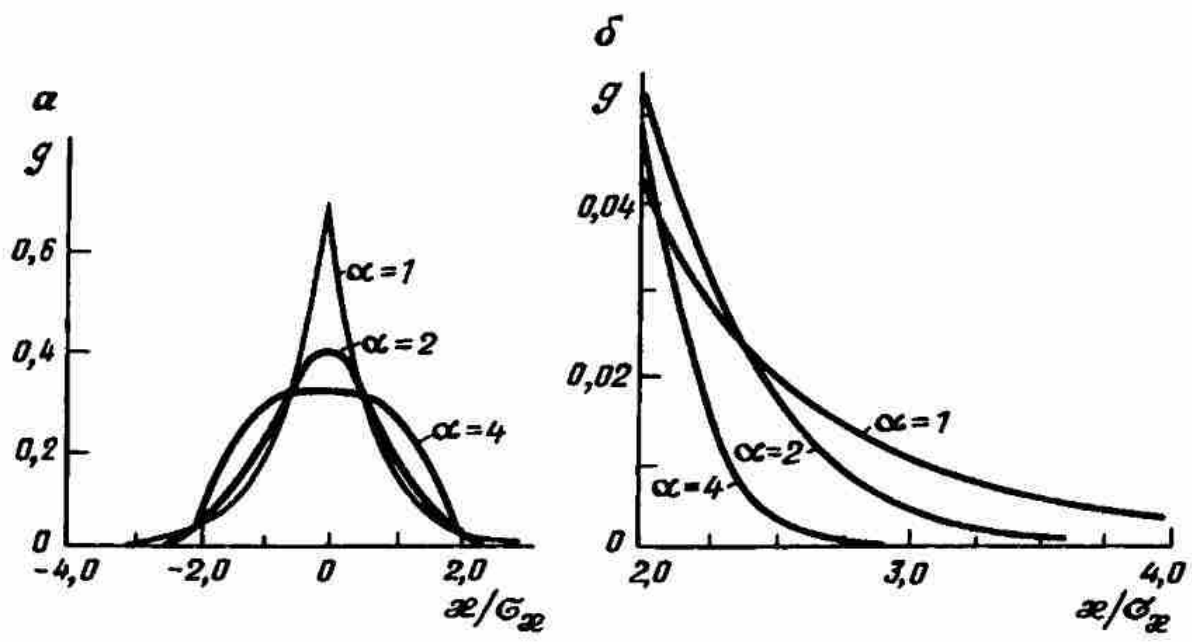


Рис. 55. Обобщенные гауссовы функции плотности вероятности процесса $k(t)$ с единичной дисперсией и $\alpha = 1, 2, 4$:

a – диапазон x/σ от $-4,0$ до $4,0$; b – диапазон от $2,0$ до $4,0$ в увеличенном масштабе

Типичная негауссовость значений k проявляется в величине куртозиса (четвертого момента относительно среднего значения, деленного на квадрат дисперсии), большего, чем для гауссового распределения, у которого куртозис равен 3. Для интервала дискретности 4 мс измеренный куртозис распределений значений k колеблется от величины, слегка превышающей 3, до 15; соответствующие значения α — от 0,6 до 1,5. Высказывается соображение, что оценка куртозиса, вероятно, является наиболее ясным указанием на негауссовость величины k . Смысл измеренных величин куртозиса в том, что подчеркивается значительная вероятность больших (по абсолютной величине) k , иначе говоря «хвостатость» эмпирических распределений.

Уолден [49] приводит результаты статистического анализа данных АК от поверхности земли до глубин 1000 ÷ 1300 м по восьми глубоким скважинам, выбранным в совершенно различных регионах с разными геологическими условиями. Плотность считалась постоянной. Наблюденные аналоговые кривые АК были оцифрованы вручную с интервалом порядка 0,3 м, с последующим интегрированием интервальных времен, переходом от эквидистантной дискретизации по глубине к эквидистантной дискретизации по вертикальному (удвоенному) времени с шагом 1 мс. С этим шагом определялись среднеинтервальные скорости и коэффициенты отражения

$$k_i = (\rho_i v_i - \rho_{i-1} v_{i-1}) / (\rho_i v_i + \rho_{i-1} v_{i-1}),$$

приписываемые кровле очередного интервала.

Для каждой последовательности k_i подсчитан спектр мощности (рис. 56), заимствованный из [49]. Все спектры на участке от приблизительно 10 Гц до некоторой точки $\omega = \omega_c$ возрастают с частотой пропорционально ω^β , где $1/2 < \beta < 3/2$; правее точки $\omega = \omega_c$ все спектры имеют облик, присущий спектрам белого шума (значения колеблются около некоторой постоянной величины).

Пологий спад влево ($1/2 < \beta < 1$) свойствен разрезам, где поток k_i чисто случаен (скв. 1–4); гораздо более крутой левый срез ($\beta \approx 3/2$) характерен для разрезов, обнаруживающих заметную периодичность. Точка ω_c для всех восьми скважин располагается в окрестностях $2\pi \cdot 120$ Гц, т.е. сейсмический диапазон частот находится в пределах левого среза всех спектров.

Установленный диапазон значений параметра β позволил авторам работы [49] предположить, что по крайней мере в сейсмическом диапазоне частот $2\pi \cdot 10$ Гц $\leq \omega \leq \omega_c$ (к которому приурочен левый срез спектров мощности) потоки $k(t)$ могут рассматриваться как АРСС (1,1)-процессы:

$$k_t = [(1 - \theta_1 z) / (1 - \Phi_1 z)] a_t,$$

где a_t — белый шум заданной дисперсии (см. раздел 4).

Оценка ФАК наблюдаемых последовательностей $k(t)$ показала (рис. 57), что разрезы скв. 1, 3, 6 практически точно описываются формализмом АРСС (1, 1), а данные по скв. 4, 5, 8 не столь однозначно согласуются с моделью АРСС. В этой связи отмечается [49], что эмпирические оценки ФАК для сравнительно коротких реализаций могут заметно отличаться от теоретических.

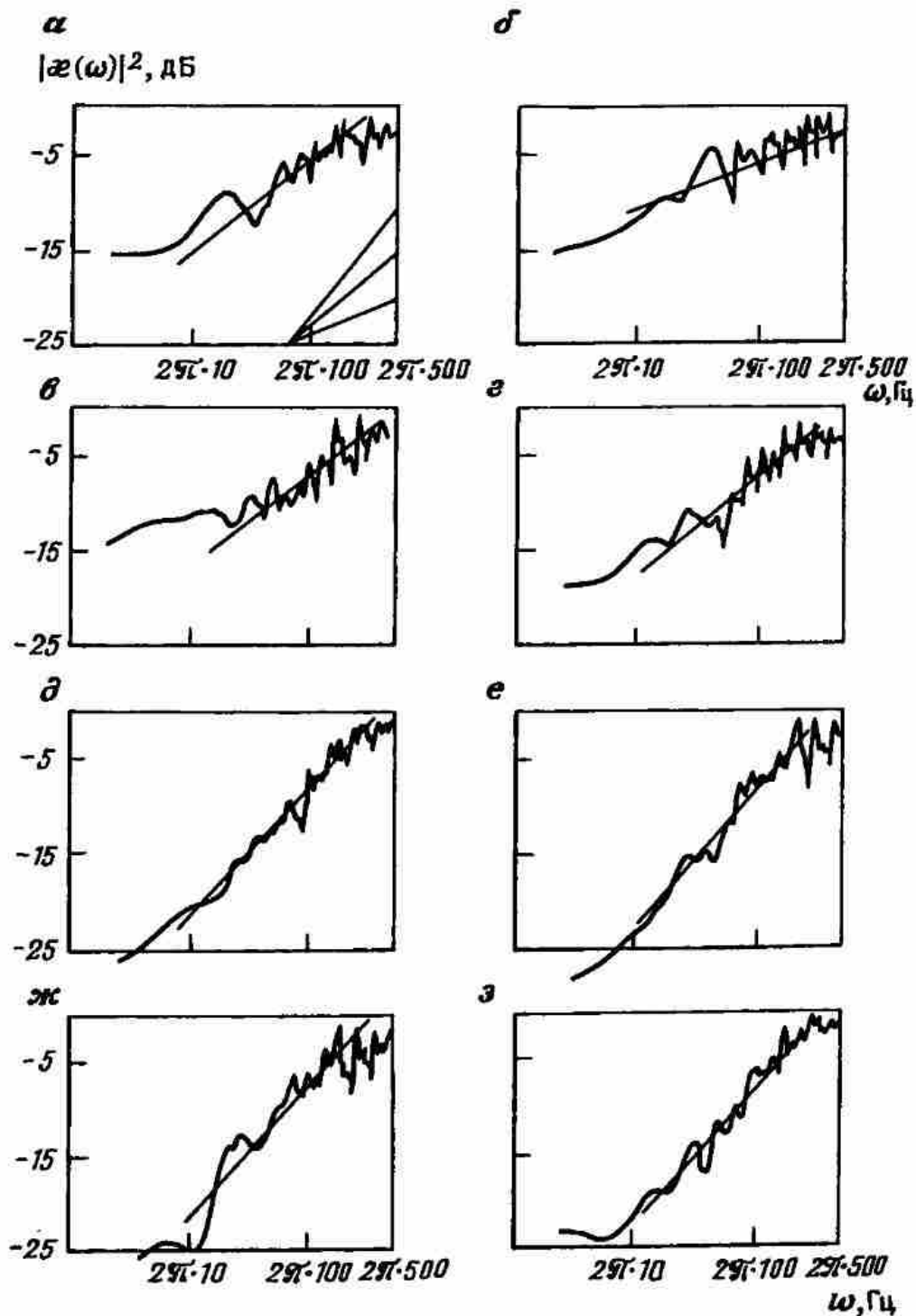
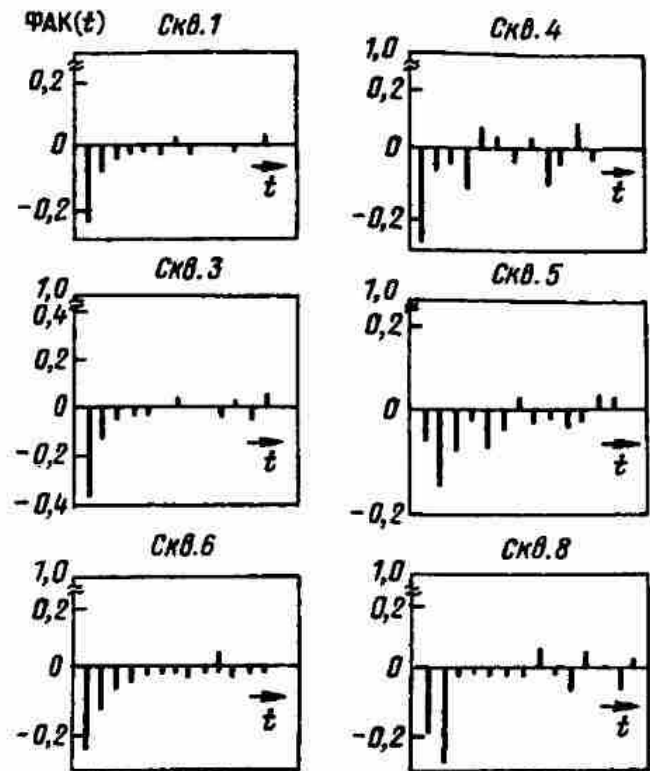


Рис. 56. Эмпирические спектры мощности коэффициентов отражения по кривым АК, дискретизированным через 1 мс:

a – наклон $\sim \omega$, скв. 1; *b* – наклон $\sim \omega^{1/2}$, скв. 2; *c* – наклон $\sim \omega$, скв. 4; *z* – наклон $\sim \omega$, скв. 6; *d* – наклон $\sim \omega^{3/2}$, скв. 3; *e* – наклон $\sim \omega^{3/2}$, скв. 7, с постоянной плотностью; *ж* – то же, с переменной плотностью; *з* – наклон $\sim \omega^{3/2}$, скв. 8

Оценка параметров θ_1 и Φ_1 при $\Delta t = 1$ мс дала значения $0,300 \leq \Phi_1 \leq 0,830$ и $0,699 \leq \theta_1 \leq 0,990$; при стандартных отклонениях, лежащих в пределах $0,004 \leq \sigma_\theta \leq 0,045$ и $0,021 \leq \sigma_\Phi \leq 0,060$ во всех случаях $\theta_1 > \Phi_1$. Повторные измерения при измененном шаге дискретизации (0,5 и 2 мс наряду с основным 1 мс) показали довольно сильное изменение параметров с изменением Δt : возрастание θ_1 и Φ_1 с переходом от 0,5 к 2 мс на 15–20% для скв. 2 и 5 и уменьшение по всем остальным скважинам, особенно сильное для группы скв. 3, 4, 6, 7, 8; при этом Φ_1 убывает

Рис. 57. Эмпирические ФАК по кривым АК, дискретизированным через 1 мс



гораздо сильнее, чем θ_1 (по скв. 8, например, с 0,648 до 0,129); вариации θ_1 превышают 10% и только по скв. 6 и 2. Таким образом, простой марковский процесс в качестве модели логарифма акустического импеданса не вполне соответствует наблюдаемым данным: по всем скважинам θ_1 отличается от 1 более чем на $2\sigma_{\theta}$, а по скв. 1, 4 и 6 — более чем на $6\sigma_{\theta}$.

Чтобы уяснить физический смысл точки излома спектра ω_c обратимся к рис. 58, где в системе координат (θ_1, Φ_1) нанесены точки, соответствующие измеренным коэффициентам θ_1 и Φ_1 по скв. 1–8, и два семейства кривых: одно характеризует так называемый параметр предсказуемости A , а второе — значение ω_c в долях частоты Найквиста $\omega_N = \pi/\Delta t$. Аппроксимация реальных потоков $k(t)$ моделью АРСС (1, 1) позволяет дать следующее определение: частота ω_c равна удвоенной

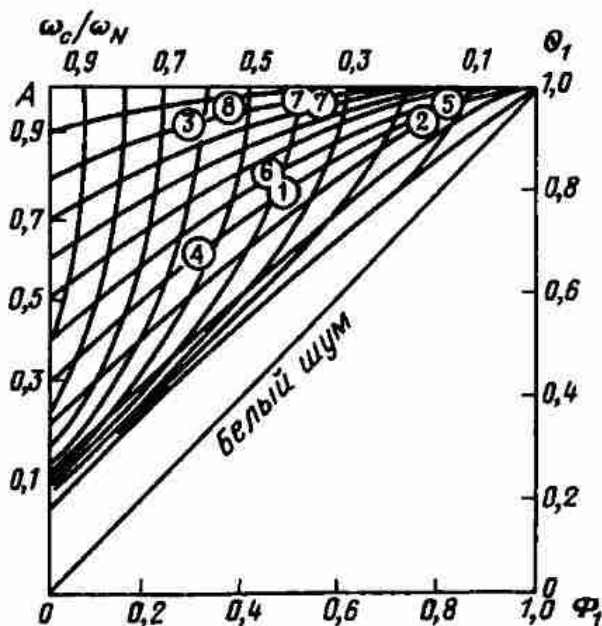


Рис. 58. Оценки авторегрессионного Φ_1 и скользящего θ_1 параметров для скв. 1–8 по отношению к семействам кривых предсказуемости $A = A(\Phi_1, \theta_1)$ и $\omega_c/\omega_N = \omega_c/\omega_N(\Phi_1, \theta_1)$

частоте, на которой спектр процесса АРСС (1, 1) снижается до половины своего максимума, достигаемого на частоте Найквиста. Это определение базируется на том, что спектр АРСС (1,1)-процесса на уровне 3 дБ возрастает пропорционально ω , и

$$\omega_c/\omega_N = \frac{2}{\pi} \cos^{-1} \left\{ \frac{(1 + \theta_1)^2 (1 + \Phi_1)^2}{2 [2\theta_1 (1 + \Phi_1)^2 - \Phi_1 (1 + \theta_1)^2]} \right\}.$$

Кривые ω_c/ω_N , соответствующие этому выражению, нанесены на рис. 60.

Аппроксимация потоков $\kappa(t)$ моделью АРСС (1, 1) позволяет также количественно охарактеризовать такую важную для нас особенность, как коррелированность потока по t , в том числе его периодичность. Для этого может быть использован параметр предсказуемости, введенный Баттаглия [49]. Этот параметр показывает, насколько хорошо очередной коэффициент случайного временного ряда можно предсказать по всем предшествующим и последующим коэффициентам с помощью линейного интерполирующего фильтра. Для АРСС (1, 1)-процесса этот параметр

$$A = 2 [(\Phi_1 - \theta_1)^2 (1 - \Phi_1 \theta_1)] / \{ [1 - \Phi_1^2 + (\Phi_1 + \theta_1)^2] [1 - \theta_1^2 + (\Phi_1 - \theta_1)^2] \}. \quad (4.33)$$

Семейство кривых $A(\Phi_1, \theta_1)$ также нанесено на рис. 58.

Из рис. 58 видно, что параметр A четко разделяет совокупность потоков $\kappa(t)$ на два подмножества: с высокой (скв. 3, 7, 8, $A \geq 0,8$) и низкой (остальные скважины) предсказуемостью, иначе говоря, с высокой и низкой ($A \leq 0,4$) коррелированностью, выражающейся в наличии заметной периодичности даже при усреднении на интервале более 1 с. При $\theta_1 = 1$ параметр $A=1$, т.е. процесс становится полностью линейно детерминированным в том смысле, что интерполяция дает точное значение процесса в любой его точке.

Возникает вопрос: не могут ли быть рассматриваемые потоки $\kappa(t)$ марковскими процессами, т.е. авторегрессионными рядами АР(1), с наложенными случайными некоррелированными погрешностями измерения (такое наложение превращает модель АР(1) в АРСС (1, 1), см. раздел 4). Оказывается [49], для этого необходимо, чтобы в модели АРСС (1, 1) при $q = p = 1$ соблюдалось условие

$$(1 + \Phi_1^2)^{-1} > \theta_1 [(1 + \theta_1^2) \Phi_1]^{-1} \geq 0,$$

из которого следует, что при этом должно выполняться неравенство $\Phi_1 > \theta_1$. Фактически для всех анализированных потоков наблюдалось $\theta_1 > \Phi_1$, т.е. рекурсивный (марковский) процесс I порядка как возможная модель рассмотренных в работе [49] потоков $\kappa(t)$ должен быть отвергнут.

Параметры θ_1 и Φ_1 однозначно определяют спектр

$$\tilde{p}(\omega) \sim (1 + \theta_1^2 - 2\theta_1 \cos \omega \Delta t) / (1 + \Phi_1^2 - 2\Phi_1 \cos \omega \Delta t), \quad 0 < \omega < \pi/\Delta t,$$

аппроксимирующий измеренный спектр мощности для данного потока $\kappa(t)$.

Следует заметить, что изменение интервала дискретизации Δt по-разному сказывается на слабо- и сильнокоррелированных потоках: первые выглядят по-разному при $\Delta t = 0,5$ мс и $\Delta t = 2$ мс, а вторые - практически одинаково.

4.5. СПЕКТРЫ МОЩНОСТИ ЛОГАРИФМА АКУСТИЧЕСКОГО ИМПЕДАНСА

Дифференцирование функций эквивалентно умножению на $i\omega$ их фурье-образов. Поэтому из соотношения $\kappa(t) = (1/2)d[\ln \gamma]$ вытекает, что спектр мощности $P_\gamma(\omega)$ логарифма акустического импеданса пропорционален спектру мощности потока $\kappa(t)$, деленному на ω^2 . Опираясь на выявленную выше закономерность $P_\kappa(\omega) \sim \omega^\beta$, $1/2 \leq \beta \leq 3/2$, приходим к выводу что, по крайней мере для некоторого диапазона частот, должна существовать пропорциональность $P_\gamma(\omega) \sim \omega^2 P_\kappa(\omega) \sim \omega^\alpha$, где $\alpha = \beta - 2$, т.е. $-3/2 < \alpha < -1/2$, или $P_\gamma(\omega) \sim \omega^{-\beta}$, или для середины диапазона значений β $P_\gamma(\omega) \sim \omega^{-1}$. Случайные процессы (шумы) с $P(\omega) \sim \omega^{-1}$ хорошо известны. Рассмотрим спектр процесса, введенного в разделе 4.1.1 в качестве одного из вариантов модели зависимости акустического импеданса γ (или логарифма γ) от времени: последовательность ступенек, высота которых dt имеет нулевое среднее и не коррелирована от ступеньки к ступеньке, а скачки (границы между ступеньками) появляются через интервалы Δt , образующие пуассоновский процесс с параметром $\lambda = 1/\tau_0$ (рис. 59). Функция автокорреляции такого процесса имеет вид $\text{ФАК} = \exp(-\lambda|\tau|)$.

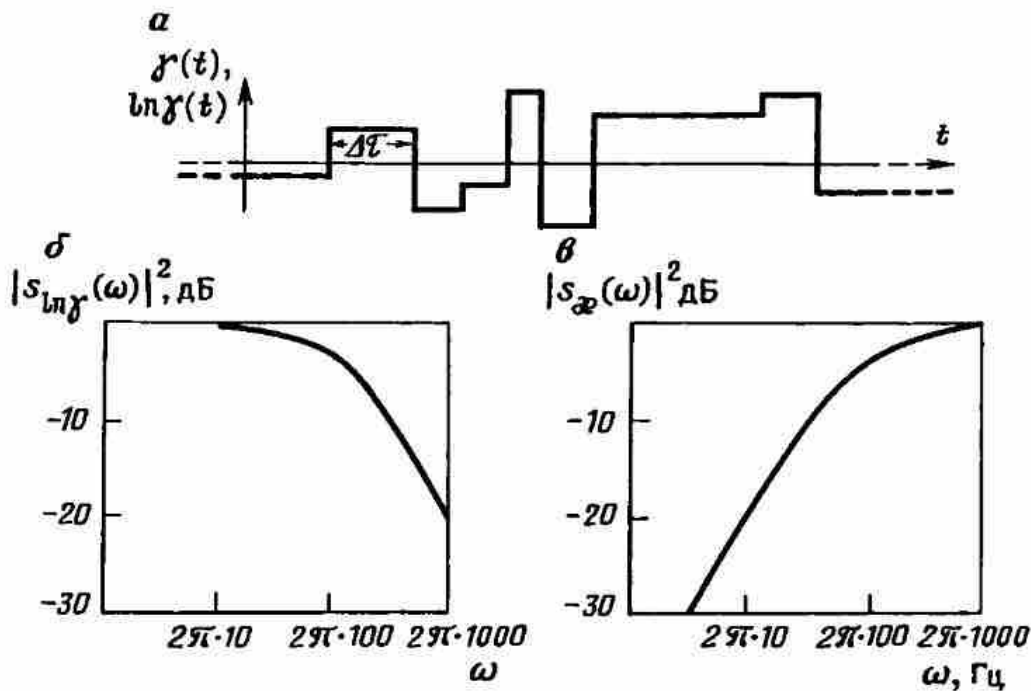


Рис. 59. Спектр случайного процесса $\gamma(t)$ или $\ln \gamma(t)$ с пуассоновским распределением интервала Δt

a пример реализации; *b* спектр мощности $|s_{\ln \gamma}(\omega)|^2$ процесса; *c* спектр мощности $|s_x(\omega)|^2$ производной процесса (по гока коэффициентов отражения)

Спектр мощности такого процесса

$$P_{\gamma}(\omega) \approx \tau_0 / [1 + (\omega/\lambda)^2]$$

(лоренцовская форма спектра). Для $\omega \gg 1/\tau_0$ такой спектр $P_{\gamma}(\omega) \approx 1/\omega^2$, а для $\omega \ll 1/\tau_0$, $P_{\gamma}(\omega)$ не зависит от ω , в промежутке $P_{\gamma}(\omega) \sim 1/\omega$. Для $P_{\gamma}(\omega)$ этот промежуток располагается по оси частот справа от сейсмического диапазона. Если же от $P_{\gamma}(\omega)$ перейти к $P_{\kappa}(\omega) = \omega^2 P_{\gamma}(\omega)$, то получим спектр, облик которого сходен с эмпирически найденными оценками $|\kappa(\omega)|^2$ для потоков $\kappa(t)$ по скв. 1, 2, 4–6, не обнаруживающих заметной цикличности (коррелированности). Для логарифма акустического импеданса потоков $\kappa(t)$, обладающих периодичностью, лучшей аппроксимацией автокорреляционной функции является

$$\text{ФАК} = \exp(-\lambda|\tau|) \cos \omega_0 \tau.$$

Для суммы конечного числа потоков (4.2), где каждое слагаемое соответствует определенному уровню в иерархии формационных объектов, спектр суммы является суммой спектров в предположении независимости уровней. Исходя из положения, что реальные разрезы $\gamma(t)$ занимают промежуточное положение между полностью случайными, некоррелированными процессами и полностью детерминированными, периодически вида (4.6), определим вид спектров для крайних позиций этого диапазона. Для полностью случайных $\ln \gamma(t)$, представленных суммой марковских процессов с разными τ_0 , распределенными по некоторому закону

$$g(\tau_0) = \begin{cases} 1/\tau_0, & \tau_1 < \tau_0 < \tau_2 \\ 0, & \tau < \tau_1; \quad \tau > \tau_2 \end{cases} \quad (4.34)$$

имеем

$$P_{\Sigma\gamma}(\omega) = \int_{\tau_1}^{\tau_2} P_{\gamma}(\omega, \tau_0) g(\tau_0) d\tau_0 \sim \\ \sim \frac{1}{\omega} \operatorname{arctg} \{ [\omega(\tau_2 - \tau_1)] / [1 + \omega^2 \tau_1 \tau_2] \}.$$

Для $\tau_2/\tau_1 = 10, 100$ и 1000 при $\tau_1 = 0,01/2\pi$ расчетный спектр $P_{\Sigma\kappa}(\omega)$ изображен на рис. 60. Заметим, что при фиксированном τ_1 отношение τ_2/τ_1 определяет форму спектра, в то время как при фиксированном отношении τ_2/τ_1 спектр можно двигать вдоль оси ω , меняя τ_2 , либо τ_1 .

Сравнивая графики на рис. 60 с эмпирическими спектрами на рис. 56, можно грубо оценить значения τ_1 и τ_2 , при которых расчетный спектр ансамбля процессов с параметрами τ_0 , заданными распределением (4.34) в пределах $\tau_1 < \tau_0 < \tau_2$, наилучшим образом аппроксимирует очередной эмпирический спектр. При этом выявляется четкая закономерность: коррелированные разрезы по скв. 3, 7, 8, сформированные в результате монотонного [судя по однородному облику кривой $\kappa(t)$] быстрого осадконакопления в течение одного геологического периода характеризуется малым отношением τ_2/τ_1 порядка $5 \div 10$, тогда как «неупорядоченные» разрезы скв. 1, 2, 4, 6, сформировавшиеся в результате смены нескольких режимов осадконакопления [неоднородный

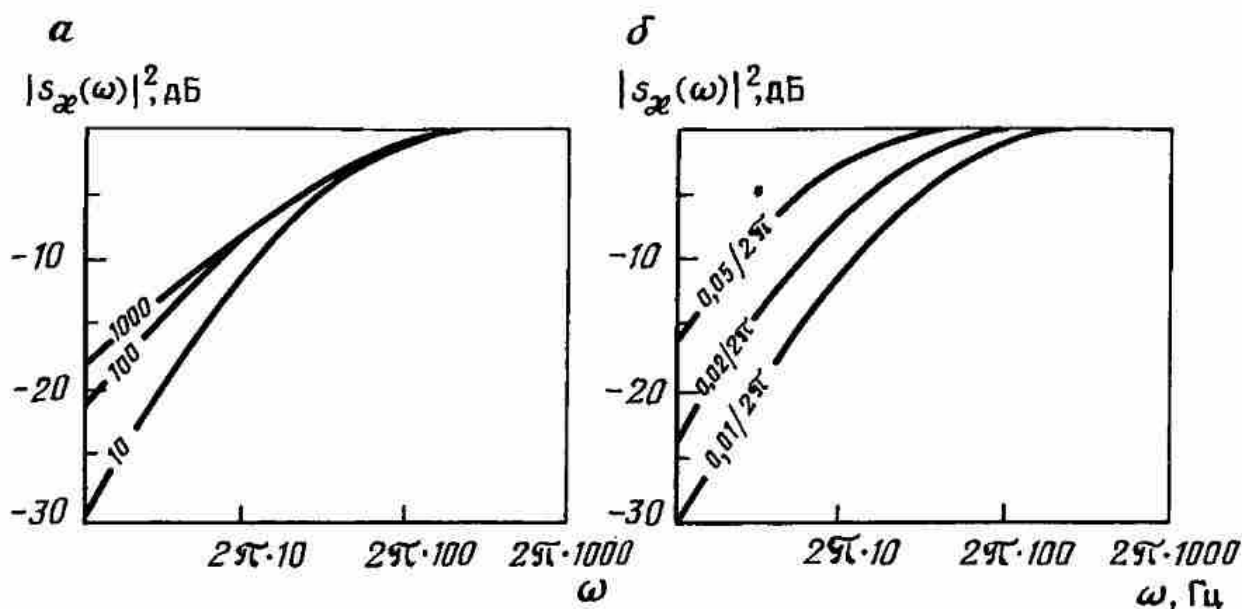


Рис. 60. Спектры мощности суммы (4.2) марковских потоков: $\tau_1 < \tau_0 < \tau_2$:
 а $\tau_1 = \text{const} = 0,01/2\pi$, шифр кривых τ_2/τ_1 ; б $\tau_2/\tau_1 = \text{const} = 10$, шифр кривых τ_1

облик кривой $\kappa(t)$] и охватывающие более значительный стратиграфический интервал (например, по скв. 1 и 2 – соответственно от юрских по неогеновые отложения и от ордовикских по меловые), характеризуются отношением $\tau_2/\tau_1 = 1000$ (в трех скважинах из четырех). Величина τ_2/τ_1 четко коррелируется с индексом «предсказуемости» A (4.33): размерам с повышенной предсказуемостью неизменно отвечает пониженное отношение τ_2/τ_1 .

Приведенный пример статистического анализа акустических разрезов убедительно иллюстрирует следующие основные положения структурно-формационного подхода:

осадочным разрезам в большей мере свойственны упорядоченность и ритмичность, нежели полная неупорядоченность, присущая белому шуму;

стационарный (в частности ритмичный) процесс осадконакопления может быть описан моделью статистически однородного процесса (или суммы однородных процессов с близкими статистическими параметрами, конкретно параметрами τ_0). Ритмичность такого процесса отчетливо выявляется при статистическом подходе, реализованном в работе [49];

статистический анализ разреза, сформированного в результате нескольких наложенных или сменяющих друг друга однородных режимов осадконакопления, успешно выявляет наличие этих режимов (если они характеризуются большими различиями своих статистических параметров, например, параметров τ_0), но не вскрывает иерархии этих процессов, в частности, их возможной разнесенности в геологическом времени и, следовательно, различной пространственной локализации в разрезе. В то же время при попытке охватить такой составной процесс какой-либо единой однородной (не суммарной) моделью наилучшей оказывается модель, характеризующая процесс как хаотический, неупорядоченный. Последний результат не должен казаться неожиданным – он предсказан теорией (см. раздел 4.1). В этом результате отчетливо проявляется ограниченность чисто статистического подхода, рассматривающего ана-

лизируемые процессы в нерасчлененном виде как однородные: статистика имеет смысл только по отношению к достаточно однородным совокупностям. Очевидно, что более содержательный в геологическом смысле результат дало бы разбиение разрезов по скв. 1, 2, 4, 6 на более короткие временные интервалы, каждый из которых охватывал бы единый режим осадконакопления, и анализ каждого такого интервала индивидуально. В самом деле, обычный спектральный анализ длинного «свипа» при вибрационном возбуждении, который может служить аналогом сейсмоциклита, не выявляет его важнейшей характеристики – квазипериодической, четко упорядоченной структуры. Для выявления этой структуры необходим спектрально-временной анализ со скользящим окном или набором фиксированных окон. Однако в рамки статистического подхода, последовательно реализованного в работах [47], [49] и др., такая технология не вписывается.

4.6. ДВУМЕРНЫЕ И ТРЕХМЕРНЫЕ ЭФФЕКТИВНЫЕ СЕЙСМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ

Двух- и трехмерное моделирование с одной стороны, и одномерное – с другой, существенно различаются между собой как по принципам, так и по технике. В то же время между двух- и трехмерным моделированием принципиальной разницы нет. Поэтому здесь рассматриваются в основном двумерные модели; специфика трехмерного моделирования оговаривается лишь в отдельных нетривиальных случаях.

4.6.1. Общая модель временного разреза

Даже в рамках одного метода отраженных волн одним и тем же геологическим объектам соответствуют разные двух- и трехмерные ЭСМ в зависимости от реализованных систем наблюдения, способов группировки данных и стадий обработки (профильное и непродольное, горизонтальное и вертикальное профилирование; площадные наблюдения; сейсмограммы ОГТ, ОТВ, ОТП, ОУ (общего удаления); временные разрезы до и после миграции; глубинные разрезы и т.п. Поскольку предметом настоящей книги является в основном стадия интерпретации, из всего этого множества мы взяли только область временных разрезов – основных объектов интерпретации; в отдельных случаях рассмотрены также горизонтальные срезы по данным объемной сейсмоки и структурные карты по данным МОВ – материалы, получаемые опять-таки из временных разрезов.

Известно [22], что временной разрез ОГТ, построенный для конкретной геологической среды, эквивалентен записи сейсмического поля, которую теоретически можно получить, заменив в среде все точки, обладающие ненулевой отражающей (рассеивающей) способностью к, элементарными источниками с интенсивностью, пропорциональной к, срабатывающими одновременно в момент $t = 0$, а скорость v в среде заменить на $v/2$. Такая воображаемая среда называется моделью с взрывающимися границами.

Представим себе, что в исследуемом полупространстве $z > 0$ имеется единственная точечная неоднородность с координатами $X_{ijk} = (x_i, y_j, z_k)$

и рассеивающей способностью $\kappa = \kappa(X_{ijk})$. Привлекая формализм модели с взрывающимися границами, допустим, что в момент $t = 0$ в этой точке сработал источник, испустивший импульс типа δ -функции $\delta(t)$. На поверхности наблюдения $z = 0$ будет зарегистрировано поле $u_{ijk}(X, t)$, $X = (x, y, z = 0)$, которое представим в виде

$$u_{ijk}(X, t) = \kappa(X_{ijk}) G(X - X_{ijk}, t), \quad (4.35)$$

$$t = 2r/v, \quad r = \sqrt{(X - X_{ijk})^2},$$

где $G(X - X_{ijk})$ – оператор, обеспечивающий отображение неоднородности среды в произвольной точке X_{ijk} в поле $u(X)$ на поверхности $z = 0$. Известно, что если $u(X)$ – это временной разрез, то $G(X - X_{ijk})$ – это динамический пространственный годограф в области временного разреза волны, дифрагированной на точке X_{ijk} .

Допустим теперь, что та или иная рассеивающая неоднородность встречается в каждой точке полупространства $z > 0$. Иначе говоря, среда характеризуется трехмерной зависимостью рассеивающей способности от координат пространства. В слоистой толще, например, ненулевые κ будут приурочены к границам раздела слоев (отражающим границам) и узлам дифракции. Задав функцию $\kappa(X_{ijk})$ на равномерной сетке с как угодно малыми интервалами дискретизации Δx , Δy и Δz , так что $x_i = i \Delta x$, $y_j = j \Delta y$, $z_k = k \Delta z$, в силу принципа суперпозиции (нелинейные эффекты отсутствуют) на поверхности наблюдения $z = 0$ будет сформировано поле

$$u(X) = \sum_i \sum_j \sum_k u_{ijk}(x, t) = \sum_i \sum_j \sum_k \kappa(X_{ijk}) G(X - X_{ijk}), \quad (4.36)$$

$$t = 2r/v, \quad r = \sqrt{(X - X_{ijk})^2}.$$

Допустим теперь, что элементарные источники испускали не импульсы типа $\delta(t)$, а импульсы ненулевой длительности $s_b(t)$, и что среда обладает определенным фильтрующим действием, описываемым импульсной реакцией $s_c(t)$, так что на поверхности наблюдения регистрируется импульс $s(\tau) = s_b(t) * s_c(t)$. Тогда вместо (4.36) получим

$$u_{ijk}(X, \tau) = \sum_i \sum_j \sum_k \sum_\tau \kappa(X_{ijk}) G(X - X_{ijk}, t) s(\tau - t). \quad (4.37)$$

Это – уравнение четырехмерной свертки: по всем пространственным координатам и по времени. Сравнивая это уравнение с общей моделью (4.2) для одномерной среды, видим, что оператор $G(X - X_{ijk}, t)$ играет роль, аналогичную импульсу $s(\tau - t)$: если временной импульс $s(\tau)$ в формуле (4.37) каждой ненулевой неоднородности $\kappa(t)$, $t = 2z/v$ среды ставит в соответствие волну $\kappa s(\tau - t)$ в поле сейсмограммы $u(t)$, то оператор $G(X - X_{ijk}, t)$ в формулах (4.36), (4.37) каждой ненулевой неоднородности $\kappa(X_{ijk})$ среды ставит в соответствие дифрагированную волну с гиперболическим пространственным годографом $t = 2r/v$. Поэтому по аналогии с временным сейсмическим импульсом $s(\tau)$ оператор $G(X, X_{ijk})$ можно назвать пространственным сейсмическим импульсом.

Свертка $\sum_i G(X - X_{ijk}, t) s(\tau - t)$ является изображением упомянутой волны при той же форме записи, которая обычно наблюдается на сейсмограмме; это – полный пространственно-временной сейсмический импульс.

Следует заметить, что приведенное здесь чисто умозрительное обоснование модели (4.37) строго выводится из волнового уравнения или уравнения Кирхгофа [22].

Для структурно-формационной интерпретации первостепенный интерес представляет функция $\kappa(X_{ijk})$, непосредственно характеризующая среду, причем, как и в одномерном случае, принципиальной особенностью подхода к обработке и интерпретации является положение об иерархической упорядоченности среды. Следует заметить, что двух- и трехмерным моделям приписывается определенная упорядоченность и при традиционной обработке. Это проявляется прежде всего в том, что вся обработка и интерпретация в МОВ настроены на выделение и прослеживание отраженных волн, приуроченных к протяженным границам пластов (а не, скажем, дифрагированных волн, приуроченных к случайно распределенным в среде локальным неоднородностям, хотя на сейсмограммах ОГТ разница между поведением отраженных и дифрагированных волн невелика); на концепцию протяженных границ опираются вся интерпретация, а также все методы повышения отношения сигнал/помеха в области временного разреза, способы коррекции статических, а в значительной мере и кинематических поправок и т. п. Однако принцип иерархии формационных объектов в традиционной технологии обработки и интерпретации почти не используется.

В СФИ этот принцип выдвигается на первый план. В соответствии с этим трехмерное поле $\kappa(X_{ijk})$ рассеивающей способности среды будем рассматривать как сумму иерархически упорядоченных (не только по z , но по всем трем координатам) компонент:

$$\kappa(X_{ijk}) = \sum_m \kappa_m(X_{ijk}) \quad (4.38)$$

так что вместо (4.37) структурно-формационная модель сейсмической записи на временном разрезе – трехмерном массиве $u(X, \tau)$, имитирующем площадные наблюдения по методу центровых лучей – представляется соотношением

$$u(X, \tau) = \sum_m \sum_i \sum_j \sum_k \sum_t \kappa_m(X_{ijk}) G(X - X_{ijk}, t) s(t - \tau), \quad (4.39)$$

или, более компактно, в символической форме

$$u = \sum_m \kappa_m *_{x} G *_{t} s, \quad (4.40)$$

где символы $*_{x}$ и $*_{t}$ означают свертки по пространственным и временным координатам соответственно.

Перейдем к рассмотрению модели компонент (4.35)–(4.40).

4.6.2. Компонента $\kappa = \sum_m \kappa_m$ двух- и трехмерных моделей

Опираясь на имеющийся, небольшой пока, опыт двух- и трехмерного моделирования и придерживаясь введенной в гл. 1 иерархии формационных объектов, можно выделить (условно, конечно) три уровня моделей κ_m : микро-, миди- и макро. К первому уровню отнесены объекты, которые по своим пространственным размерам соизмеримы с преобладающей длиной волны сейсмического импульса или меньше ее: это – локальные рассеивающие неоднородности, случайно распределенные по объему среды, и шероховатость отражающих и преломляющих границ. Ко второму уровню отнесены структурные и литологические неоднородности типа несогласий, клиноформ, локальных складок, куполов, линз, биогермных построек и другие, – т. е. объекты, пространственные размеры которых больше длины сейсмических волн на один-два порядка. Это – пространственные размеры тел, с которыми в нефтяной геологии связаны ловушки углеводородов и которые являются непосредственными объектами поискового и разведочного этапов. Третий уровень образуют модели совокупностей геологических тел, например антиклинальных складок, а также модели крупнейших элементов тектоники и напряженного состояния участков земной коры – рифтовых зон, крупных разломов, кольцевых структур, зон трещиноватости и т. п. Это в основном объекты регионального этапа работ. Подчеркнем сразу же, что эти модели не альтернативны – они относятся к разным ступеням иерархии ФО и характеризуют разные уровни организации геологического пространства. Поэтому такой объект, как, скажем, локальное рифовое тело, должен описываться сочетанием моделей для всех трех уровней – геометрии контуров и распределения физических свойств в пределах рифа (мидиуровень), степени гладкости и резкости поверхностей, определяющих эту геометрию (микроуровень), принадлежности данного рифового тела к соответствующей фациальной и палеоморфологической зоне в пределах регионального карбонатного массива (макроуровень).

Ниже рассмотрены модели микро- и мидиуровней.

4.6.3. Микроуровень – одиночные неоднородности и шероховатость границ раздела

Неоднородность, размер которой порядка длины сейсмической волны и менее, взятая изолировано, рассматривается как рассеивающая точка с некоторым свойственным ей коэффициентом рассеяния κ . Моделью такого объекта является пространственная дельта-функция, факторизованная коэффициентом рассеяния, т. е. $\kappa \delta(X' - X_{ijk})$, где $X_{ijk} = x_i, y_j, z_k$ и $X' = x', y', z'$ точка, к которой приурочена неоднородность, и остальные точки среды. В соответствии с изложенным в разделе 4.2.1. сейсмическим образом $U(X, t)$ такой рассеивающей неоднородностью в поле сейсмического разреза по профилю $y = 0$ является импульсная реакция на единичное воздействие:

$$U(X, t) = \sum_{X'} \sum \kappa \delta(X' - X_{ijk}) G(X - X') s(t - t_0) = \quad (4.41)$$

$$= \kappa G(X - X_{ijk}) s(t - \tau),$$

где t_0 – время пробега от точки X_{ijk} до текущей точки наблюдения.

Это – хорошо известная запись дифрагированной волны на временном разрезе. Подчеркиваем, что наличие отчетливой дифрагированной волны отнюдь не означает, что дифрагирующая точка находится в плоскости профиля; она может находиться, в принципе, и на поверхности земли сбоку от профиля. В случае $y_j \neq 0$ лишь площадные наблюдения и трехмерная миграция позволяет получить изображение неоднородности в той области пространства, где находится сама неоднородность; при $y_j > 0$ для этого достаточно двумерной миграции по профилю $y = 0$. В любом случае образом неоднородности на мигрированном разрезе будет не точка, а плоская (или пространственная) зона, размеры которой соизмеримы с зоной Френеля по горизонтали и длиной отфильтрованного импульса $s(t)$ по вертикали.

Образом рассеивающей точки на срезе $t = \text{const}$ до миграции является темное или светлое круговое (при отсутствии горизонтального градиента скорости) пятно, если срез сделан в интервале $\tau < t < \tau + T/2$, где $\tau = 2z_k/v$ и T – период отфильтрованного импульса [обозначим его $s(\tau)$], или ряд чередующихся темных и светлых концентрических окружностей – фаз импульса $\tilde{s}(\tau)$, если $t > \tau + T/2$.

Перейдем к дискретным совокупностям рассеивающих точек – объектам, расстояния Δl между которыми существенно ненулевые.

Из двух классов таких совокупностей: локальных случайных включений и шероховатостей сейсмических границ – первый влияет в основном на сейсмический импульс $s(t)$ и является одной из компонент аддитивных помех $N(X, t)$ – слабoreгулярного фона, тогда как второй непосредственно определяет специфику проявления объектов более высокого иерархического уровня в волновом поле. Потому в настоящем разделе рассмотрена только шероховатость границ.

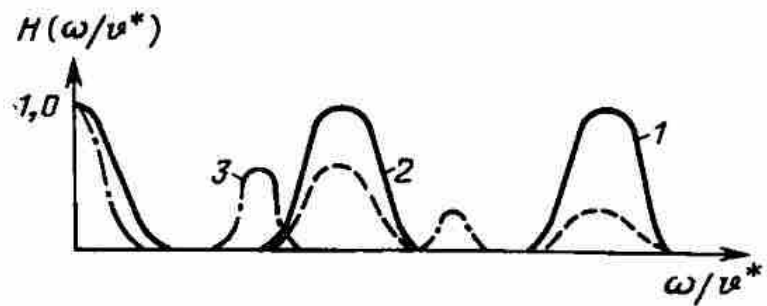
Теория отображения шероховатости отражающих границ в сейсмическом поле базируется на представлении о расположенной в двумерной среде прямолинейной границе, вдоль которой размещены рассеивающие точки; промежутки между точками акустически прозрачны. Таким образом, в терминах теории интерференционного приема граница моделируется бесконечной группой рассеивающих элементов. Отражающие свойства такой границы описываются спектральной характеристикой отражения [37], полностью аналогичной спектральной характеристике направленности в частотной теории группирования. При нулевых промежутках между элементами (непрерывная группа) спектральная характеристика отражения

$$H(\kappa_k, v^*, l, \omega) = \int_{-\infty}^{\infty} \kappa(l) e^{-i \frac{\omega}{v^*(l)} l} dl,$$

где l – абсцисса точки границы; $\kappa(l)$ – коэффициент рассеяния в точке l ; ω – частота сейсмических волн; v^* – их кажущаяся скорость, определяе-

Рис. 61. Спектральные характеристики периодически шероховатой границы:

1 для гармонического колебания $l = l_1$;
 2 для импульсного колебания, с преобладающей частотой ω_0 , $l = l_1$; 3 то же, что и 2, при $l = l_2 < l_1$



мая через кажущиеся (по отношению к границе) скорости v_n^* и v_o^* падающей и отраженной волн:

$$1/v^*(l) = 1/v_n^*(l) + 1/v_o^*(l).$$

В общем случае характеристика $H(\kappa, v^*, l, \omega)$ может иметь произвольную форму. Количественно исследован случай, когда рассеивающие элементы расположены с постоянным интервалом $\Delta l = \text{const}$, так что $l = k \Delta l$, $k = 1, 2, \dots$; $\kappa(l) = \kappa(k \Delta l) = \text{const} = \kappa$; волны – плоские, т. е. $v^*(l) = \text{const} = v^*$. Тогда

$$H(\kappa, v^*, l, \omega) = H(\omega/v^*) = \kappa \sum_{k=-\infty}^{\infty} e^{-i(\omega/v^*)k \Delta l}. \quad (4.42)$$

В формуле (4.42) спектральная характеристика $H(\omega/v^*)$ количественно отображает все характерные свойства равномерных групп элементов интерференционной системы (рис. 61): зависимость от отношения частоты ω сейсмического поля к кажущейся скорости v^* по отношению к границе; зависимость от шага Δl , выражающаяся в растяжении (сжатии) характеристики вдоль оси $\gamma = \omega/v^*$ при сокращении (увеличении) шага Δl ; наличие побочных экстремумов по обе стороны от главного (которому соответствует зеркальное отражение); скачкообразное изменение направления распространения отраженной волны при переходе от основного максимума к побочным первого порядка и далее при переходе от n -го порядка побочной волны к $n + 1$ -му; постепенное уменьшение амплитуды побочных максимумов по мере удаления от главного для преобладающей частоты ω сейсмического импульса, что связано с ограниченным числом экстремумов этого импульса. Для каждой спектральной составляющей ω огибающая характеристики, разумеется, горизонтальна (см. рис. 63).

Граница проявляет себя как акустическая дифракционная решетка. Дифрагированные волны m -го порядка распространяются под углом θ_m к нормали, заданным формулой

$$\sin \theta_m = \sin \theta + m\lambda/\Delta l,$$

где θ – угол падения, $\lambda = v/\omega$ – длина волны на частоте ω ; v – скорость волн; $m = 0, \pm 1, \pm 2, \dots$, причем случай $n = 0$ соответствует зеркальному отражению. При $\Delta l < \lambda/2$ это выражение имеет смысл только для зеркальной компоненты, т. е. побочные волны не образуются.

В природе границы с точно периодической шероховатостью не встречаются. Однако, как свидетельствует опыт применения МРНП, во многих случаях шероховатая граница может быть охарактеризована некоторым средним (эффективным) горизонтальным размером неодно-

родностей, имеющим четкий физический смысл: при данном ω_0 на реальных записях наблюдаются побочные волны, характеризующиеся такими направлениями распространения, которые отвечают определенному $\Delta l_{\text{зф}}$. В терминах технологии МРНП величина $l_{\text{зф}}$ имеет следующее определение:

$$l_{\text{зф}} = \pi m \Delta x / [\omega (\delta t_{\text{п}} - \delta t_{\text{з}})],$$

где $\delta t_{\text{п}}$ и $\delta t_{\text{з}}$ – временные сдвиги соответственно побочной и зеркальной компонент на базе приема Δx при РНП; m – порядок побочной волны; граница предполагается горизонтальной.

Для практического использования удобнее формула [37]

$$l_{\text{зф}} = 2\pi v_{\text{ср}} / [\omega (\sin \theta_{\text{п}} - \sin \theta_{\text{з}})],$$

где $\theta_{\text{п}}$ и $\theta_{\text{з}}$ – углы отражения соответственно побочной и зеркальной волн, измеряемые непосредственно на разрезе МРНП (рис. 62). Современный уровень представлений о возможностях сейсмического метода в сочетании со структурно-формационным подходом позволяет дополнить сложившуюся в 60-е годы сейсмическую модель шероховатых границ следующим образом.

1. Использование модели (4.40), включающей пространственно-временной сейсмический импульс $G(X_{ijk}, t) * s(t)$, позволяет трактовать формирование зеркальной и побочной компонент в чрезвычайно простой и наглядной форме изображения временного разреза (рис. 63). Из рисунка непосредственно следует частотная зависимость проявлений шероховатости в сейсмическом поле: разрастания амплитуд, отвечающие зеркальным и побочным волнам, формируются на тех направлениях распространения или на тех v^* , при которых одноименные экстремумы динамических годографов волн, дифрагированных на соседних неоднородностях, сдвинуты на $n\lambda$, где $\lambda = \omega/v$ – длина волны, а $n = 0, \pm 1, \pm 2, \dots$, причем 0 соответствует зеркальной компоненте, остальные – побочным волнам 1, 2, ... порядков. При $\Delta l_{\text{зф}} \ll \lambda$ побочные волны не образуются; такие границы в иерархии ФО целесообразно выделить в самостоятельный класс матовых границ: их коэффициент отражения является слабо частотнозависимым и в общем случае меньшим, чем у вполне гладких границ. При $\Delta l_{\text{зф}} \geq 3 \div 4\lambda_0$ (здесь λ_0 – преобладающий период, так что величина $3 \div 4\lambda_0$ определяет длину сейсмического импульса) пространственно-временные импульсы от отдельных дифрагирующих элементов регистрируются в виде разрешенных дифрагированных волн; в иерархии формационных объектов наличие таких неоднородностей следует понимать не как шероховатость, а как гофрированность сейсмических границ; проявления гофрированности, в особенности в пограничной области $\Delta l_{\text{зф}} \approx 2 \div 3\lambda_0$ могут быть весьма своеобразны (рис. 64).

Нетрудно видеть, что все три выделенных подкласса микрообъектов матовость, шероховатость и гофрированность – вполне укладываются в аддитивную модель (4.2).

2. В предыдущих рассуждениях рассеивающие неоднородности считались точечными. Представим себе теперь, что в случае $\Delta l_{\text{зф}}$ порядка λ и менее (классы шероховатых и матовых границ) неоднородность границы

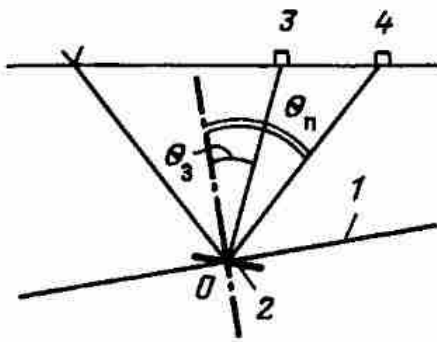


Рис. 62. Площадки, построенные по зеркальным (1) и побочным (2) волнам на разрезе МРНП (3 4 — центры баз приема зеркальной и незеркальной волн от площадок с центром в точке 0)

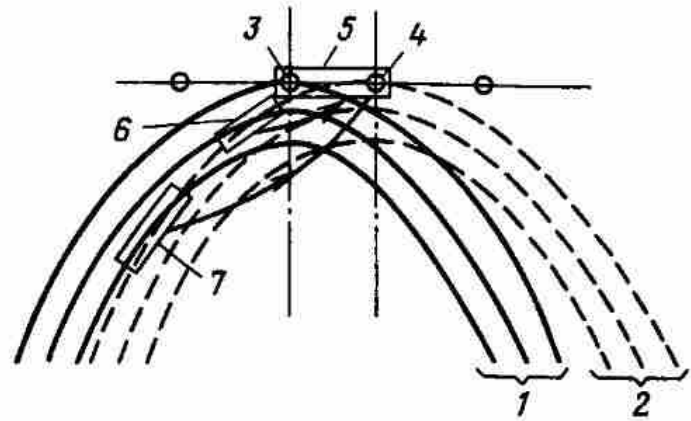


Рис. 63. «Трехфазные» дифрагированные волны 1 и 2 от неоднородностей 3 и 4 на временном разрезе (5 — разрастание, соответствующее зеркальной компоненте, 6, 7 — разрастания побочных компонент)

выражена чисто геометрически: ее поверхность (точнее, сечение поверхности плоскостью профиля) имеет квазисинусоидальную форму со средним периодом Δl_{ϕ} и средней амплитудой a . При $a = 0$ коэффициент отражения определяется скачком скоростей v_1 и v_2 в слоях выше и ниже границы; шероховатость с $a > 0$ и $\Delta l_{\phi} \leq \lambda$ можно понимать как возникновение переходного слоя мощностью 2 со скоростью

$$v_{12} = 1/[\eta v_1^{-2} + (1 - \eta)v_2^{-2}]^{1/2}.$$

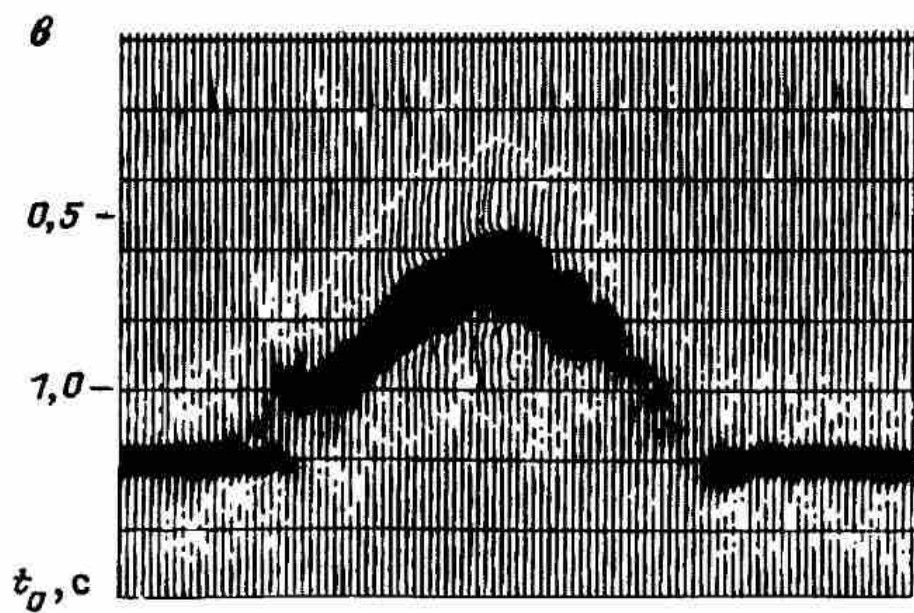
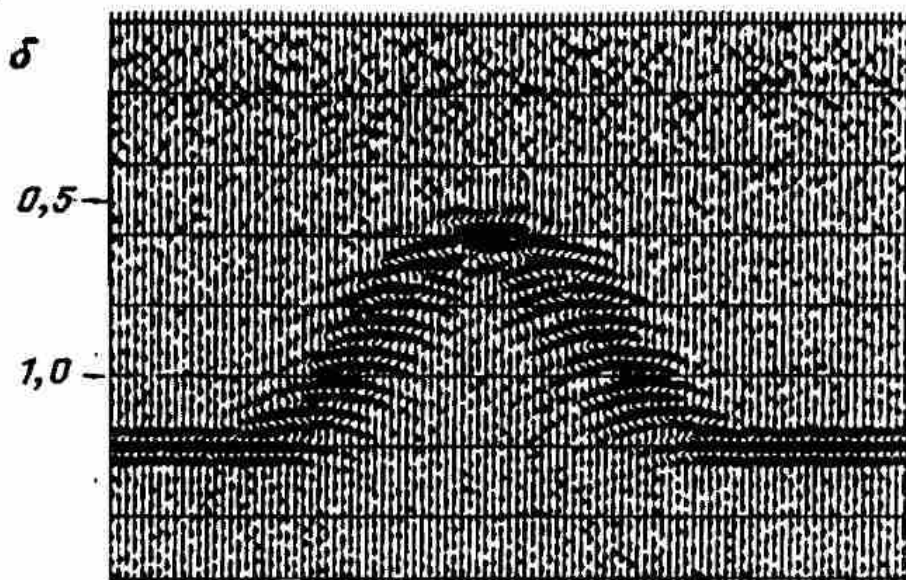
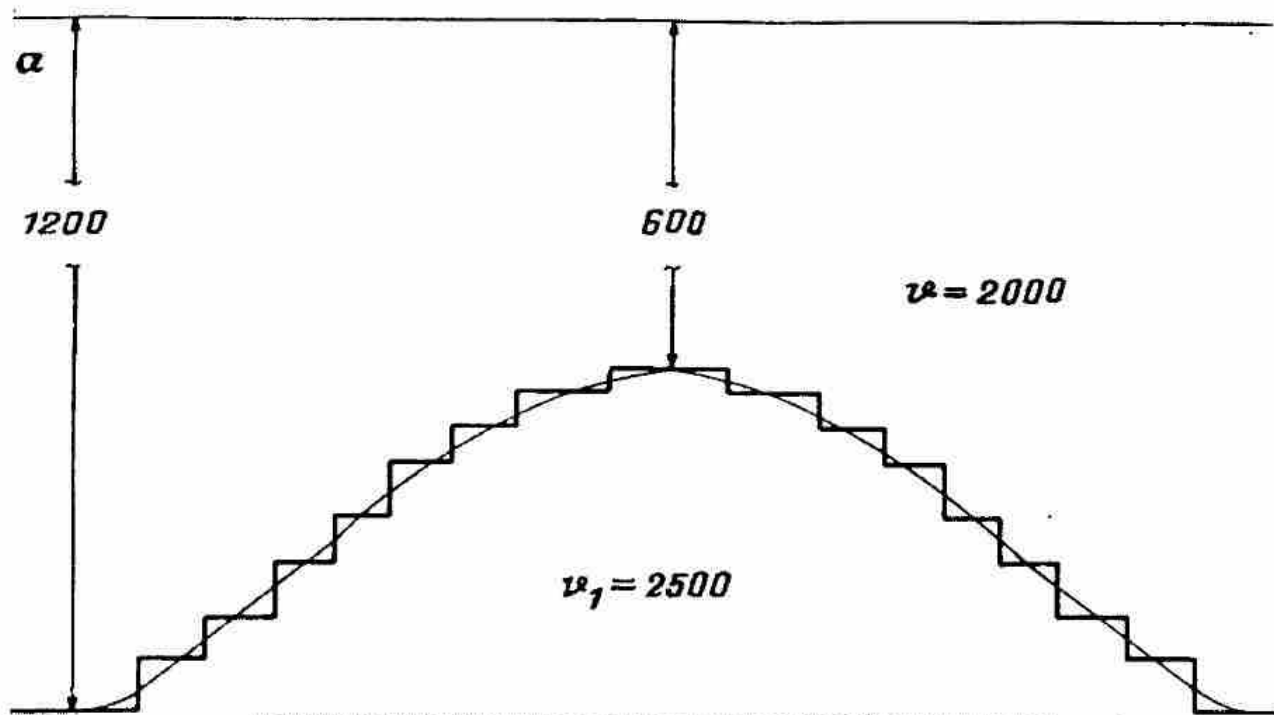
Здесь η — часть пространства в переходном слое, занимает верхняя среда (с $v = v_1$). В случае квазисинусоидальной шероховатости $\eta = 0,5$. Коэффициент отражения от такого переходного слоя является сильно частотнозависимым (при данном a обратно пропорционален частоте; при данной частоте обратно пропорционален a) и в предположении однородности переходного слоя может быть выражен известным [5] соотношением

$$\kappa = \frac{\kappa_1^+ + \kappa_2^- \exp(2i\beta)}{1 + \kappa_1^+ \kappa_2^- \exp(2i\beta)},$$

где $\beta = 2a\omega v_{12}$; $\kappa_1^+ = (v_{12} - v_1)/(v_{12} + v_1)$; $\kappa_2^- = (v_2 - v_{12})/(v_2 + v_{12})$.

3. В реальном трехмерном мире рассмотренные двумерные задачи отображают действительность лишь в случае, если границы и осложняющие их неоднородности — цилиндрические с образующей, перпендикулярной к линии профиля. Если неоднородности изометричны и распределены по площади единообразно, то установленные закономерности отображения неоднородностей в сейсмическом поле сохраняют свою силу, по крайней мере качественно, с переходом от плоской к пространственной осесимметрии. Более сложные случаи требуют специального рассмотрения.

4. Особенностью СФИ является рассмотрение не изолированных объектов, а их совокупностей. Это обстоятельство требует оценки влияния шероховатости не только на поле, отраженное от шероховатого



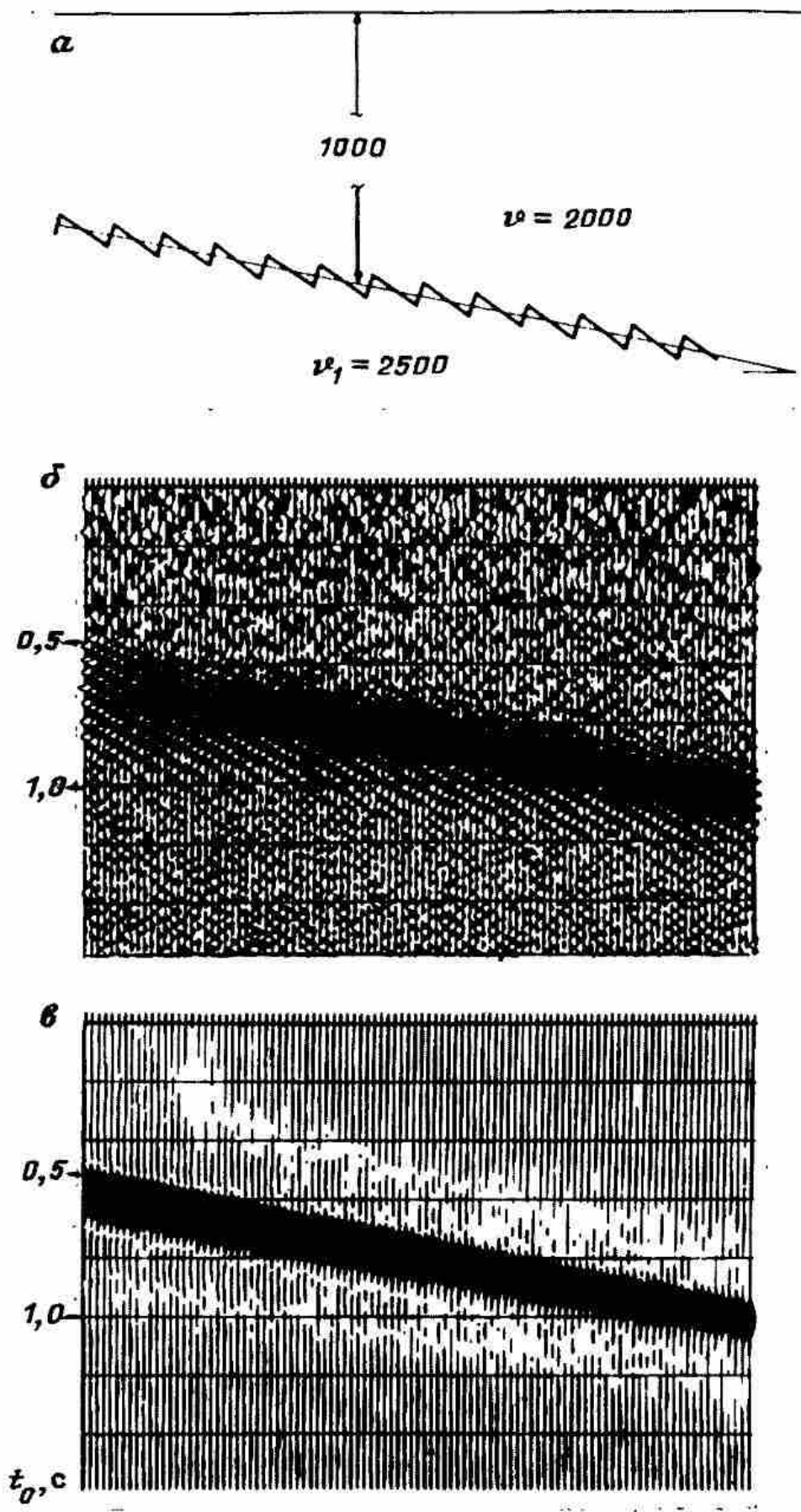


Рис. 64. Проявления гофрированности сейсмических границ (а) на временных разрезах при высокочастотной (б) и специальной низкочастотной (в) фильтрациях (заимствовано из работы Штильвермана, Ланды и Гельчинского, 1986 г.)

объекта, но и на поле проходящих волн. В этой связи полезно рассмотреть общее решение волнового уравнения.

$$(\Delta^2 + \omega^2/v^2) U = 0,$$

которое для сред выше и ниже границы ($v = v_1$ и $v = v_2$) соответственно при периодических границах имеет вид [22]

$$u_1 = \exp \left[-i \frac{\omega}{v_1} (x \sin \theta + z \cos \theta) \right] + \\ + \sum_{m=-\infty}^{\infty} \kappa_m \exp \left\{ i \frac{\omega}{v_1} [x \sin \theta_m + \sqrt{1 - \sin^2 \theta_m} z] \right\}, \\ u_2 = \sum_{m=-\infty}^{\infty} v_m \exp \left\{ i \frac{\omega}{v_1} [x \sin \theta_m - \sqrt{(v_1/v_2)^2 - \sin^2 \theta_m} z] \right\}.$$

Здесь x и z – горизонтальная и вертикальная координаты, κ_m и v_m – коэффициенты отражения и прохождения для дифракционной волны m -го порядка; случай $m = 0$ – зеркальное отражение. Из этих соотношений, в частности из выражения для u_2 , видно, что проходящее поле также содержит в общем случае и зеркальную, и побочную компоненты (последние – только при $\Delta l > \lambda/2$); известная связь между v_m и κ_m указывает на то, что v_m проявляет частотнозависимые свойства в той же мере, что и κ_m . Следует подчеркнуть, что шероховатость, по крайней мере при $\Delta l < \lambda/2$, повышает акустическую прозрачность границ; это явление, видимо, можно сравнить с используемым в оптике эффектом тонкого «просветляющего» переходного слоя, наносимого на поверхность линз для увеличения их светосилы.

5. Наибольшую геологическую значимость явление шероховатости в СФИ имеет в тех случаях, когда параметры шероховатости меняются по латерали. В сейсмическом поле проявление таких изменений будет носить характер изменения частоты и интенсивности отраженных волн (и соответствующие изменения поля проходящих волн), а следовательно, и отражений от более глубоко расположенных объектов. Изменения параметров шероховатости могут сопровождать изменения литологии в слое выше или ниже границы; в этом случае волновое поле будет определяться наложением эффектов изменения литологии и шероховатости. Средством разделения этих эффектов, по крайней мере качественного, является оценка наличия и интенсивности побочных волн.

4.6.4. Мидиуровень – неоднородности с $\Delta l \gg \lambda_0$

Тела этого уровня – основной объект сейсморазведки. Именно по отношению к этому уровню сейсморазведка выступает как эффективный метод обнаружения объектов, построения их изображений и оценки их параметров. Эффективное решение задачи построения изображений, обязанное достижениям последнего времени – созданию высокоразрешающих технологий с сохранением истинных соотношений амплитуд, развитию миграционных преобразований, – означает, что сейсмические модели, по крайней мере в части их геометрического описания, адекватны геологическим.

Морфология мидиобъектов, т.е. структурный аспект структурно-формационного подхода, затем – литология и петрофизика, т.е. формационный аспект, рассмотрены в гл. 2. Здесь остановимся лишь на сейсмических отображениях таких «полярных» элементов, как диффрфирующий объект и сейсмический горизонт. Здесь же введем необходимые представления о законе перспективного соответствия, справедливом практически для всех структур седиментационного генезиса, а также и при их пликативных дислокациях. В конце раздела рассмотрены приемы построения единой модели объекта в процессе синтеза двух взаимообусловленных аспектов (структурного и формационного).

Дифрагирующий объект. С дифрагирующими объектами микроуровня ($\Delta l \leq \lambda$) мы познакомились в предыдущем разделе. Здесь расширим это понятие, относя к дифрагирующим объектам любые неоднородности с резким изменением рассеивающей способности κ по латерали. Это могут быть отдельные включения – линзы, мелкие интрузии; области пересечения плоскостей сбрасывателя с отражающими границами; линии выклинивания; участки резкой смены литологии по латерали и т.п. – короче, все неоднородности, которым на записях соответствуют отдельные, четко разрешенные дифрагированные волны. Такая разрешенность имеет место, если участок изменения величины κ по латерали не превышает зоны Френеля.

Детали изменчивости величины κ по латерали в пределах зоны Френеля уже неразличимы; даже если неоднородность на самом деле много меньше длины волны, самая «чистая» миграция, выполняемая в отсутствие помех, теоретически не способна дать изображение этой неоднородности, меньшее по размерам зоны Френеля. Это, таким образом, латеральная мера протяженности модели элементарной «точки» в поле $\kappa(X)$, различаемой (точнее, разрешаемой) сейсмическим методом. (Вертикальные размеры этой «точки» значительно меньше и определяются эффективной шириной импульса $\tilde{s}(t)$ после обратной фильтрации; модель сейсмической «точки», таким образом, имеет вид сильно вытянутого по латерали эллипса при одинаковом вертикальном и горизонтальном масштабах.)

На немигрированном сейсмическом разрезе дифрагирующий объект отображается импульсной реакцией фильтра $G(X - X_{ijk})s(t)$ – изображением дифрагированной волны.

Сейсмический горизонт. Степень резкости и контрастности и изменения γ на контакте разных геологических горизонтов – первая важнейшая характеристика сейсмического горизонта; как правило, понятие сейсмического горизонта отвечает сложное, сравнительно высокочастотное по вертикали, немонотонное изменение γ – иначе говоря, определенный, как правило, резко градиентный или разрывный участок кривой $\gamma(t)$ некоторой ненулевой протяженности ΔT , не превышающей длины волны наиболее высокочастотной компоненты в спектре $s(\omega)$. Вторая важнейшая характеристика сейсмического горизонта – степень стабильности участка $\gamma(t)$, характеризующего горизонт, по латерали.

Модели конкретных сейсмических горизонтов могут задаваться численно, в довольно редких точках профиля, с последующей линейной или параболической интерполяцией между этими точками. Абстрактной

моделью функции $\kappa(x, t)$, $t \in \Delta T$ может служить последовательность

$$\kappa(x, t) \Big|_{x = \text{const}} = \sum_{i=1}^L \kappa_i \delta(t - \sum_{l=1}^i \tau_l),$$

$$i, l = 1, \dots, L, \quad \sum_{i=1}^L \tau_i = \Delta T.$$

В случае согласного залегания можно принять

$$\kappa_{i,k}(k \Delta x) = \kappa_{i,0} + a_{i,k} * r_{i,k}, \quad (4.43)$$

$$\tau_l(k \Delta x) = \tau_{l,0} + (1 + a_{l,k}) * p_{l,k}, \quad (4.44)$$

где $a_{i,k}$, $a_{l,k}$ – случайные числа, равномерно распределенные на интервале $(-1, 1)$; $r_{i,k} = R_i \text{erf}(-\alpha_i/k\Delta x)^2$; $p_{l,k} = P_l \text{erf}(-\beta_l/k\Delta x)^2$; $\kappa_{i,0}$, $\tau_{l,0}$ – постоянные составляющие параметров $\kappa_i(x)$ и $\tau_l(x)$; R_i и P_l – их средние квадратичные отклонения; α_i и β_l – константы, характеризующие скорость изменчивости параметров $\kappa_i(x)$ и $\tau_l(x)$ по профилю. Величины $\kappa_{i,0}$, $\tau_{l,0}$, R_i , P_l , α_i, β_l в свою очередь могут быть заданы переменными по x (нестационарный случай).

Если сейсмический горизонт соответствует поверхности размыва (или, вообще, углового несогласия), то его функция $\kappa(x, t)$ должна быть комбинацией модели (4.43), (4.44) и «среза» модели толщи, залегающей несогласно с поверхностью несогласия, или же комбинацией двух таких срезов, если и подстилающая, и покрывающая толщи залегают несогласно с разделяющей их поверхностью.

Совокупность сейсмических горизонтов разделяет заключающую их толщу на отдельные слои. Мощности слоев в толще, отложенной без перерывов в осадконакоплении, изменяются с расстоянием пропорционально расстоянию между ними (закон перспективного соответствия).

Геологические модели, положенные в основу этого закона, включают также предположения:

о значительной удаленности области сноса, которая вследствие этого геометрически может быть представлена точкой;

о выдержанности слоев, составляющих СМЦ и имеющих квазипараллельные или веерообразные залегания;

о незначительном влиянии постседиментационных процессов, которые могли трансформировать конфигурацию всей пачки слоев (вплоть до их смятия), но не нарушили их подобия.

При выполнении перечисленных условий справедливо следующее соотношение мощностей слоев СМЦ на двух смежных сечениях разреза A и B (рис. 65, а):

$$\frac{h_2 - h_1}{H_2 - H_1} = \frac{h_3 - h_2}{H_3 - H_2} = \dots = \frac{h_{i+1} - h_i}{H_{i+1} - H_i} = \alpha, \quad (4.45)$$

где h_1, h_2, \dots – отметки границ слоев на вертикали A профиля; H_1, H_2, \dots – отметки границ слоев на вертикали B .

Если в системе координат h, H построить точки $(h_1, H_1), (h_2, H_2) \dots$, откладывая по одной оси глубины границ, а по второй оси – глубины границ H , получим линию (рис. 65, б), которая отражает последовательность в напластовании осадков. Причем в силу перспективного соответ-

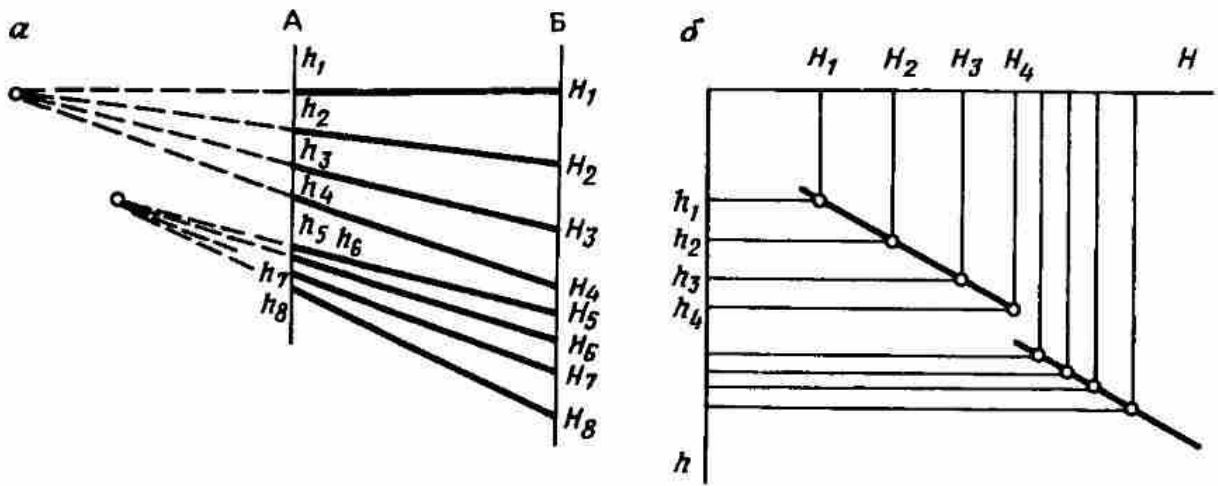


Рис. 65. Использование закона перспективного соответствия при прослеживании СМЦ по латерали:

a — схема перспективного соответствия; *b* — график H/h с выделенными интервалами устойчивой седиментации

ствия эта линия есть прямая с углом наклона $\varphi = \arctg \alpha$ (при параллельно-слоистой внутренней структуре СМЦ $\varphi = 45^\circ$).

Анализ полученных графиков позволяет: выделять прямолинейные участки корреляции разрезов, каждый из которых соответствует устойчивому режиму осадконакопления; устанавливать смены режимов осадконакопления (смены СМЦ) по изломам или разрывам корреляции: изменение наклона прямой — перерыв осадконакопления, смещение отрезка прямой вниз — сброс, смещение вверх — взброс, нерегулярность точек на графике — литолого-фациальное замещение.

Оценим соотношения основных параметров СМЦ на вертикалях *A* и *B* (см. рис. 67). Основными будем считать: Δt — временная мощность СМЦ; F — средняя частота (частость), при которой имеет место резонансная реакция СМЦ на падающий импульс; df/dt — градиент изменения частоты по времени, характеризующий скорость изменения толщин слоев, слагающих СМЦ.

Пренебрегая изменением скорости распространения волн внутри СМЦ и по профилю, получим отображение (4.45) во временном представлении:

$$\frac{t_{02} - t_{01}}{\tau_{02} - \tau_{01}} = \frac{t_{03} - t_{02}}{\tau_{03} - \tau_{02}} = \dots = \frac{t_{0(i+1)} - t_{0i}}{\tau_{0(i+1)} - \tau_{0i}} = \alpha, \quad (4.46)$$

где t_{01}, t_{02}, \dots — двойное нормальное время пробега до границ СМЦ на вертикали *A*; $\tau_{01}, \tau_{02}, \dots$ — двойное нормальное время пробега до границ СМЦ на вертикали *B*.

Кроме того, исходя из циклического строения моделей СМЦ, запишем:

$$\left. \begin{aligned} \frac{t_{03} - t_{02}}{t_{02} - t_{01}} = \frac{t_{04} - t_{03}}{t_{03} - t_{02}} = \dots = \frac{t_{0(i+2)} - t_{0(i+1)}}{t_{0(i+1)} - t_{0i}} = \beta \\ \frac{\tau_{03} - \tau_{02}}{\tau_{02} - \tau_{01}} = \frac{\tau_{04} - \tau_{03}}{\tau_{03} - \tau_{02}} = \dots = \frac{\tau_{0(i+2)} - \tau_{0(i+1)}}{\tau_{0(i+1)} - \tau_{0i}} = \beta' \end{aligned} \right\} \quad (4.47)$$

В выражении (4.47) при $\beta(\beta') > 1$ имеем СМЦ-проциклит, при $\beta(\beta') < 1$ - СМЦ-рциклит.

На основании формул (4.46) и (4.47) получаем следующие соотношения СМЦ на вертикалях A и B :

временная мощность СМЦ (как и входящих в СМЦ слоев) при их латеральном прослеживании меняется в соответствии с законом перспективного соответствия:

$$\Delta\tau_0 = \frac{1}{\alpha} \Delta t_0; \quad (4.48)$$

градиент изменения временной частоты (плотности потока) остается неизменным для квазиизохронных СМЦ разных масштабов (на вертикалях A, B):

$$\frac{t_{0(i+2)} - t_{0(i+1)}}{t_{0(i+1)} - t_{0i}} = \beta = \frac{\tau_{0(i+2)} - \tau_{0(i+1)}}{\tau_{0(i+1)} - \tau_{0i}} = \beta'; \quad (4.49)$$

соотношение резонансных (средних) частот для СМЦ разных масштабов описывается соотношением:

$$\bar{F}_\tau = \alpha \bar{f}_\tau; \quad (4.50)$$

градиенты изменения частоты для квазиизохронных СМЦ на вертикалях A и B соотносятся:

$$\frac{\partial F}{\partial \tau} \approx \frac{\Delta F}{\Delta \tau} = \alpha^2 \frac{\Delta f}{\Delta t} = \alpha^2 \frac{\partial f}{\partial t}. \quad (4.51)$$

Так, если на вертикали A имеем: $F = 30$ Гц; $\partial f / \partial \tau \approx 3$, то при $\alpha = 1,5$ получаем: $\Delta_B = 66$ мс, $F = 45$ Гц; $\partial F / \partial \tau = 6,75$.

Совокупность соотношений (4.48)–(4.51) определяет условия отождествления квазиизохронных СМЦ разных масштабов при их прослеживании по профилю.

Глубины $H_{o,i}$ или времена $t_{0,i}$ могут быть заданы произвольным образом: численным (конкретные объекты) или с использованием абстрактных одномерных моделей (абстрактные объекты). Параметры α, β и другие задаются произвольно.

Идеальное соблюдение закона перспективного соответствия, естественно, в природе не встречается. Механизм, моделирующий отклонения от идеального случая в определенных статистических пределах, может быть задан для каждого j -го сейсмического горизонта моноклиальной толщи в виде аддитивной компоненты

$$\Delta H_i(k, \Delta x) = a_{i,k} * r_{i,k}$$

или

$$\Delta t_i(k, \Delta x) = a'_{i,k} * r'_{i,k},$$

где $a_{i,k}, a'_{i,k}, r_{i,k}, r'_{i,k}$ задаются так же, как и в формулах (4.43), (4.44), но, разумеется, с другими численными значениями параметров A_i и a_i .

На срезе $t = \text{const}$ закон перспективного соответствия проявляется в закономерном изменении масштаба растяжения вертикальной последо-

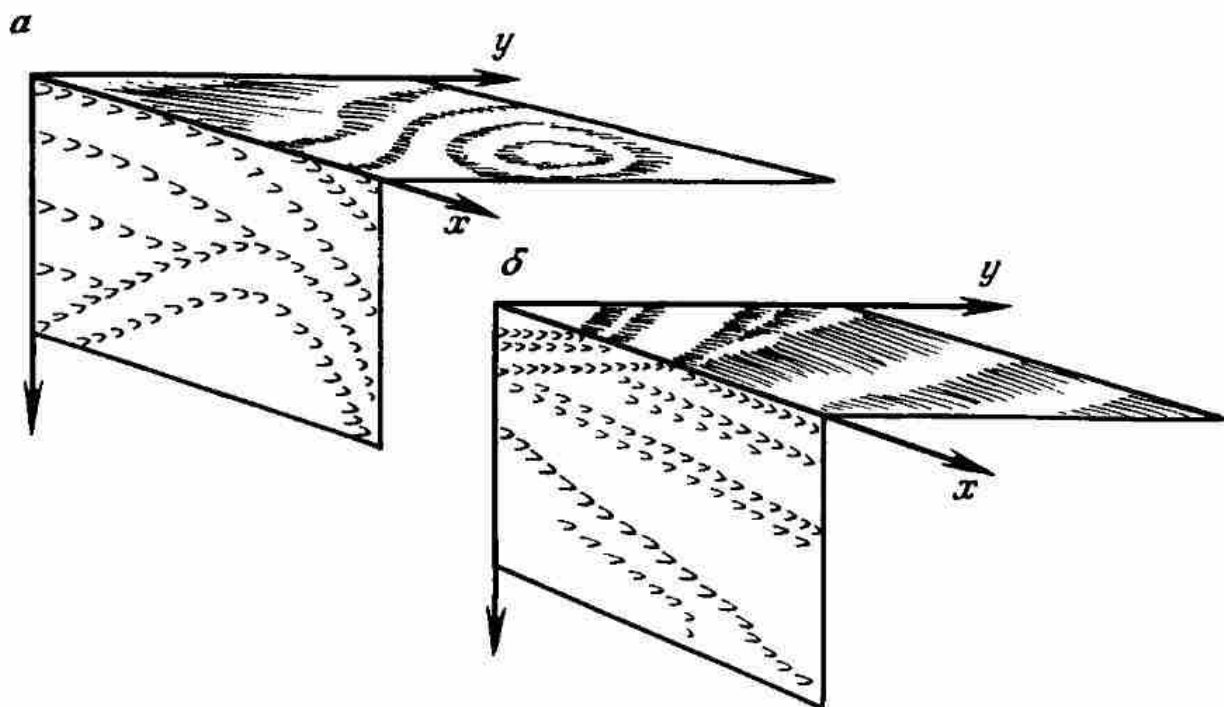


Рис. 66. Подобие изображений на вертикальном разрезе и горизонтальном срезе в области их сочленения:

а — моноклираль с разными углами падения; *б* — несогласие

вательности $k(t)$: срезы слоев растягиваются все больше (меньше) по мере того, как к горизонтальному срезу подходят все более пологие (крутые) границы (рис. 66).

Следует помнить, что времена и глубины связаны через скорость, которая обычно возрастает с глубиной, что вносит некоторую поправку в степень перспективного соответствия на временном разрезе и срезах $t = \text{const}$.

Моноклираль на срезе $t = \text{const}$ отображается как последовательность прямолинейных (или слабоискривленных) ориентированных по простиранию осей синфазности, повторяющая по горизонтали ту картину, которую мы наблюдаем на временном разрезе по вертикали, но, как правило, в более растянутом масштабе. (Это — отображение в более «чистом», не осложненном неоднородностями рельефа поверхности земли в виде известного принципа геокартирования — по горизонтали наблюдается то же, что и по вертикали). Поэтому все закономерности одномерных моделей $k(t)$, в том числе иерархия объектов, цикличность, степень упорядоченности и т. п., проявляются на участках моноклиралей и на срезах $t = \text{const}$.

4.7. КОНСТРУИРОВАНИЕ ЭФФЕКТИВНЫХ СЕЙСМОФОРМАЦИОННЫХ МОДЕЛЕЙ

Принципиальные отличия ЭСФМ от традиционных сейсмогеологических моделей, используемых в практике сейсморазведки, состоят:

в иерархической структуре ЭСФМ, обуславливающей необходимость структурирования всех геологических (морфологии, внутренней структуры, вещественного состава), формационно-физических (особенностей вещественного состава, глинистости, пористости, трещиноватости и

т. п.) и сейсмоакустических (скорости, плотности, степени и типов слоистости и т. п.) характеристик по ФО разного ранга и масштаба;

в детальном геологическом обосновании ЭСФМ, заключающемся не только в обобщении и систематизации статических характеристик моделируемых разрезов, но и в установлении генезиса ФО, в описании основных геологических процессов, участвовавших в формировании ФО и определивших их важнейшие морфологические, внутрискелетные, вещественные и физические характеристики.

Основываясь на способах и приемах, рассмотренных в гл. 2–4, наметим схему конструирования сейсмоформационной модели. Схема включает два основных этапа: геологического обоснования ЭСФМ и собственно построения ЭСФМ.

На первом этапе (геологического обоснования) выполняют:

1) сбор всех априорных геолого-геофизических данных;

2) расчленение (по этим данным) исследуемого разреза на ФО определенного ранга и масштаба, соответствующие целям моделирования;

3) структурирование априорных (статических) характеристик по выделенным ФО, с определением (для каждого ранга ФО) их средних значений, градиентов, дисперсий, степени выраженности границ между ФО разного ранга и т. п.;

4) историко-геологический анализ генезиса выделенных ФО, выполняемый последовательно – от ФО более крупного к ФО меньшего масштаба, и состоящий в изучении основных геологических процессов формирования ФО, согласованных с ними по рангу, т. е. последовательности тектонических, седиментационных и постседиментационных процессов, определивших характеристики и физические состояния ФО;

5) систематизация всех характеристик (структурных, вещественных, пористости, трещиноватости, флюидонасыщенности, зон напряженности и т. п.) по выделенным ФО разного ранга и масштаба.

На втором этапе (собственно конструирования ЭСФМ):

1) задают региональную структуру $z_0(x)$ ¹ – морфологию формационного комплекса макроуровня, вмещающего моделируемый объект мидиуровня;

2) задают структуру объекта мидиуровня в форме системы границ раздела – линии $z_{1,i}(x)$ ¹, начиная с наиболее крупного ранга (см., например, конструирование модели органогенной постройки в разделе 2.2.2.). Глубины $z_{1,i}(x)$ отсчитывают от регионального уровня $z_0(x)$;

3) задают статистические характеристики формационных объектов микроуровня шероховатости или гофрированности $z_{2,i}(x)$ границ $z_{1,i}(x)$; моделируют сами последовательности $z_{2,i}(x)$;

4) строят суперпозицию: $z_i(x) = z_0(x) + z_{1,i}(x) + z_{2,i}(x)$;

5) выбирают (по результатам этапа 1) физико-литологические характеристики формационных объектов, определяемых границами $z_i(x)$;

6) от физико-литологических характеристик переходят к эффективным сейсмическим параметрам ФО: ρ , v , $\gamma = \rho v$, k , α и другим, а также к

¹ Или поверхностей $z_{0,k}(x, y)$, $z_{1,i}(x, y)$, $z_{2,i}(x, y)$

их внутренней структуре (сейсмофациям), с обеспечением взаимной согласованности ФО всех рангов;

7) для построения ЭСФМ методами решения прямых задач строят модель поля.

5. МЕТОДОЛОГИЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Основываясь на информационной схеме (см. рис. 2), построим принципиальную технологическую схему СФИ (табл. 7). В целом она является детализацией этапов решения обратных задач сейсморазведки – геофизических и геологических. Схема включает четыре основных раздела.

1. Априорные, исходные и вспомогательные данные и параметры. Этот раздел непрерывно пополняется в процессе получения новых результатов на стадиях обработки и интерпретации результаты каждого этапа немедленно становятся априорными данными для последующих этапов.

2. Библиотека процедур СФИ. Она включает разнообразные средства выделения ФО разного ранга и масштаба (формализованные – программные и качественные – визуальные), а также средства для реализации палеореконструкций при сейсмоформационном прогнозировании. Заметим, что при реконструкциях используют качественные методы (например, сейсмофациальный анализ), методы непосредственного количественного (и качественного) обращения геологических моделей (в частности, метод мощностей, фаций, перерывов) и, наконец, итеративное геологическое моделирование с подбором моделей, максимально отвечающих наблюдаемым волновым (сейсмическим) картинам.

3. Виды работ. Методология СФИ охватывает и традиционные стадии сейсморазведки (полевые работы, обработка, ПГР), которые при СФИ подвергаются некоторой модификации. Собственно СФИ разделяется на этапы: сейсмоформационного анализа (СФА), задача которого состоит в выделении и трассировании ФО, построении структурно-формационных разрезов; сейсмоформационного прогнозирования (СФП), содержание которого заключается в изучении генезиса выявленных ФО; сейсмоформационного прогнозирования нефтегазоносности (СФП НГ).

4. Результаты. По содержанию соответствующего раздела (его составу) видно последовательное накопление результативных материалов от этапа к этапу, вплоть до получения заключений о нефтегазоносности выявленных ловушек, с оценками прогнозных запасов УВ. Одновременно можно видеть, какие материалы являются исходными для каждого из этапов СФИ.

Приведенная схема одновременно является и усредненным графом СФИ, который при решении конкретных геологических задач в конкретных регионах естественно может модифицироваться. С некоторыми модификациями он может быть применен на различных этапах и стадиях геологоразведочного процесса (ГРП) – региональном, поисковом, разведочном.

Этапы и стадии	Априорные данные и параметры	Методы и процедуры	Результаты
Полевые работы Обработка Обработка ПГР Структурная интерпретация	Геолого-геофизические данные предшествующих работ Предшествующие данные сейсморазведки и других геофизических методов Данные и результаты интерпретации ГИС и бурения Результаты структурной интерпретации, ПГР и т. п.	Техническое, программное, технологическое и методическое обеспечение полевых работ, обработки и интерпретации данных сейсморазведки, ГИС и др. геофизических методов	Полевые сейсмические материалы. Данные ГИС и других геофизических методов Временные и мигрированные разрезы, результаты ГИС и т. д. Результативные данные ПГР, разрезы и карты параметров Структурные схемы, карты, блок-диаграммы по результатам интерпретации данных ОГТ, ГИС и других методов
СФА: ОСФА ВСФА ГСФА Обобщенные результаты СФА по площадям (региону):	Структурно-формационная интерпретация Предшествующие результаты и данные ОГТ, ВСП, ГИС, бурения и других методов Временные разрезы, карты, схемы. Результаты структурных построений	Визуальный (качественный) СФА. Способы вертикального структурно-формационного анализа Способы горизонтального СФА Способы увязки результатов ВСФА и ГСФА, картопостроения, объемного отображения результатов	Предварительные представления о структуре геологического разреза по сейсмическим данным Данные о рангах и масштабах ФО. Количественное расчленение разреза по вертикали Трассирование ФО по профилям Структурно-формационные разрезы, схемы, карты, блок-диаграммы

СФП:	Структурно-формационные разрезы, схемы, карты, блок-диаграммы Данные ГИС и бурения	Методы мощностей, фаций, пелерывов и др. Обращение геологического моделирования	Результаты палеотектонического анализа (реконструкции тектонических режимов, динамики процессов)
ПГА			Результаты палеогеоморфологического анализа (восстановление палеорельефа, установление коррелируемости с физическими свойствами)
ПГА	Геологические данные по геодинамике, процессам формирования ФО	Итеративное геологическое моделирование – сопоставление модельных и экспериментальных материалов	Результаты палеогеографического анализа (восстановление фациальных условий осадко-накопления)
Обобщение результатов СФП СФПНГ: СФПГ	Представления о тектонических и фациальных условиях формирования Выявленные зоны ловушек УВ	Моделирование основных макроциклов генерации УВ	Выделение в разрезе нефтегазогенерирующих толщ
СФПМ		Моделирование процессов миграции УВ из зон генерации в зоны накопления УВ	Выявление основных путей вертикальной и латеральной миграции УВ из зон генерации в зоны ловушек
СФПН	Оценки вещественного состава ФО, составляющих разрез	Способы анализа и моделирования процессов накопления УВ	Выявление основных коллекторских толщ в зонах ловушек и режимов накопления УВ
СФПФР	Выявление последовательности коллекторов и покрышек в зонах возможных ловушек	Способы анализа и моделирования процессов формирования и разрушения залежей УВ	Изучение режимов формирования и разрушения залежей УВ в зонах выявленных ловушек
Подготовка заключения по объекту			

5.1. МОДИФИКАЦИИ ТЕХНОЛОГИИ РАБОТ

В соответствии со структурно-формационным подходом на разных этапах и стадиях ГРП изучаются объекты (ФО) разного масштаба и ранга. На региональном этапе объектами сейсморазведки являются геологические тела ранга крупных формаций, формационных комплексов и систем, на поисковом этапе – формации, субформации и крупные породные ассоциации, на этапе разведки и ввода выявленных месторождений в эксплуатацию – крупные и мелкие ПСА. Указанным объектам отвечают как различные модификации сейсморазведки (и других методов), так и различные методики работ в рамках одной модификации.

5.1.1. Структурно-формационный подход при полевых работах

Возможности и ограничения сейсморазведки в значительной степени определяются в полевом эксперименте. Именно здесь главным образом формируются отношение сигнал/помеха, частотный диапазон сейсмических колебаний, ограничивающий разрешающую способность метода. Поскольку эти две основные характеристики качества сейсмического материала контролируют и возможности СФИ, остановимся на них подробнее (в рамках пока что средств полевых наблюдений).

С позиций СФИ оптимизация полевых работ состоит в выборе оптимальных режимов для выделения и трассирования ФО масштабов и рангов, соответствующих решаемым задачам. Следовательно, на каждом из этапов (региональном, поисковом, разведочном) должны быть более точно определены сами понятия сигнал и помеха и их отношение.

На региональном этапе главная цель – выделение и трассирование ФК и крупных Ф, а также соответствующих им перерывов осадконакопления в пределах всего разреза, включая порой и толщу фундамента. Следовательно, объектами являются тела толщиной 1 км, протяженностью 10–100 км, глубиной разреза 10–25 км и более. Соответственно должны быть выбраны сети профилей: их протяженность, системы и режимы наблюдений.

На поисковом этапе задача заключается в изучении ФО ранга Ф, СубФ и КСА, т.е. тел толщиной 100 м, протяженностью 1–10 км, глубиной разреза 10 км. Соответствующие параметры методики наблюдений – это параметры среднечастотной сейсморазведки ОГТ.

На разведочном этапе объектами сейсморазведки являются КСА и МСА, т.е. тела толщиной порядка 10 м и протяженностью 1–3 км. Толщины разреза, подлежащие исследованию, составляют первые сотни метров. Следовательно, параметры соответствуют методике ВРСОГТ. При реализуемой сегодня плотности объемных наблюдений на этапе доразведки (100–500 км/км²) главным видом отображений несомненно являются объемные (трехмерные).

Различию основных параметров систем наблюдений на разных этапах соответствуют и различия применяемых приемов возбуждения и регистрации. Настройка, например, режимов возбуждения на определенные частотные диапазоны (0–10; 0–60; 0–500 Гц) может быть выполнена как при взрывном, так и в особенности при невзрывном

возбуждении. При этом режимы работы виброисточников (и виброимпульсных) могут быть согласованы не только с масштабами изучаемых тел, но и с их внутренней структурой.

Очевидно, что универсальная оптимизация в диапазоне 0–500 Гц, как правило, невозможна. Это открывает путь для разночастотного профилирования (НЧ, СЧ, ВЧ) [37]. При этом для каждой полосы оптимизируется весь комплекс параметров (аппаратуры и систем) и режимов наблюдений.

На стадии полевых работ важнейшей задачей становится управление реализуемым в эксперименте частотным диапазоном. Сопоставляя выявленные уровни иерархии ФО с достигнутой разрешающей способностью сейсморазведки, удается установить ранги и масштабы ФО, которые можно изучить сейсморазведкой при достигнутой разрешающей способности. Так, при работах в Прибалтике в результате разработки и применения полевой методики ВРС (В. Е. Чернявский, 1981 г.) достигнуты значения f_r порядка 100–110 Гц. Дальнейшее расширение спектра до $f_r \sim 130–140$ Гц рассматривалось экспериментаторами как задача, реально разрешимая методическими средствами (главным образом выбором условий возбуждения, регистрации, параметров системы наблюдений). Структурно-формационный анализ исследуемого разреза показал, однако, что ожидаемое расширение спектра (от 110 до 140 Гц) не позволит перейти к изучению ФО меньшего ранга и масштаба, чем при уже достигнутом частотном диапазоне (с учетом ограничений, накладываемых обработкой данных на ЭВМ). Тем самым реальная разрешающая способность сейсморазведки заметно не возрастает.

Существенно, что наряду с этим выводом СФА позволил получить прогнозную оценку частотного диапазона, достаточного для реализации следующего уровня детальности сейсморазведки: 10–190 Гц. Именно такой диапазон обеспечивает переход к изучению ФО ранга ССФ, КСА и МСА, характерных для исследуемого разреза.

5.1.2. Модификации средств обработки при СФИ

Необходимые при СФИ модификации средств обработки следует рассматривать в двух основных ракурсах. Первый из них обусловлен изменением моделей, которое неизбежно ведет и к изменению структуры и в ряде случаев назначения процедур обработки. Второй связан с общим изменением концепции обработки при СФИ.

Большинство современных процедур и графов обработки сформировалось в рамках идеологии традиционной структурной интерпретации. В частности, понятие полезного сигнала как выдержанной регулярной (опорной) отраженной волны (горизонта) уступает место анализу всей сложной структуры рисунка отраженных волн, анализу слабо-регулярных отражений, отображающих внутреннюю структуру ФО, условия их генезиса, характер перерывов осадконакопления и т. п.

Изменяется само представление о задачах и методике тестирования обрабатывающих процедур. При СФИ оно должно проводиться в объемах, согласованных с масштабами и рангами целевых ФО. Только в

этом случае можно говорить об оптимизации последовательности процедур (графов) и их параметров с позиций наилучшего выделения и трассирования формационных объектов сейсморазведки.

Изменение целей обработки приводит к изменению ее процедур и методики. В существующих пакетах цифровой обработки сейсмических данных имеется большое число процедур, предназначенных для повышения отношения сигнал/помеха, увеличения прослеживаемости отражений. Оптимизация этих характеристик любой ценой часто приводит на практике к крайне нежелательным последствиям. Так, повышение отношения сигнал/помеха при помощи ряда процедур (особенно, нелинейных, например, типа AMCOD [30]) обуславливает неадекватность получаемых значений с реальными отношениями (т. е. отображающими реальную геологическую ситуацию). В этом случае как характер границ ФО, так и рисунок отражений, характеризующий внутреннюю структуру ФО, перестают отражать реальность. Остронаправленные (при жестких режимах) процедуры коррекции статических (КСП) и кинематических (ККП) поправок приводят к нивелировке дизъюнктивной тектоники, мешая выявлять малоамплитудные нарушения, грабены, горсты, мелкие формы палеорельефа т. п.

В связи с этим при СФИ необходимы специальные приемы, которые позволяют контролировать искажающее влияние процедур обработки:

обязательное тестирование процедур на тестовых и модельных материалах, согласованных по размерам и основным характеристикам с изучаемыми ФО;

моделирование сейсмических волновых полей, максимально учитывающих особенности геологического строения ФО и их границ, с целью оценки реальных характеристик сигналов, их прослеживаемости, степени регулярности без наложения специфических для сейсморазведки волновых помех (регулярных и шумовых);

опытно методические приемы оценки искажений обработки по выбранным графам путем обработки и по тем же графам заведомо шумовых (некоррелированных) модельных материалов и т. п.

Изложенное относится к характеристике изменений общей концепции обработки при СФИ. Рассмотрим конкретные модификации некоторых процедур обработки, обусловленные спецификой структурно-формационных моделей.

ЦАРА (цифровая автоматическая регулировка амплитуд). Основной параметр всех типов ЦАРА – интервал регулирования T_p . Известные теоретические оценки оптимального интервала имеют следующий вид [30]:

$$T_{p, \text{опт}} \approx \left(\frac{4\pi R}{\beta^2} \right)^{1/3},$$

где R – радиус корреляции сигнальной компоненты, приблизительно совпадающий с длительностью сейсмического сигнала; β – параметр затухания записи.

В соответствии со спецификой ЭСФМ учтем наличие, например, сигнальных компонент трех рангов, характеризующихся параметрами: $R_1 \approx 300$ мс, $\beta_1 = 0,5$; $R_2 \approx 100$ мс, $\beta_2 = 1,0$; $R_3 \approx 30$ мс, $\beta_3 = 2,0$.

Тогда получим три оценки интервала регулирования, оптимальные для разных масштабов ФО, слагающих разрез: $T_1 = 2,3$ с, $T_2 = 1,08$ с, $T_3 = 0,45$ с. Выбор интервала регулирования при обработке зависит от конкретных задач обработки, или отдельных ее этапов, а также и от последовательности этих этапов (графа).

Каноническая структура СФА состоит в последовательном выделении ФО – от более крупных к более мелким. Поэтому этапы применения ЦАРА должны включать регулировку в последовательности: $T_1 \rightarrow T_2 \rightarrow T_3$.

ЦАРА обязательно применяется в сочетании с предварительной фильтрацией Φ . Параметры этой фильтрации также должны быть согласованы с соответствующими масштабами ФО. Следовательно, намеченная цепочка процедур будет выглядеть так:

$$[\Phi_1(R_1) \rightarrow T_1] \rightarrow [\Phi_2(R_2) \rightarrow T_2] \rightarrow [\Phi_3(R_3) \rightarrow T_3].$$

Заметим, что при каждом цикле ($\Phi - T$) обработке подвергается, разумеется, исходный материал. Таким образом, уже на одном из первых этапов обработки получают количество материалов (например, предварительных разрезов), отвечающее числу выявленных масштабов ФО.

КСП (коррекция статических поправок). При КСП переход от предварительной ВЧ-фильтрации к НЧ-фильтрации трактуется в традиционной обработке как последовательное уточнение поправок: от малых к большим. Свойственные СФИ представления об иерархии слагающих разрез ФО в корне меняют эту трактовку. Изменение фильтрации фактически приводит к смене объекта исследования (по масштабу и рангу). При этом, разумеется, могут меняться и важные геофизические характеристики, в частности, отношение сигнал/помеха. Следовательно, при КСП нельзя ориентироваться на выбор какой-либо одной универсальной фильтрации, оптимальной для всех объектов в разрезе. Выбор предварительной фильтрации можно оптимизировать на основании априорных данных о требуемой детальности КСП, о размерах ФО и их положении в разрезе. Эти априорные данные и являются результатами предварительного СФА. Они служат основой выбора режимов и параметров при выполнении основных этапов КСП:

при формировании эталонов – выбор баз по профилю, согласованных с латеральными размерами исследуемых масштабов ФО;

при определении интервала КСП – их согласование с вертикальными размерами (по времени) ФО;

при оценке результатов КСП – реализация принципа сохранения внешней (морфологии) и внутренней структур ФО, являющихся объектами сейсморазведки.

5.1.3. Обратные фильтры

Цель обратной фильтрации – наилучшим в некотором смысле образом восстановить последовательность $x(t)$ по записи $u(t)$, т.е. освободить поток $x(t)$ от компоненты $s(t)$ и кратных волн, вносящих периодичность, непосредственно не связанную с $x(t)$ в окрестностях точки отражения каждой данной волны и потому, с точки зрения СФИ,

не только снижающей разрешенность записи, но и мешающей решению одной из основных задач СФИ – выявлению истинной периодичности потока $x(t)$.

Стандартные способы деконволюции, однако, могут как помочь, так и помешать решению этой задачи.

Непосредственно из модели (4.1) видно, что для точной оценки $x(t)$ и $u(t)$ необходимо, чтобы запись $u(t)$ не содержала помех (условие $n(t) = 0$) и импульс $s(t)$ или его комплексный спектр $s(\omega)$ были точно известны.

При соблюдении этих условий

$$x(\omega) = u(\omega)/S(\omega). \quad (5.1)$$

На практике эти условия никогда не выполняются, поэтому вместо $x(t)$ получают оценку $\hat{x}(t)$ с помощью существенно более сложных процедур, чем (5.1).

Общепринятые способы деконволюции включают оценку импульса $s(t)$, предполагающую выполнение трех других условий:

- 1) последовательность $x(t)$ представляет собой стационарный белый шум;
- 2) импульс $s(t)$ остается неизменным на значительных (не менее $0,7 \div 1,0$ с) интервалах времени;
- 3) импульс $s(t)$ – минимально-фазовый.

Принятие этих условий позволяет, полагая $n(t) = 0$, приписать искомому импульсу $s(t)$ амплитудный спектр $|s(\omega)|$, равный с точностью до постоянного множителя Фурье-преобразованию $R_{uu}(\omega)$ от функции автокорреляции $r_{uu}(\tau)$ трассы $u(t)$. Последняя оценивается общепринятым способом [30] для всей трассы $u(t)$ или для нескольких примыкающих (или незначительно перекрывающихся) интервалов трассы, на каждом из которых форма импульса $s(t)$ может считаться неизменной.

В рамках упомянутых выше предположений по оценке $\hat{r}_{uu}(\tau)$ функции автокорреляции построены две наиболее широко распространенные разновидности обратного фильтра: фильтр сжатия импульса (известный также как фильтр Кюнэтца), и фильтр ошибки предсказания, или фильтр Пикока – Трейтеля.

Частотная характеристика первого фильтра имеет вид

$$H_{сн}(\omega) = \frac{\tilde{S}^*(\omega)}{R_{uu}(\omega) + \lambda^2}, \quad (5.2)$$

где $\tilde{S}^*(\omega)$ – функция, комплексно сопряженная с комплексным спектром $S(\omega)$ сейсмического импульса; λ^2 – некоторая произвольно задаваемая регуляризирующая константа, малая по сравнению с максимальным значением $R_{uu}(\omega)$.

Во временной области выражению (5.2) отвечает система уравнений

$$\sum_{\tau} \hat{r}'_{uu}(t - \tau) h_{сн}(\tau) = s(-t), \quad t = 0, 1, \dots, T, \quad (5.3)$$

решаемая относительно $h_{сн}(\tau)$. Здесь $h_{сн}(\tau)$ – импульсная реакция фильтра сжатия импульса, связанная с $H_{сн}(\omega)$ парой преобразований Фурье.

Фильтр ошибки предсказания $h_{o,n}(t)$ определяется из системы уравнений

$$\sum_{\tau} \hat{r}_{uu}(t - \tau) h_n(\tau) = r_{uu}(t + \alpha), \quad t = 0, 1, \dots, T. \quad (5.4)$$

В свертке $\sum_{\tau} \kappa(t) s(\tau - t)$ в силу линейности этой процедуры для каждого элементарного импульса $\kappa(t) s(\tau - t)$ фильтр $h_n(\tau)$ предсказывает по его первым отсчетам $\tau - t = 1, 2, \dots$, последующие отсчеты $\kappa(t) s(\tau - t + \alpha)$, где $\alpha > 0$ — интервал предсказания, выраженный в отсчетах времени t . Разность $u(t + \alpha) - \hat{u}(t + \alpha)$, где $u(t)$ — результат предсказания, означает появление на времени $t + \alpha$ ошибки предсказания, т. е. нового вступления, не предсказанного по предыдущим и обусловленного значением $|\kappa(t + \alpha)| > 0$. Таким образом, оценка ошибки предсказания решает задачу обратной фильтрации, а фильтр ошибки предсказания $h_{o,n}(\tau)$ связан с фильтром предсказания $h_n(\tau)$ соотношением

$$h_{o,n}(\tau) = \delta(\tau) - h_n(\tau).$$

Допустим, что функция $\kappa(t)$ на самом деле не является белым шумом, т. е. обладает некоторой периодичностью. Это означает, что спектр $|\kappa(\omega)|$ последовательности $\kappa(t)$ — не равномерный, а имеет более или менее четко выраженный выброс на соответствующей частоте (или несколько выбросов на разных частотах). Эти выбросы сохраняются и в амплитудном спектре трассы $u(t)$ (см. рис. 4). Использование обратного фильтра (5.2) при $n(t) \rightarrow 0$ и $\lambda^2 = 0$ резко «затупляет» выбросы в получаемой на выходе фильтра оценке $|\hat{\kappa}(\omega)|$ спектра $|\kappa(\omega)|$. Применение же жестко стабилизированного фильтра ($\lambda^2 \gg 0$) и оценки $S^*(\omega)$ по $R_{uu}(\omega)$ в предположении минимальной фазовости (или нуль-фазовости) спектра $S(\omega)$ не только препятствует восстановлению равномерности спектра $|\kappa(\omega)|$ в полосе пропускания фильтра $\omega_1 \leq \omega \leq \omega_2$, но и заметно усиливает выбросы по сравнению с истинной их величиной. Таким образом, фильтр (5.2) нестабилен в отношении правильности воспроизведения периодичности функции $\kappa(t)$: при λ^2 меньше некоторой оптимальной величины $\lambda_{\text{опт}}^2$ он ослабляет эту периодичность, при $\lambda^2 > \lambda_{\text{опт}}^2$, наоборот, усиливает.

Фильтр сжатия импульса (5.2), у которого сомножитель $S^*(\omega)$ частотной характеристики не определяется из $r_{uu}(\tau)$ в предположении минимально-фазовости $s(t)$, а независимо характеризуется еще более полным подавлением периодичности, чем в случае определения $\hat{s}(t)$ по $r_{uu}(t)$: на месте выбросов спектра $|\kappa(\omega)|$ функции $\kappa(t)$, соответствующих периодической компоненте у выходной функции $\hat{\kappa}(t) = u(t) \times h_{\text{сж}}$ при $\lambda^2 \rightarrow 0$ образуется провал, а при $\lambda^2 \gg 0$ периодичность существенно сглаживается.

Периодичность потока $\kappa(t)$ подавляется и фильтром ошибки предсказания по самой его природе: периодические вступления предсказываются фильтром $h_n(t)$ в той мере, в какой периодичность проявляется в наблюдаемых данных, по которым оценивается функция автокорреляции $r_{uu}(t)$. Будучи предсказаны, периодические вступления вычитаются согласно (5.5), так как полезными считаются только непредсказуемые вступления.

Таким образом стандартные способы обратной фильтрации увеличивают, а при $\lambda^2 \rightarrow 0$ – максимизируют энтропию входных данных, разрушая не только паразитную (обусловленную кратными волнами, например, периодичность сигналов), но и реальную периодичность потока $x(t)$. Только идеальный обратный фильтр (5.1) способен сохранить без искажения периодические компоненты в спектре потока $x(t)$.

Наряду с фильтрами $h_{сн}(t)$ и $h_{о.п}(t)$ в практике обработки все шире применяются другие обратные фильтры, в большей мере учитывающие отличия потока $x(t)$ от чисто случайных процессов. Эти фильтры можно сгруппировать следующим образом: минимально-энтропийные фильтры, максимально-энтропийные фильтры, стратиграфическая деконволюция, фильтры, оценивающие сейсмический импульс по коротким отрезкам трасс.

Рассмотрим способность этих фильтров сохранять элементы детерминированности в структуре потока $x(t)$.

Минимально-энтропийная деконволюция не предназначена для случаев, когда поток $x(t)$ – существенно небелый, т.е. в нем присутствует скрытая или явная периодичность (окрашенность). При сильно негауссовых распределениях окрашенность потока $x(t)$ не снижает эффективности МЭД-фильтров, если периодичность достаточно низкочастотна. В противном случае эти фильтры должны работать даже хуже, чем стандартные методы.

Из критерия максимальной энтропийности результата $\hat{x}(t)$ вытекает, что этот алгоритм полностью противопоказан для разрезов с явной или неявной периодичностью потоков $x(t)$: такая периодичность будет разрушена, как разрушается периодичность, обусловленная колебательным характером импульса $s(t)$ или кратными волнами: принцип максимума энтропии требует разрушения всякой периодичности.

Если имеется диаграмма акустического каротажа (АК) по глубокой скважине на значительном интервале глубин и около скважины зарегистрирована сейсмограмма МОВ $u(t)$, то стратиграфическая деконволюция записей МОВ, зарегистрированных в окрестностях скважины выполняется с помощью обратного фильтра, для расчета которого используется оценка $\hat{s}(t)$ сейсмического импульса, найденная из соотношения

$$\hat{s}(t) = \frac{1}{\bar{\chi}^2} u(t) * \hat{x}(-t), \quad (5.5)$$

где $\hat{x}(t)$ – оценка потока $x(t)$, построенная из кривой АК; $\bar{\chi}^2$ – дисперсия потока $x(t)$.

Подстановка в (5.5) выражения (4.1) дает

$$\hat{s}(t) = \frac{1}{\bar{\chi}^2} s(t) * x(t) * \hat{x}(-t).$$

В предположении, что $\hat{x}(t)$ близко к $x(t)$, а $x(t)$ представляет собой белый шум

$$x(t) * \hat{x}(-t) = \bar{\chi}^2 R_{x\hat{x}}(t) \approx R_{x\hat{x}}(t) = \bar{\chi}^2 \delta(t), \quad (5.6)$$

где $\hat{R}_{xx}(t)$ функция взаимной корреляции $x(t)$ с $\hat{x}(t)$; R_{xx} - функция автокорреляции $\hat{x}(t)$. Очевидно, что способ применим лишь поскольку оправдано предположение о «белости» процесса $x(t)$. Если этот процесс «окрашенный», то $R_{xx}(t) \neq \delta(t)$; выбранный с использованием оценки (5.5) обратный фильтр будет уничтожать имеющуюся периодичность («окрашенность») потока $x(t)$. Только способы обратной фильтрации, оценивающие сейсмический импульс по коротким отрезкам трассы, выбираемым так, что соблюдается условие (4.21), позволяют сохранить в получаемой оценке $\hat{x}(t)$ реальную периодичность участков потока $x(t)$.

В основе стандартных способов лежит теорема Кэмпбелла

$$R_{uu}(\tau) = \bar{x}^2 s(t) * s(-t), \quad (5.7)$$

где \bar{x}^2 - единственный ненулевой отсчет функции автокорреляции $R_{xx}(\tau) = \bar{x}^2 \delta(\tau)$ потока $x(t)$ в предположении, что он является белым шумом. Более общий вид уравнения (5.7):

$$R_{uu}(\tau) = R_{xx}(\tau) * \delta(t) * s(-t),$$

или в области частот:

$$R_{uu}(\omega) = \tilde{R}_{xx}(\omega) |\tilde{s}(\omega)|^2,$$

откуда

$$|s(\omega)|^2 = \tilde{R}_{uu}(\omega) / \tilde{R}_{xx}(\omega).$$

Из этого соотношения следует, что если известна по данным акустического каротажа или может быть спрогнозирована исходя из структуры модели (4.2) функция $\tilde{R}_{xx}(\omega)$, то вместо (5.2) следует использовать соотношение

$$H(\omega) = \frac{S^*(\omega)}{\tilde{R}_{uu}(\omega) / \tilde{R}_{xx}(\omega) + \lambda^2},$$

а $S^*(\omega)$ следует определять не из $\tilde{R}_{uu}(\omega)$, а из $\tilde{R}_{uu}(\omega) / \tilde{R}_{xx}(\omega)$.

Соответственно в уравнении прогностического фильтра вместо $R_{uu}(\tau)$ следует использовать $R_{ss}(\tau) = R_{uu}(\tau) * f(\tau)$, где $f(\tau)$ - обратный фильтр для $R_{xx}(\tau)$, удовлетворяющий условию

$$[R_{xx}(\tau) * f(\tau) - \delta(\tau)]^2 = \min.$$

Такой прием, разумеется, может способствовать сохранению в оценке $\hat{x}(t)$ только тех детерминированных (периодических или квазипериодических) компонент, которые проявляют себя стационарно на отрезках трассы $u(t)$, по которым определяются оценки функции автокорреляции $R_{uu}(\tau)$. Обратный фильтр, более эффективно отображающий детерминированную компоненту потока $x(t)$ с учетом ее нестационарности (например, знакопеременное на сравнительно коротких отрезках времени t изменение с t периода колебаний акустической жесткости у про- и рециклитов), по-видимому, должен строиться как итерационный автоадаптивный оператор, пересопределяющий свои параметры на этих сравнительно коротких интервалах в соответствии с реальными оценками $\hat{x}(t)$ и использующий априорную информацию о периодичности потока $x(t)$, заключенную в модели $x(t)$.

5.2. СЕЙСМОФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ

Сейсмоформационный анализ (СФА) – первый основной этап собственно структурно-формационной интерпретации сейсмических данных. Задачи этого этапа: выделение и трассирование ФО разного ранга и масштаба, выявление их соотношений (морфологических, дизъюнктивных и пр.);

определение структурно-формационных параметров и построение структурно-формационных разрезов, карт, блок-диаграмм и т. п.

При СФА резко возрастает объем используемой информации. Исходными данными для СФА служат практически все результаты обработки (стандартной, детальной, специальной, в том числе с задачами ПП и ПГР), а также многообразная параметрическая информация, накапливаемая как в итоге этой обработки, так и на некоторых ее промежуточных стадиях.

В число обязательных материалов входят:

временные и мигрированные разрезы ОГТ, полученные без и с сохранением относительных амплитуд;

разрезы мгновенных динамических параметров (амплитуд, частот, фаз, полярности);

псевдоакустические разрезы (ПАК, ПАРМ);

разрезы эффективных коэффициентов отражения (ЭКО-Реапак, ЭПМ);

разрезы и карты скоростей (средних, пластовых, интервальных);

графики, разрезы и карты динамических параметров по горизонтам и интервалам разреза (ДИАНА и т. п., НСИ);

графики, разрезы и карты соотношения сигнал/помеха по сейсмическим профилям и по площади (по стандартным программам систем СЦС-3, СОС-Сайбер, СОС-ПС и др.).

Существует целый ряд условий, которым должны удовлетворять сейсмические материалы: высокое отношение сигнал/помеха, достаточная для анализа внутренней структуры ФО разрешенность сейсмической записи, оптимальные масштабы визуализации данных и др.

Перечисленные данные служат базой для формирования параметрической информации, используемой при СФИ.

1. Волновые параметры.

1. Кинематические:

времена регистрации t_0 ;

эффективные скорости $v_{эф}$;

интервалы между отражениями Δt_0 ;

частота отражений $1/\Delta t_0$.

2. Динамические:

амплитудные a ;

энергетические E ;

частотные f ;

фазовые ψ ;

скорости ПАК $v_{ПАК}$;

эффективные коэффициенты отражений k_0 .

II. Эффективные параметры разреза.

1. Структурные:

глубины H ;
мощности h ;
углы наклона φ ;
кривизны R .

2. Вещественные:

пластовые скорости $v_{пл}$;
интервальные скорости $v_{инт}$;
плотности ρ ;
затухания α ;
комбинированные $\gamma = v_s/v_p$.

Наряду с перечисленными средними оценками параметрическая база СФИ включает также:

градиенты указанных параметров по вертикали (по времени) и по латерали (по профилю, площади) — $\partial t_0/\partial x$, $\partial v_{эф}/\partial x$, $\partial \Delta t_0/\partial x$, ... $\partial a/\partial t$, $\partial f/\partial t$, $\partial \psi/\partial t$, ..., $\partial H/\partial x$, $\partial h/\partial x$;

стандартные отклонения (и/или дисперсии) параметров — σ_{t_0} , $\sigma_{v_{эф}}$, ..., σ_a , σ_f , ..., σ_v , σ_ρ ...;

коэффициенты вариации — σ_f/f , σ_a/a , σ_v/v ...

Расширение параметрической базы СФИ обеспечивает возможность комплексирования визуальных (качественных) и формализованных (количественных) методов выделения и трассирования ФО. В основе этих методов лежит прежде всего принцип однородности ФО по комплексу указанных структурно-формационных параметров.

Качественный (визуальный) анализ сейсмических и сопутствующих (геологических, ГИС и пр.) данных пронизывает все стадии СФИ. Решающее значение, однако, он имеет на начальных стадиях анализа сейсмических разрезов при определении основных «каркасных» свойств их строения. Уже на этих первых стадиях анализа реализуется основополагающий принцип СФИ: сочетание в каждом цикле и на каждом уровне любого ранга ФО парагенетических способов выделения и историко-геологических (генетических) прогнозных оценок выделенных ФО.

Конечная цель анализа — выделение однородных зон и интервалов разреза (в ранге сейсмоформационных комплексов СФК и систем СФС) как по вертикали, так и по латерали, разбиение разреза на эти зоны, выявление целевой зоны — основного объекта интерпретации. Анализ включает сопоставление выявленных зон и интервалов с априорными представлениями о подразделениях надпородного (формационного) уровня в исследуемом регионе. СФК выделяются на этом этапе визуально, без каких-либо количественных оценок и измерений.

На рис. 67 приводится пример такого качественного выделения формационных комплексов. На выбранном участке профиля, характеризующемся латеральной однородностью целевого формационного комплекса, выполняют следующие процедуры:

выделяют опорные отражающие горизонты различного генезиса. На рис. 67 в качестве таких горизонтов выделены В (верей), У (угленосный), Д (девон);

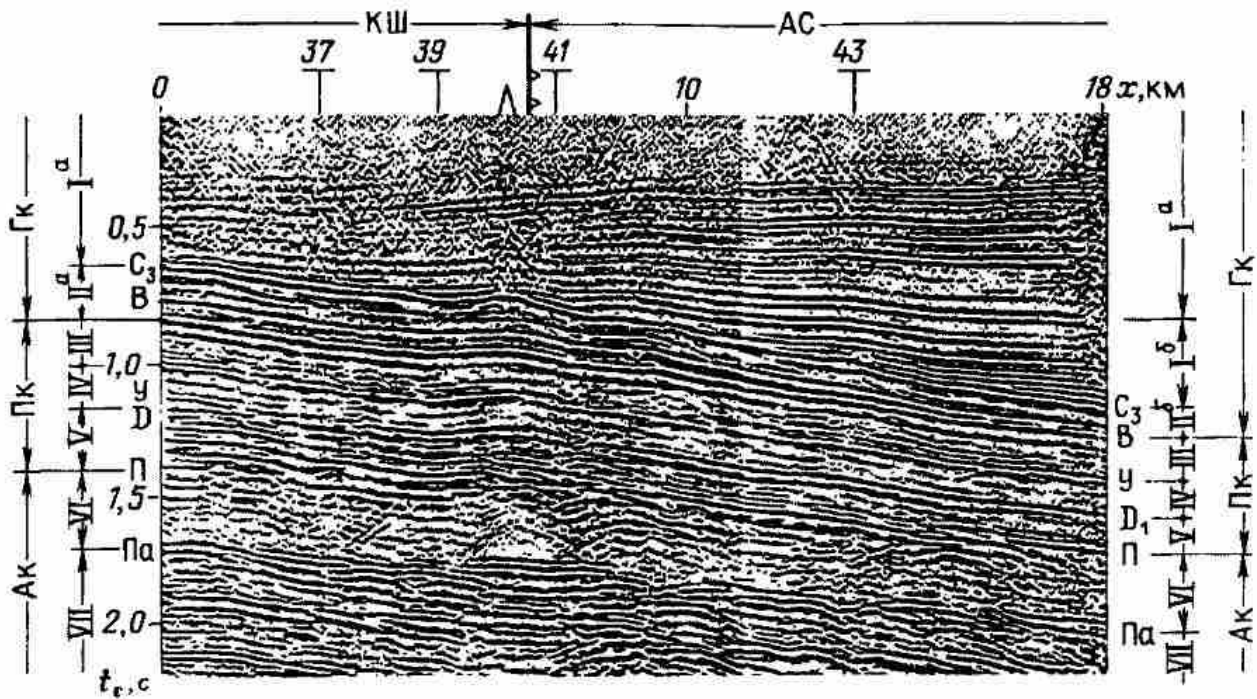


Рис. 67. Временной разрез МОГТ вкост простираия аккумулятивно-тектонического континентального склона Юрюзано-Сылвенской некомпенсированной депрессии верхнекаменноугольно-московского времени (средняя часть Предуральяского краевого прогиба).

Формационные комплексы: Г_к - терригенно-карбонатный стадий некомпенсации и компенсации средней части формационной системы переходного типа (со сложной внутренней структурой); П_к - карбонатно-терригенный нижней части плитной формационной системы (согласный); А_к - терригенный верхней части авлакогенной формационной системы (несогласный). Формации: I^а - нижняя терригенная молассовая морская артинско-сакмарского возраста; I^б - терригенная тонкослоистая флишеидная ассельско-сакмарского возраста стадия компенсации. Формации стадии некомпенсации верхнекаменноугольно-московского времени: II^а - карбонатная барьерно-рифтовая; II^б - карбонатная депрессионная тонкослоистая. Формации нижней части плитной формационной системы: III - шельфовая карбонатная окско-башкирского возраста; IV - шельфовая карбонатная верхнедевонско-турнейского возраста; V - терригенная вендско-силурийского возраста; VI - терригенная многоциклическая рифейского возраста (толстослоистая, с наклонными осями синфазности и дифракциями); VII - терригенная полициклическая рифея (тонкослоистая). Отражающие горизонты, характеризующие субформации (элементарные ассоциации слоев), связанные с поверхностями несогласия: С₃ в кровле верхнего карбона (типа подошвенного прислоения и прилегания), П в подошве венда (типа структурно-эрозионного среза); с согласными поверхностями выравнивания и прерыва в осадконакоплениях: В - терригенная клиноформная (верейский подгоризонт), У - терригенная трансгрессивная (бобриковский горизонт), D₁ - редуцированная терригенно-карбонатная девона, Па - верхняя часть полициклической терригенной формации рифея; КШ - край шельфа; АС - аккумулятивный склон верхнекаменноугольного возраста

наряду с опорными горизонтами в рассмотрение вводят промежуточные формационные комплексы: 1-2, 2-4, 4-5;

визуально (качественно) систематизируют структурные, а также кинематические и динамические параметры в пределах выделенных формационных комплексов.

СФИ по определению является комплексной интерпретацией. Поэтому наряду с сейсмическими параметрами и данными при СФИ требуются:

данные скважинных наблюдений ВСП и АК, а также прочих наблюдений ГИС, необходимые для формирования исходной ГСФМ и ЭСФМ - основы структурно-формационной интерпретации;

сопутствующие данные по не сейсмическим методам разведки, доставляющим дополнительные физические характеристики (проводимость, плотность) комплексов, структура которых задается сейсморазведкой;

существенно расширенные данные (по сравнению с традиционными методами интерпретации) по палеотектонике, палеогеоморфологии, палеогеографии, стратиграфии, анализу фракций, литологическому составу, по выделяемым (ранее) в регионе формационным подразделениям, их вещественному составу, внутренней структуре, по известным и предполагаемым типам ловушек нефти и газа.

Главная особенность априорной информации, используемой при СФИ, — это ее структура, определяемая структурно-формационным подходом:

исходные данные систематизируются (структурируются) в соответствии с априори известными сведениями (по геологическим и прежде всего предшествующим сейсмическим исследованиям) о формационных подразделениях различного ранга и масштаба, выделяемых в изучаемом разрезе;

в пределах каждой (априори выделенной) субформации, формации, формационного комплекса или системы производится предварительное усреднение, т.е. получают эффективные оценки по всем параметрам, используемым при последующей СФИ;

в результате систематизации, структурирования и усреднения данных формируется некоторый набор (банк) формационных признаков, свойственных той или иной ассоциации пород определенного ранга, на основе которого и выделяются формационные объекты на этапах СФИ;

устанавливают соотношения СФК с известными литологическими и стратиграфическими разбиениями разреза. Исходя из совокупности геолого-геофизических материалов, определяют геологические процессы, ответственные за формирование СФК. Основное значение на этой стадии имеет уяснение палеотектонических и палеогеографических условий осадконакопления (континентальные, морские, переходные) на отдельных участках и истории изменения этих условий в пределах СФК (главным образом по латерали).

Важный критерий для расчленения разреза на СФК — наличие региональных границ. Чаще всего к границам СФК приурочены несогласия. Основные виды несогласий — эрозионное срезание и седиментационное несогласие, первое всегда, а второе нередко связаны с перерывом в осадконакоплении.

При визуальном СФА существенное значение имеют выделение и трассирование дизъюнктивных нарушений, часто определяющих латеральные границы СФК. Поскольку ранги дизъюнктивов (Д) и ФО находятся в определенном соответствии, при выделении Д классифицируют на частные, ранговые и внеранговые. Характерные признаки выделения Д — видимые смещения осей синфазности регулярных отражений, разрывы корреляции, осложненные в ряде случаев дифракционными явлениями и образованием петель. Малоамплитудные Д распознают по локальным изменениям динамических характеристик отражений, по незначительным осложнениям формы осей синфазности, изменению углов наклона отражающих границ и т.п. Надежность этих признаков возрастает при их коррелируемости в субвертикальном направлении.

Возможности изучения морфологических и генетических особен-

ностей Д зависят от временной и пространственной разрешающей способности сейсморазведки.

Надежность выделения на временных разрезах СФК и их подразделений (сейсмоформаций) существенно возрастает при комплексном использовании различных динамических характеристик волнового поля (мгновенных амплитуд, частот, фаз и т. п.).

Вследствие того, что огибающие сеймотрасс не зависят от фазы, они могут иметь свои максимумы, отличные от максимумов и минимумов исходных трасс, что обычно связано с интерференцией. В этом заключается принципиальное отличие мгновенной амплитуды от обычно используемых амплитуд отражений. По разрезу мгновенных амплитуд выявляют поверхности несогласия, не различимые по другим данным; на огибающих эти поверхности часто отмечаются резкими изменениями амплитуд, обусловленными изменениями физических свойств прилегающих снизу к границе несогласия отложений. Большие значения мгновенных амплитуд часто связывают с литологическими изменениями между смежными пластами, а также с газовыми и газоконденсатными скоплениями. Резкие локальные изменения мгновенных амплитуд могут быть связаны со сбросовыми зонами. Отражения почти постоянной мощности, как правило, используют в качестве опорных для определения временных мощностей выделяемых СФК, для фиксации региональных и локальных зон выклинивания, фациальных замещений и т. п.

Мгновенная фаза не зависит от амплитуды, и поэтому на разрезах мгновенных фаз слабые когерентные сигналы выделяются и прослеживаются более уверенно. На таких разрезах удается наиболее уверенно выявлять выклинивания, угловые несогласия, зоны нарушения непрерывности корреляции, дифрагированные волны и т. п. Фазовые изображения полезны при стратификации сейсмических отражений.

Значения мгновенных частот в значительной степени определяются внутренней структурой ФО, мощностей и вещественного состава слагающих их слоев. Выклинивания, границы газоводяных, водоуглеводородных контактов также могут проявляться на изменениях мгновенной частоты, иногда достаточно резких. Дополнительным параметром является средневзвешенная частота, которая по своим значениям приближается к доминирующей (видимой) частоте сейсмической записи.

При визуальном выделении СФК и составляющих их сейсмоформаций последующий анализ генезиса этих ФО базируется на следующих признаках¹⁾:

принадлежность выявленного ФО к конкретной части системы (обстановки) осадконакопления, возможной в данных палеотектонических и палеогеографических условиях. Для континентальных условий такими обстановками являются: речная, эоловая, озерная, конусов выноса (коллювиальная); для прибрежных условий основными являются дельтовая и волноприбойная обстановки; для морского осадконакопления – шельфовая, склоновая и глубоководная (абиссальная). Выяснение

¹ На стадии визуального прогнозирования генезиса выявленных ФО целесообразным является использование приемов сеймостратиграфического анализа, в частности, анализа «сейсмических фаций» [33].

обстановки позволяет ограничить при интерпретации перечень конкретных ФО, допустимых для данной обстановки;

энергетические условия осадконакопления; низкоэнергетические гидродинамические обстановки благоприятны для формирования глинистых, карбонатных и хемогенных отложений; признаком низкоэнергетических условий является покровный или сигмовидный тип залегания границ – постепенность переходов между сейсмоформациями внутри СФК; при высокоэнергетических гидродинамических обстановках может накапливаться более грубозернистый, прежде всего песчаный материал; признаки высокоэнергетических обстановок – наличие косой или неупорядоченной седиментационной слоистости, быстрая изменчивость рисунка сейсмической записи по латерали;

режим осадконакопления – терригенный или карбонатный.

Для терригенного режима дополнительно оценивают прогнозную гранулометрию приносимого материала: тонко- и грубозернистую, смешанную. Основой для прогноза служат представления о фракционном составе отложений в области сноса и оценки дальности переноса материала. Отсутствие крупнозернистых частиц ограничивает возможности образования песчаных тел-коллекторов УВ даже при потенциально благоприятных высокоэнергетической обстановке и палеогеографических условиях осадконакопления. Отсутствие глинистого материала ограничивает возможности формирования флюидоупоров и т. п.

При визуальном СФА должны быть четко определены не только виды отображаемых параметров (например, мгновенные параметры a, f, ψ), сами способы отображения (переменные амплитуда, плотность, ширина, градационные способы и др.), но и масштабы и определенные ракурсы отображений традиционных результатов сейсморазведки – временных и мигрированных разрезов.

Основные требования, приводящие к модификации масштабов отображений, сводятся к следующему.

Отображение должно быть оптимальным с точки зрения выделения и трассирования ФО. Это достигается обычно при приведении двумерного отображения ФО к квазиизометричной форме. Поскольку обычно вертикальные и горизонтальные размеры (линзы, пласты и т. п.) соотносятся как 1:10 (и более), как правило, вертикальный масштаб приходится увеличивать в 10 раз и более по сравнению с горизонтальным.

Линейные размеры временных разрезов (планшеты), используемые для визуального анализа, должны быть таковы, чтобы целевые ФО выделялись на них целиком. На разных этапах разведки целевыми являются ФО разного масштаба, следовательно, соответственно должны различаться и размеры планшетов.

При выборе масштаба отображения должны быть согласованы разрешающая способность сейсморазведки по вертикали Δ_v и горизонтали Δ_r . Для усредненных условий соотношение $\Delta_v/\Delta_r \approx 0,1$ и менее. Таким образом, и с этой точки зрения масштабы должны быть искажены соответственно.

При визуальном СФА, разумеется, приходится учитывать и разрешающую способность глаза (примерно 0,5 мм на линию). Это необходимо (прежде всего по времени t) для сохранения возможности фикс-

сировать и качественно распознавать рисунок отражений при выделении однородных зон (ФО) на разрезах.

Изложенные требования определяют основные приемы по выбору масштабов и трансформации отображений. К ним относятся:

выбор масштабов целевых ФО, соответствующих масштабу отображения на разрезе (планшете), согласованных с разрешающей способностью масштабов по времени t и по профилю;

определение оптимального соотношения вертикального и горизонтального масштабов (сжатие, растяжение, относительное искажение);

необходимое прореживание разреза по времени (изменение шага дискретизации) и по профилю (прореживание трасс) с предварительным сглаживанием разреза (путем временной или/и пространственно-временной фильтрации) или без него.

При отображении на экран интерактивного устройства (например, АРМГЕО) размер планшета жестко определен, поэтому необходимо заранее установить целесообразность разбиения разрезов на части и размеры этих частей.

Некоторое представление о соотношении масштабов отображений на различных этапах ГРП дает табл. 8.

К числу целесообразных трансформаций сейсмических разрезов (при их подготовке для визуального СФА) следует отнести и транспонирование разрезов из формы представления $a(t)$ в форму $a(x)$. Традиционные разрезы, состоящие из трасс $a(t)$, при любом типе отображения (переменной амплитуды, ширины и пр.) специально приспособлены для выделения и трассирования квазигоризонтальных геологических тел и изучения их слоистой структуры. Изучение квазивертикальных, например, дизъюнктивных объектов требует перехода к формам представления $a(x)$. В простейшем случае трассы $a(x)$ получают путем транспонирования временного разреза как последовательности всех первых отсчетов трасс $a(t)$, всех вторых и т. д.

На разрезах $a(x, t)$ создаются наиболее благоприятные условия для выделения и трассирования квазивертикальных дизъюнктивов, а также других динамических особенностей записей, в частности, «ярких пятен» и т. п. (рис. 68). Опыт использования таких отображений (Л. Н. Ворожцов, Л. Л. Трусов и др.) показывает, что при этом удается выделить существ-

Таблица 8

Этап ГРП	Масштаб геологической карты	Ранги СФО	Масштабы СФО, км (вертикальный/горизонтальный)	Масштабы сейсмических разрезов	
				по профилю	по глубине
Региональный	1 : 1 000 000	СФС,	2–10	1 : 500 000	1 : 50 000
	1 : 500 000	СФК	100–500		
Поисковый	1 : 200 000	СФ,	0,1–2,0	1 : 100 000	1 : 10 000
	1 : 100 000	ССФ	1–20		
Разведочный	1 : 50 000	КСА,	0,01–0,05	1 : 50 000	1 : 5 000
	1 : 25 000	МСА	0,2–5,0		

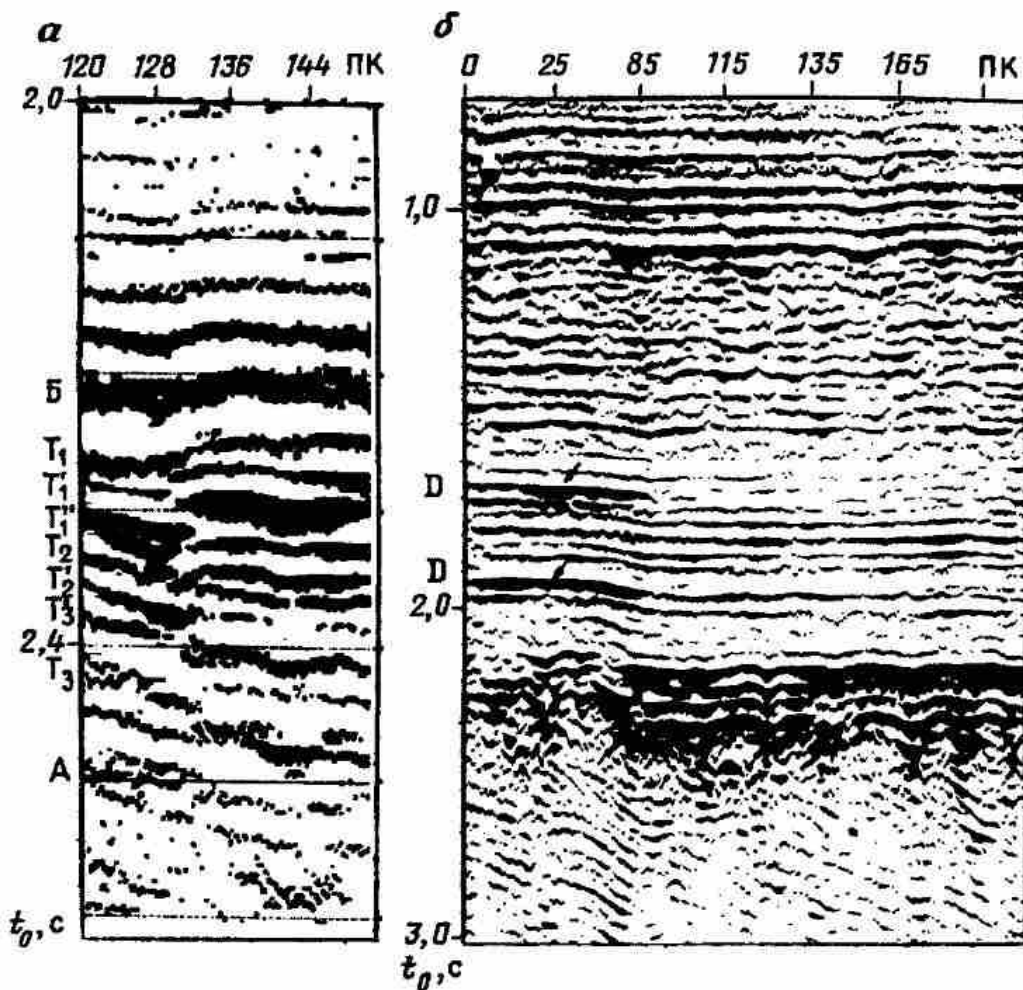


Рис. 68. Использование отображений при визуальном СФА:
a и *б* соответственно выделение дизъюнктивных нарушений и аномалий типа «яркое пятно»

венно большее число дизъюнктивов (в том числе малого масштаба) и, что особенно важно, более однозначно установить их ранги, согласованные с рангами слоистых ФО.

5.3. КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ МЕТОДЫ СЕЙСМОФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА

На стадиях количественного (формализованного) расчленения исследуемого разреза на ФО разного масштаба и ранга основными задачами являются:

- определение масштабов и рангов ФО, слагающих разрез;
- количественное обоснование разбиения разреза на ФО определенных масштабов;
- выделение и трассирование по профилям ФО разных рангов;
- систематизация основных характеристик, накопленных на предыдущих этапах (обработки, ПГР, визуального СФА и пр.), по соответствующим ФО, создание наборов сейсмоформационных характеристик ФО;
- увязка и комплексирование результатов СФА сейсмических данных с данными ГИС и бурения;

построение структурно-формационных разрезов, карт, блок-диаграмм.

В основе формализованных методов выделения ФО лежат основные принципы СФИ:

определенная степень однородности ФО по основным структурно-формационным характеристикам (см. гл. 1, принцип 5);

направленность и непрерывность изменения этих свойств в пределах ФО (см. гл. 1., принцип 6);

иерархическая структура исследуемых разрезов, состоящих из конечного набора ФО (вложенность) (см. гл. 1, принципы 3 и 4).

В соответствии со сложившейся структурой методов анализа сейсмических данных, а также со спецификой этих методов, выделяют две группы СФА:

вертикального сейсмоформационного анализа (ВСФА) (одномерный анализ по вертикальным сечениям сейсмического разреза);

горизонтальный сейсмоформационный анализ (ГСФА) (двумерный анализ в плоскости сейсмического разреза)¹.

5.3.1. Вертикальный сейсмоформационный анализ

На этапах выделения (обнаружения) ФО при вертикальном сейсмоформационном анализе (ВСФА) используют:

детерминистские методы выделения ФО заданной структуры (внутренней) путем разнообразных видов линейной и нелинейной фильтраций, в том числе методы спектрально-временного анализа (см. раздел 5.4);

статистические способы выделения ФО на принципах однородности изучаемых объектов, а также методы распознавания как на основе обучения по эталонам (например, по скважинным данным), так и в варианте без обучения (кластерный анализ [23]).

Один из простейших способов выявления рангов и масштабов ФО – нелокальный (т. е. в каждом случае с принятием решений по всей совокупности данных) алгоритм Ш. А. Губермана [11] и его последующие модификации (Л. В. Кузнецов и др.).

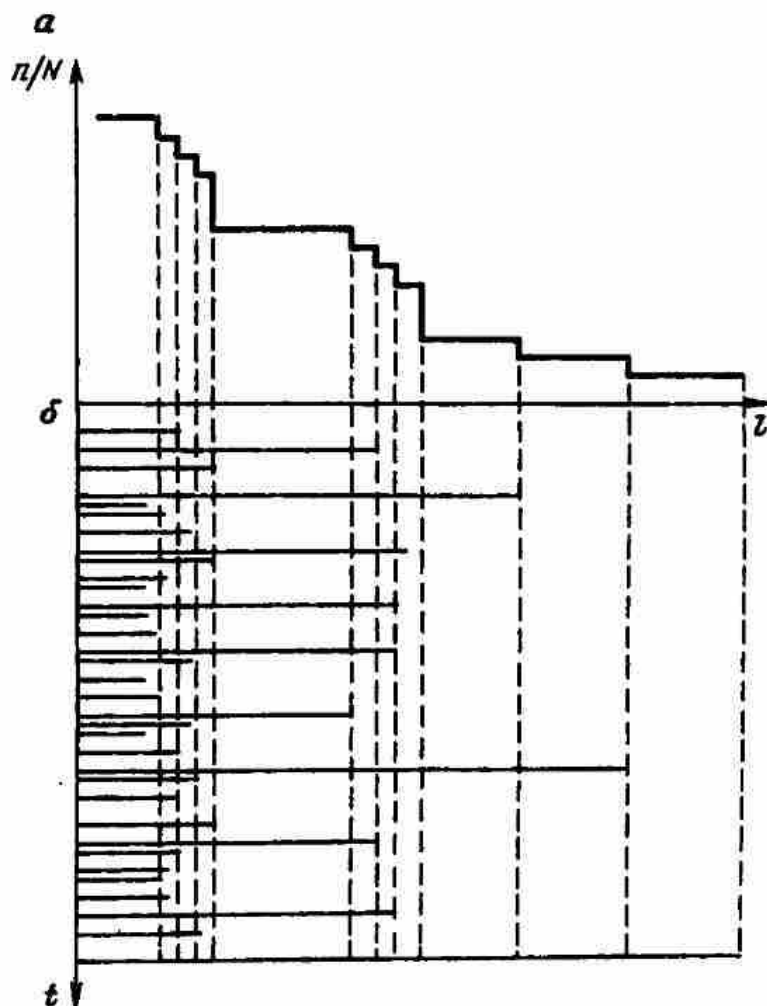
Алгоритм включает трансформацию исходного отображения разреза² (кривые ГИС, сейсмические кривые, отображающие физические свойства ФО, слагающих разрез и т. п.) в знаковую функцию (рис. 69). Последующие операции сводятся к выделению, подсчету числа и стиранию знаковых элементов (ФО) последовательно нарастающей мощности. При этом получают (рис. 69):

график длительностей элементов: каждому стираемому элементу ставят в соответствие отрезок, величина которого равна мощности (или

¹ Очевидно, что с расширением работ по объемной сейсморазведке, неизбежным станет трехмерный анализ, т. е. ОСФА (объемный).

² Существенно, что алгоритмы подобного рода применимы к отображениям разреза в виде последовательности ФО как геологических тел с их основными физическими характеристиками. С этой точки зрения сейсмические трассы не являются такими отображениями, так как на них динамически выражены прежде всего границы между ФО разного ранга и масштаба.

Рис. 69. Схема выявления рангов и масштабов ФО (по Ш. А. Губерману и Л. В. Кузнецову)



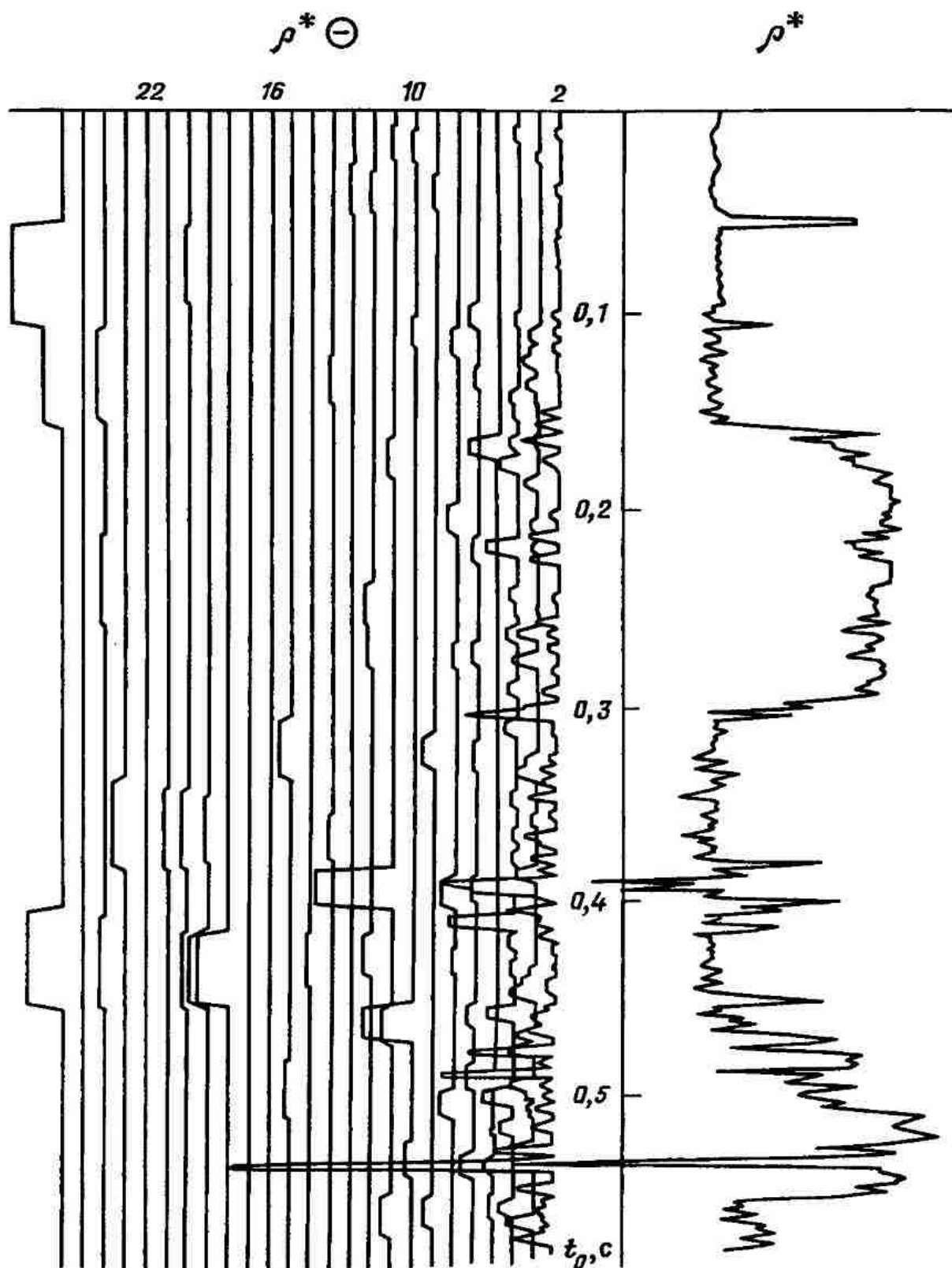
длительности по времени) стираемого элемента, причем на времени (глубине), отвечающем элементу;

кумулятивную кривую n/N типа функции распределения элементов разреза различной мощности.

Таким образом, одновременно получают интегральную кривую распределения ФО по масштабам в разрезе (рис. 69, *a*) и конкретное дифференциальное их распределение по времени или глубине (рис. 69, *b*).

Могут быть использованы и другие виды разложения. В частности, С. В. Клушин предложил разложить кривые ГИС (либо их аналогии, например, псевдоакустические кривые ПАК) на элементы типа слоя с постоянной или градиентной характеристикой изменения измеряемого параметра [19]. Параметрами разложения являются мощность слоя (в единицах глубины или времени), а также знак изменения параметра (пониженное или повышенное значение, положительный или отрицательный градиент). Получаемая в результате разложения матрица элементов (рис. 70) фактически является аналогом матрицы Губермана – Кузнецова (см. рис. 69). Ее отличие, однако, заключается в том, что суммирование элементов матрицы позволяет получить исходную функцию с достаточно высокой точностью. Иными словами, в этом случае учитывается не только внутренняя структура исходной функции, но и ее динамические характеристики.

Статистические способы выделения ФО различаются по исходной модели предполагаемого изменения параметров в разрезе, но, как



правило, близки по используемому математическому аппарату, в частности по применяемым статистическим критериям.

В варианте пластовой модели среды распределения геофизических (сейсмических) параметров в разрезе аппроксимируется кусочно-постоянной функцией. Соответствующее разбиение на пласты (слои) осуществляется по средним значениям параметров m_p в принятых интервалах определения и по их выборочным дисперсиям s_p^2 . При этом используют известные статистические критерии (Стьюдента, Фишера, Кочряна).

Исходные оценки \hat{m}_p и \hat{s}_p^2 первоначально получают по минимальным

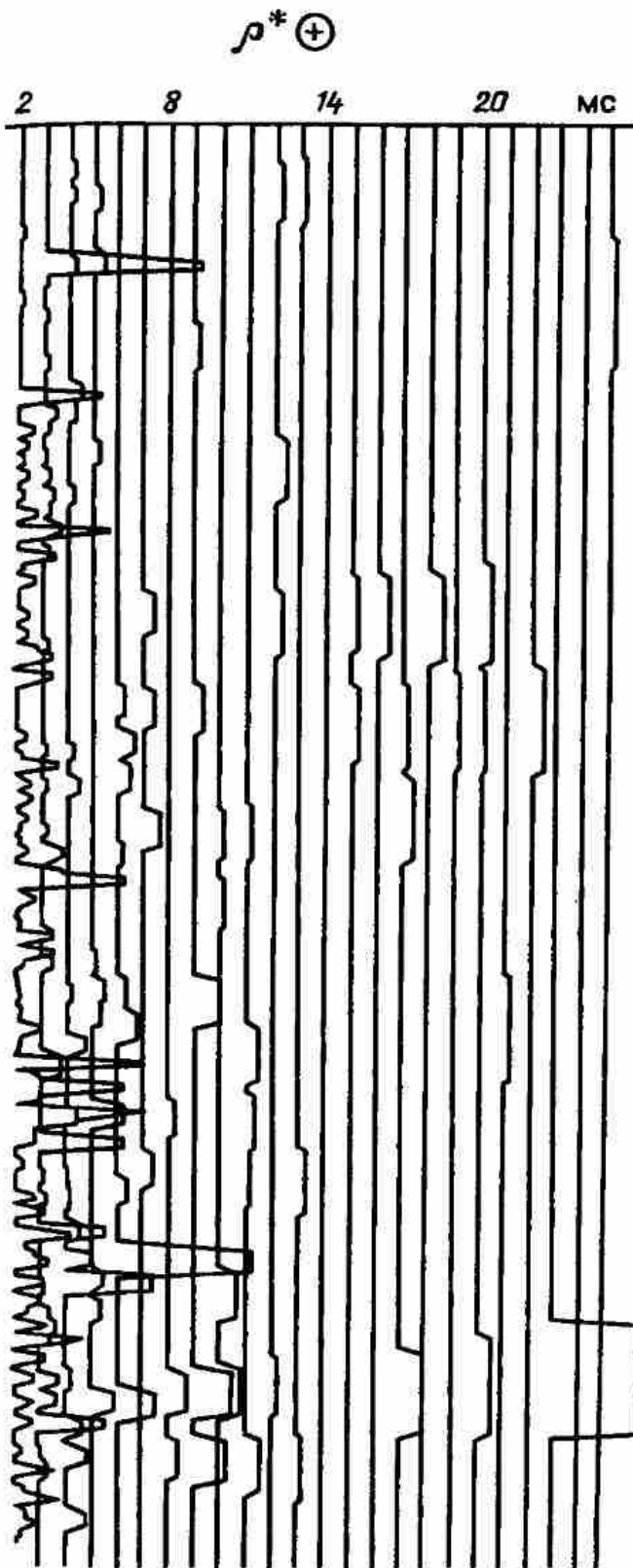


Рис. 70. Разложение кривых ГИС (АК) на элементы (по С. В. Клушину)

совокупностям точек n ($\min n = 3$) соответственно в минимальных по мощности интервалах разреза.

Последующее сопоставление полученных оценок и принятие решений по методу последовательного анализа позволяют выделить в разрезе интервалы однородности минимальной протяженности (программы АНОМАЛ, ОДНОРОДНОСТЬ и др.). Контроль и управление детальностью расчленения разреза на ФО разного ранга и масштаба осуществляются варьированием уровней значимости критериев. Пример выделения ФО по набору сейсмических параметров (амплитуда, частота) приведен на рис. 71.

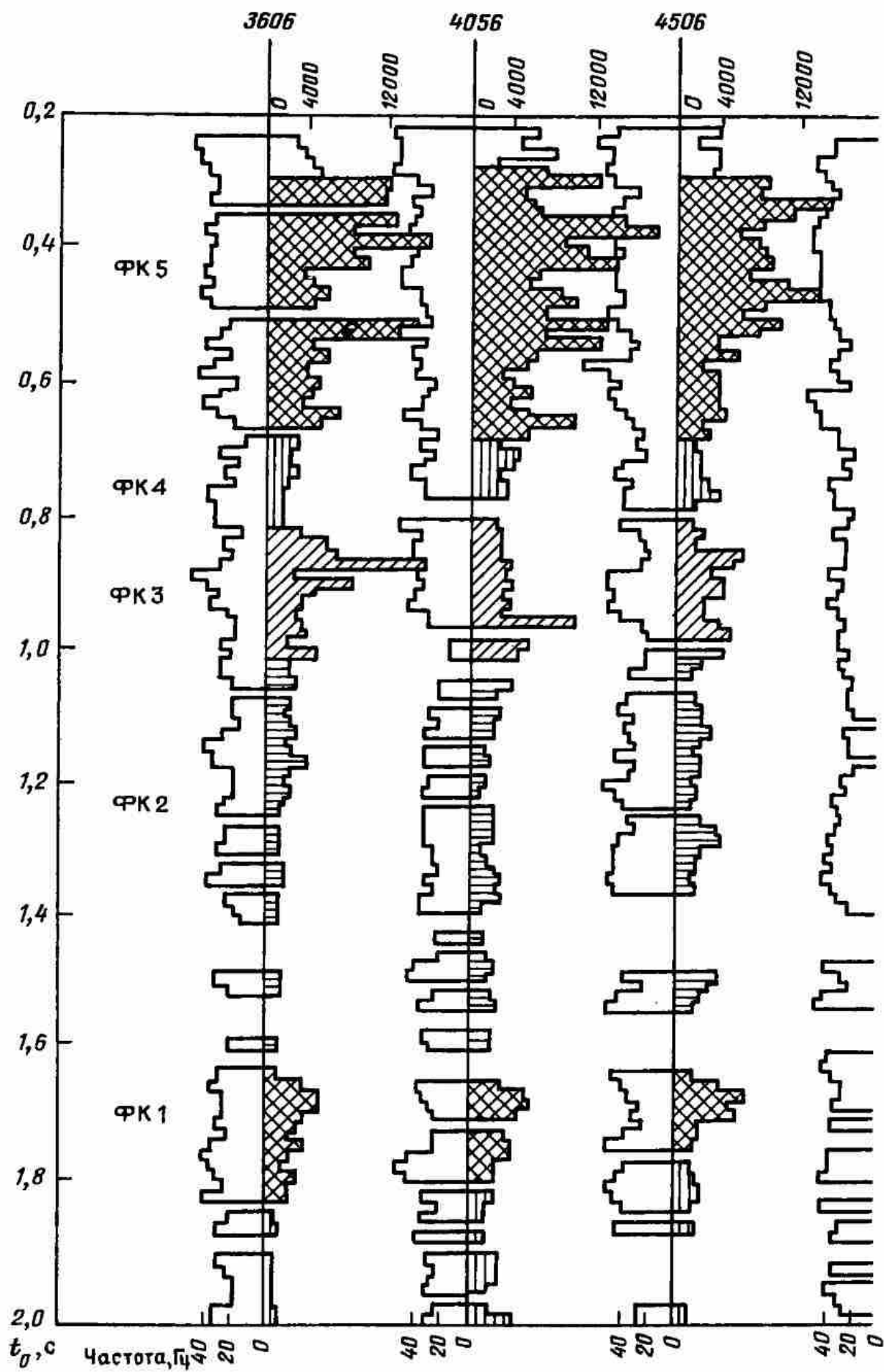
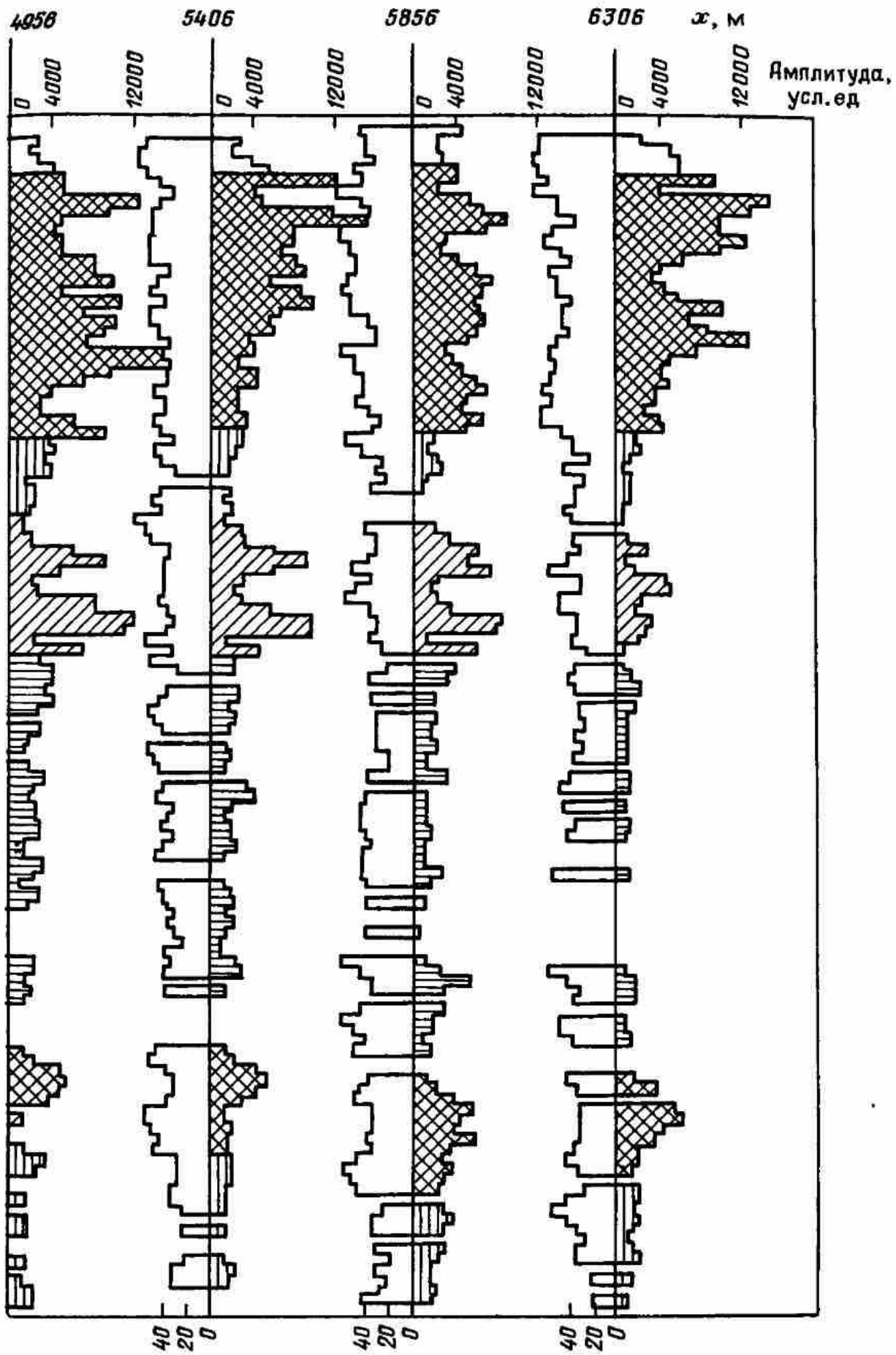


Рис. 71. Пример разбиения разреза на основе



статистических критериев (программа АНОМАЛ)

Потери эффективности способа связаны обычно с отклонениями распределения параметров в реальном разрезе от кусочно-постоянной модели.

От указанного недостатка свободны способы, в которых принята кусочно-линейная аппроксимация зависимостей геофизических параметров от глубины (или времени). К числу таких способов принадлежит алгоритм дихотомического расчленения разреза на ФО разных масштабов (А. К. Яновский, 1974 г.). В математической постановке решаемая задача состоит в аппроксимации совокупности из N точек многозвенной ломаной с незакрепленными концами звеньев. Наилучшим разбиением считается такое, которое обеспечивает минимум средней квадратичной погрешности аппроксимации (s). На первом этапе методом наименьших квадратов (МНК) исходная совокупность точек усредняется одним звеном. Далее рассматриваются возможные двузвенные разбиения, из которых выбирается разбиение, обладающее меньшей дисперсией ($\min s$). Затем оценивается преимущество двузвенного разбиения перед однозвенным по статистике:

$$c = [(N - 2)(s_1^2/s_2^2 - N + 4)]/2,$$

которая подчиняется распределению Фишера с числом степеней свободы 2 и $N - 4$. Если $c < F_{2, N-4}$ с выбранным уровнем значимости, то двузвенное разбиение не имеет существенных преимуществ перед однозвенным. При этом предпочтение отдается однозвенной аппроксимации и звено остается «неделимым». Итеративный процесс разбиения исходной кривой на звенья завершается по заданному минимальному числу точек в звене, либо непосредственно по заданному уровню значимости для критерия Фишера. В результате процесса строится дихотомическое (бинарное) дерево, ярусы которого соответствуют определенным рангам ФО. Количественную оценку выделяемых рангов ФО получают по значениям дисперсии в соответствующих интервалах разреза. Пример разбиения показан на рис. 72. Разбиение по каждой трассе сейсмического разреза выполнялось независимо, поэтому коррелированность результата характеризует (наряду с геологическими особенностями участка разреза) устойчивость процедуры.

Вернемся к масштабам ФО, выявляемым на кумулятивных кривых типа n/N (см. рис. 69). Очевидно, что шкалу масштабов ФО можно перевести в шкалу соответствующих им значений видимых (преобладающих) или/и верхних частот¹. Тогда выделенным масштабам ФО будут соответствовать определенные диапазоны частот.

По физическому смыслу ясно, что диапазоны частот для разных рангов ФО будут перекрываться, т.е. они будут «размытыми». Эта ситуация наиболее точно описывается в рамках теории нечетких (размытых) множеств. Основное положение этой теории при распознавании (разбиении на классы) как раз и состоит в том, что каждый объект может принадлежать (в разной степени) к двум или нескольким нечетким классам, и это является принципиальным моментом, не связанным с

¹ Как показано далее, реальные кривые типа n/N в шкале частот получают на основе СВАН (см. раздел. 5.4).

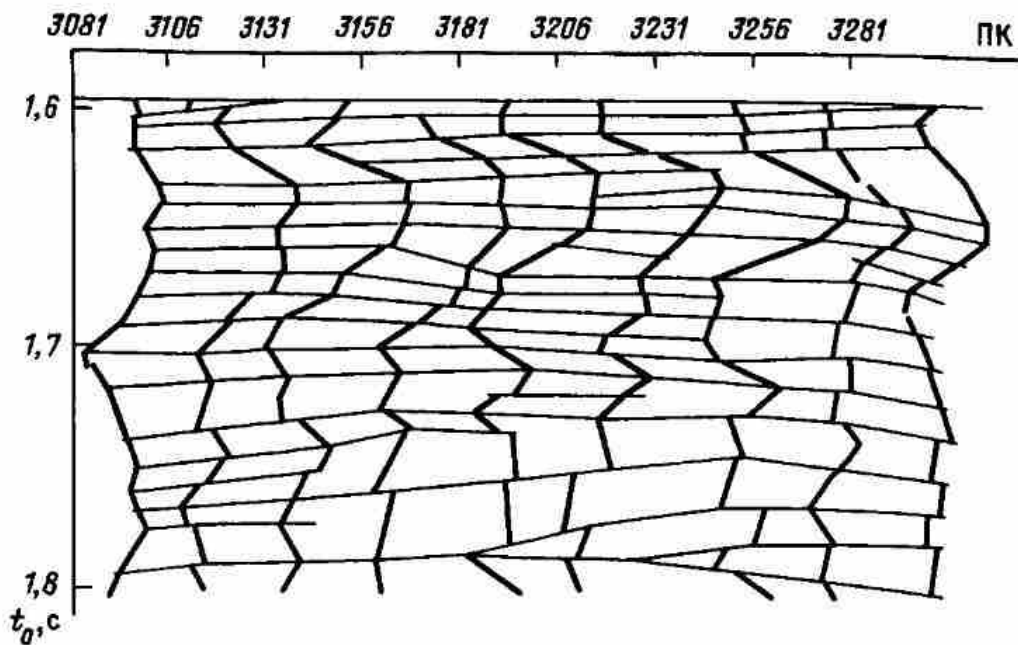


Рис. 72. Пример дихотомического разбиения разреза

недостатком априорной информации. Наличие объектов промежуточного характера, нестатистическая неопределенность принадлежности объектов к определенным типам – вот основания теории нечеткости.

Конкретные алгоритмы определения соответствующих заданному материалу функций принадлежности имеют следующую структуру.

На начальной стадии полагают:

$$\sum_{l=1}^K m_l(x) = 1; \quad m_l(x) \geq 0; \quad l = \overline{1, K}; \quad x \in X, \quad (5.8)$$

где $m(x)$ – функции принадлежности, задаваемые априори, например, на основании визуального анализа графиков $n/N(f)$; X – область определения параметра (в данном случае n/N); l – предполагаемое количество рангов ФО, задаваемое априори.

Последующие стадии ($t = 0, 1, \dots$) сводятся к следующему.

1. $t = 0$. Задают $m_i^0(x_j)$, удовлетворяющие (5.8) при $x_j \in X$; $i = \overline{1, K}$; $j = \overline{1, n}$, а также точность вычислений ϵ .

2. Вычисляют K взвешенных средних (центров классов) v_i^0 , $i = \overline{1, K}$:

$$v_i^0 = \frac{\sum_{x \in X} [m_i^0(x)]^2 x}{\sum_{x \in X} [m_i^0(x)]^2}. \quad (5.9)$$

3. Увеличивают t на единицу $\rightarrow t := t + 1$.

4. Вычисляют новые $m(x)$, $x_j \in X$, $j = \overline{1, n}$; $i = \overline{1, K}$ для областей x_L, x_K ,

x_M

$$\begin{aligned}
m_i(x) &= \begin{cases} 1, & i = 1 \\ 0, & i \neq 1; \end{cases} \\
x \in X_L & \\
m_i(x) &= \begin{cases} 1, & i = K \\ 0, & i \neq K; \end{cases} \\
x \in X_K & \\
m_i(x) &= \begin{cases} 1, & x = v_i, \quad i = l \\ 0, & x = v_i, \quad i \neq l, \quad 1 \leq l \leq K; \end{cases} \\
x \in X_M & \\
m_i(x) &= \frac{1/\|x - v_i\|^2}{\sum_{j=1}^n (1/\|x - v_j\|^2)}, \quad x \neq v_i; \quad i = \overline{1, K},
\end{aligned} \tag{5.10}$$

где $\|\dots\|$ – норма расстояния $x - v_i$, например, в метрике L_2 .

5. Вычисляют новые значения v_i^t по формуле (5.9).

6. Вычисляют $\delta = \max \{\Delta m_i^t(x_j)\}$

$$1 \leq i \leq K$$

$$1 \leq j \leq n,$$

где $\Delta m_i^t(x_j) = [m_i^t(x_j) - m_i^{t-1}(x_j)]$.

7. Сравнивают $\delta \leq \varepsilon$: если $\delta < \varepsilon$ – конец счета; при $\delta > \varepsilon$ – возврат к п. 3.

Уточненные по приведенному алгоритму функции принадлежности приведены на рис. 73. Фактически они определяют частотные характеристики фильтров, согласованных с представлениями о рангах ФО, описываемых кривой $n/N(f)$. Следовательно, наилучшее выделение рангов можно получить при помощи соответствующих фильтров. На практике, как обычно, согласованные фильтры можно заменить на аппроксимирующие их полосовые при тщательном согласовании их полосы пропускания и крутизны срезов. Полученные характеристики «ранговых» фильтров обнаружения используют далее при горизонтальном СФА.

Разбиение разрезов по вертикали на ФО выполняется при наличии целого ряда сейсмических кривых $F(H)$, $F(t_0)$, полученных при обработке данных. Это и зависимости $v_3(t_0)$, мгновенные параметры a, f, ψ , кривые псевдокаротажа ПАК и др. Тем самым, если учитывать при разбиении все эти параметры, возникает ситуация, близкая к той, которая имеет место в ГИС, например, при построении единой литологической колонки по совокупности каротажных кривых.

В практике ГИС эта задача решается различными способами:

путем пометодного разбиения и последующей увязки выделенных пластов (в нашем случае ФО) на основе их детального сопоставления, учета индивидуальной детальности и специфики методов в каждом интервале разреза и т. п.;

путем задания весов каждому из методов или выбора ключевого метода, разбиение по которому далее дополняется (детализируется, уточняется) по данным других методов;

путем построения кодовых (т. е. комплексных) комбинаций методов, при котором получают единственное разбиение (если не сталкиваются с ситуацией неопределенности).

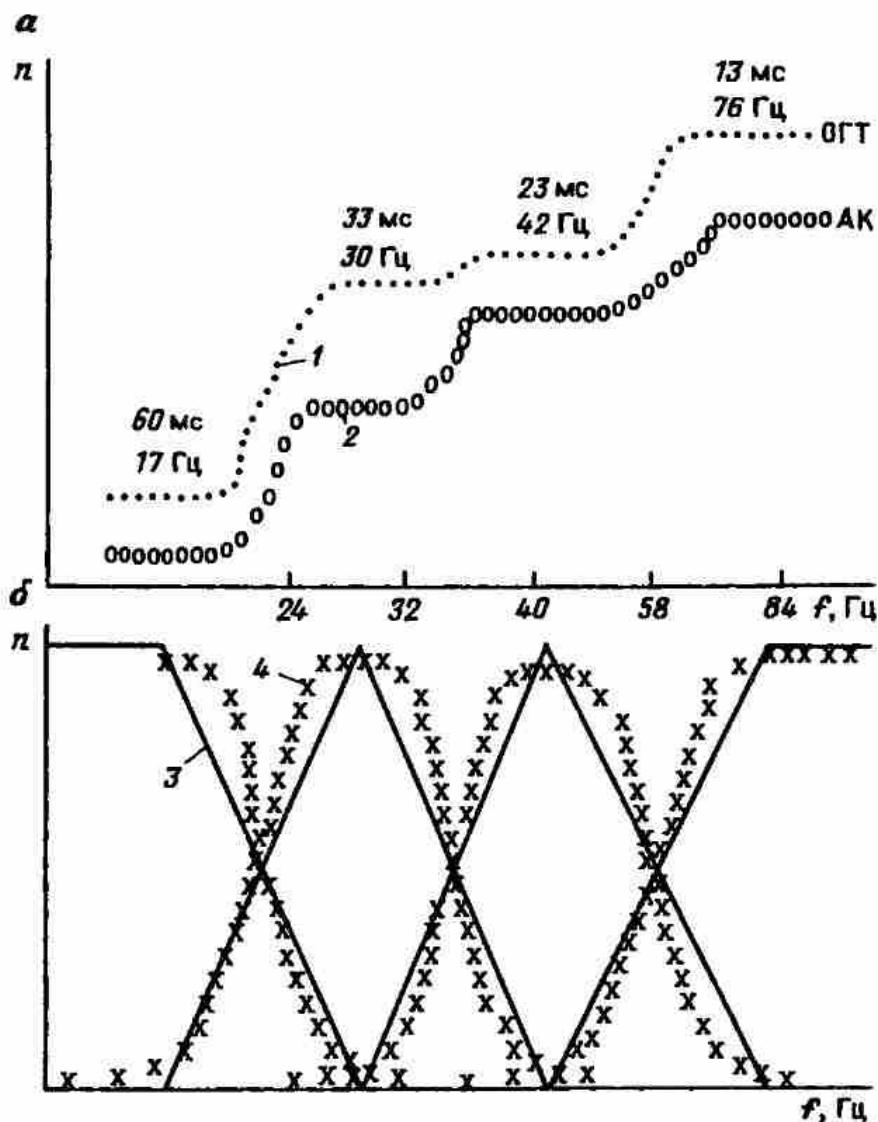


Рис. 73. Определение частотных характеристик «ранговых» фильтров по алгоритму, основанному на теории нечетких множеств:

а - кривые $n(f)$, построенные по результатам спектрально-временного анализа данных ОГТ и АК; б - исходные и уточненные функции принадлежности.
 1 - кривая по ОГТ; 2 - кривая по АК; 3 - исходная функция принадлежности; 4 - результирующая (уточненная) функция принадлежности

Сам факт различия разбиений по разным методам, разумеется, не случаен. Каждому из них, как правило, отвечают свое физическое основание, свои принципы, специфические погрешности и т.п. В силу этого в разных интервалах разреза они могут различаться (хотя бы и незначительно) не только по детальности, но и по составу и степени влияния геолого-геофизических (петрофизических, формационно-физических) факторов.

Рассматриваемая задача является по своему содержанию задачей комплексирования. Подробнее она рассмотрена в гл. 6. Здесь же следует отметить, что наиболее полное и обоснованное решение она получает в рамках СФИ. Главные особенности этого решения: согласование и контроль за единством рангов и масштабов объектов, выделяемых по разным методам в различных интервалах разреза; многомерность результата комплексного анализа, при котором основные характеристики ФО (структура, вещественный состав, генезис, постседиментацион-

ные изменения и т. п.) получают по взвешенной совокупности методов. При этом веса устанавливаются итеративной процедурой многомерной корреляции видов структурно-формационных параметров и свойств ФО с учетом погрешностей их определения.

5.3.2. Горизонтальный сейсмоформационный анализ

Горизонтальный сейсмоформационный анализ (ГСФА) включает: сопоставление результатов ВСФА на соседних участках сейсмического профиля и по площади, отождествление выявленных ФО и их трассирование;

горизонтальный анализ по каждому из ФО (разного ранга и масштаба) всех параметров, измеренных на предыдущем этапе, выделение областей локальных изменений времен, интенсивности, частоты и др., их усреднение и определение производных параметров – градиентов, дисперсий, уточнение границ ФО по вертикали и латерали;

построение структурно-формационных схем, карт, разрезов и блок-диаграмм (глубин, мощностей, параметрических отображений) по целевым ФО с указанием основных свойственных им параметров.

На всех стадиях ГСФА сейсмические данные сопоставляются с данными ГИС и бурения. При достаточности последних каждый из выделенных ФО получает кроме сейсмических также и каротажные, и петрофизические характеристики. В ряде случаев это позволяет однозначно определить тип выделенного ФО.

Методы ГСФА можно подразделить на детерминированные и статистические. К первым, в частности, относятся все модификации, направленные на распространение последовательностей ВСФА на профиль или/и на площадь. Наиболее близким аналогом этих модификаций является известное соотношение вертикальных и горизонтальных анализов скоростей в ОГТ [30]. При переходе от ВСФА к ГСФА шаг анализа по профилю устанавливают:

в зависимости от детальности решаемой задачи (а следовательно, от стадии ГРП – региональной, поисковой, разведочной);

с учетом качества сейсмического материала и его изменения вдоль профиля;

с использованием априорных данных об особенностях строения исследуемого разреза и его изменениях по латерали (внешней и внутренней структурам ФО, вещественном составе и пр.);

с учетом того, что совокупность ВСФА должна быть достаточной как с точки зрения обоснованности последующей интерполяции, так и с точки зрения необходимости описания всех основных типов анализируемого разреза.

Перечисленные условия определяют, как правило, нерегулярный шаг ВСФА по профилю при латеральном анализе ФО. Наряду с этим, могут быть использованы и регулярные последовательности ВСФА, построенные либо по каждой трассе исходного временного разреза ОГТ, либо с заданным постоянным шагом по разрезу (см. рис. 72).

Детальный ГСФА возможен также на основе предварительного выделения (по вертикали) целевых ФО и далее непрерывного анализа

этого ФО по латерали (по аналогии с горизонтальным анализом спектров скоростей). В подобных случаях целесообразно использование автоматизированных средств прослеживания (корреляции).

Статистические методы ГСФА включают:

методы распознавания ФО с обучением на участках, освещенных бурением и ГИС;

методы кластерного анализа (без обучения) для разбиения двумерных (на разрезах) и трехмерных (по площади) пространств на ФО разного масштаба и ранга;

статистические адаптивные методы обнаружения аномалий в поле сейсмических (кинематических и динамических), каротажных, петрофизических и других параметров, заранее структурированных по интервалам разреза.

Методы распознавания (с обучением и без обучения) широко освещены в геофизической литературе [23]. Остановимся поэтому на примере адаптивного статистического анализа.

Особенность задачи заключается в необходимости комплексирования параметров, каждый из которых имеет определенный физический смысл. В отличие от них комплексный параметр уже не может иметь физического смысла и является фактически лишь отображением меры, по которой должно быть принято решение о наличии, либо отсутствии аномалии (нарушении однородности совокупности параметров по латерали, т. е. смена ФО). В большинстве случаев используют вероятностную меру (программа АНОМАЛ, Т. А. Камоян, И. А. Мушин, 1985 г., [30]).

В качестве исходных данных используют массивы (векторы) определений параметров, упорядоченные по интервалам разреза (либо по включающим целевой интервал ФО более крупного масштаба). Программа АНОМАЛ позволяет, например, одновременно анализировать массивы данных по 10 и более параметрам, с максимальным объемом по каждому из параметров – 500 определений.

Решения принимают последовательно по каждому из параметров, а затем и по их совокупности. При этом могут рассматриваться двухальтернативные (H_0 – аномалия есть, H_1 – аномалии нет) и трехальтернативные (H_0 – есть положительная аномалия, H_1 – есть отрицательная аномалия, H_3 – нет ни положительной, ни отрицательной аномалий) гипотезы.

Для каждого исследуемого параметра определяют разрывные области однородности по средним значениям и средним квадратичным отклонениям (с использованием критериев Кочряна и Стьюдента). На этих областях и принимаются решения.

В качестве статистики используют отношение правдоподобия. Собственно проверка гипотез реализована на основе метода последовательного анализа (метод А. Вальда), гарантирующего максимальную мощность решений при минимуме используемой информации.

Для принятия решения по совокупности параметров для каждого элементарного участка профиля x вводится мера:

$$G(x) = \sum_{i=1}^m \hat{P}_i(x) b_i,$$

где $\hat{P}_i(x) = \begin{cases} P_0^i(x), & \text{когда принимается гипотеза } H_0 \\ P_1^i(x), & \text{когда отвергается гипотеза } H_0; \end{cases}$

m – число рассматриваемых параметров; $P_1^i(x)$, $P_0^i(x)$ – вероятности принятия гипотез H_0 , H_1 по i -му параметру; b_i – априорные весовые нормированные коэффициенты, характеризующие информативность каждого параметра.

Гипотетические значения параметров в области аномалий задают в виде $\theta_0^i = A_0^i u$; $\theta_1^i = A_1^i u$, где A_0^i , A_1^i – априори заданные коэффициенты; u – среднее значение параметра для выбранного уровня – области однородности, имеющей наибольшую протяженность (50–60% от общего числа наблюдений). Если такого уровня не существует, рассчитывают условный уровень как средний между наиболее протяженными и близко расположенными. С учетом этой особенности число наблюдений по каждому параметру в среднем должно превосходить 200–250.

Нормированные весовые коэффициенты информативности параметров либо задают по априорным данным (по результатам предшествующих анализов данных сейсморазведки и ГИС), либо рассчитывают по исходным данным с использованием меры Кульбака – Леблера [30]. Вариация априорных параметров позволяет в некоторой мере преодолеть неопределенность априорной ситуации и адаптировать используемый аппарат к конкретным условиям эксперимента.

Реализуемые этапы:

последовательный вызов массивов параметров по отдельным интервалам разреза (или по ФО более высокого ранга и масштаба); предполагается, что предварительно устранен тренд (по крайней мере линейный);

определение областей однородности по каждому из параметров;

анализ выделенных областей и принятие решения по каждому из параметров;

построение комплексной меры $G(x)$ и принятие решения по совокупности параметров; гипотеза H_0 (на участке x) принимается в случае превышения $G(x)$ некоторого порога (0,6–0,9), свойственного исследуемому району, в противном случае гипотеза отвергается.

Пример применения программы АНОМАЛ представлен на рис. 74.

Для интервала, включающего продуктивную толщу ($t_0 = 1,7$ с) указанные параметры введены с коэффициентами информативности соответственно: 0,5; 0,2; 0,2; 0,1. Для покрывающего ($t_0 = 1,6$ с) и подстилающего ($t_0 = 1,8$ с) интервалов разреза рассматривались параметры E , сигнал/помеха – f с априорными коэффициентами информативности: 0,6; 0,25; 0,15.

Априорные коэффициенты A_0^i и A_1^i приведены в табл. 9.

Как видно из рис. 74, выделение зоны неоднородности (аномалии) по интервалу, включающему продуктивную толщу, происходит при значительных величинах априорных коэффициентов A_0^i , A_1^i , т.е. аномалия весьма надежная. Аномалии по интервалам 1,6 и 1,8 с – слабые, они получены при значительно меньших величинах этих коэффициентов. Анализ показал, что первая из них связана с неоднородностями ВЧР, а

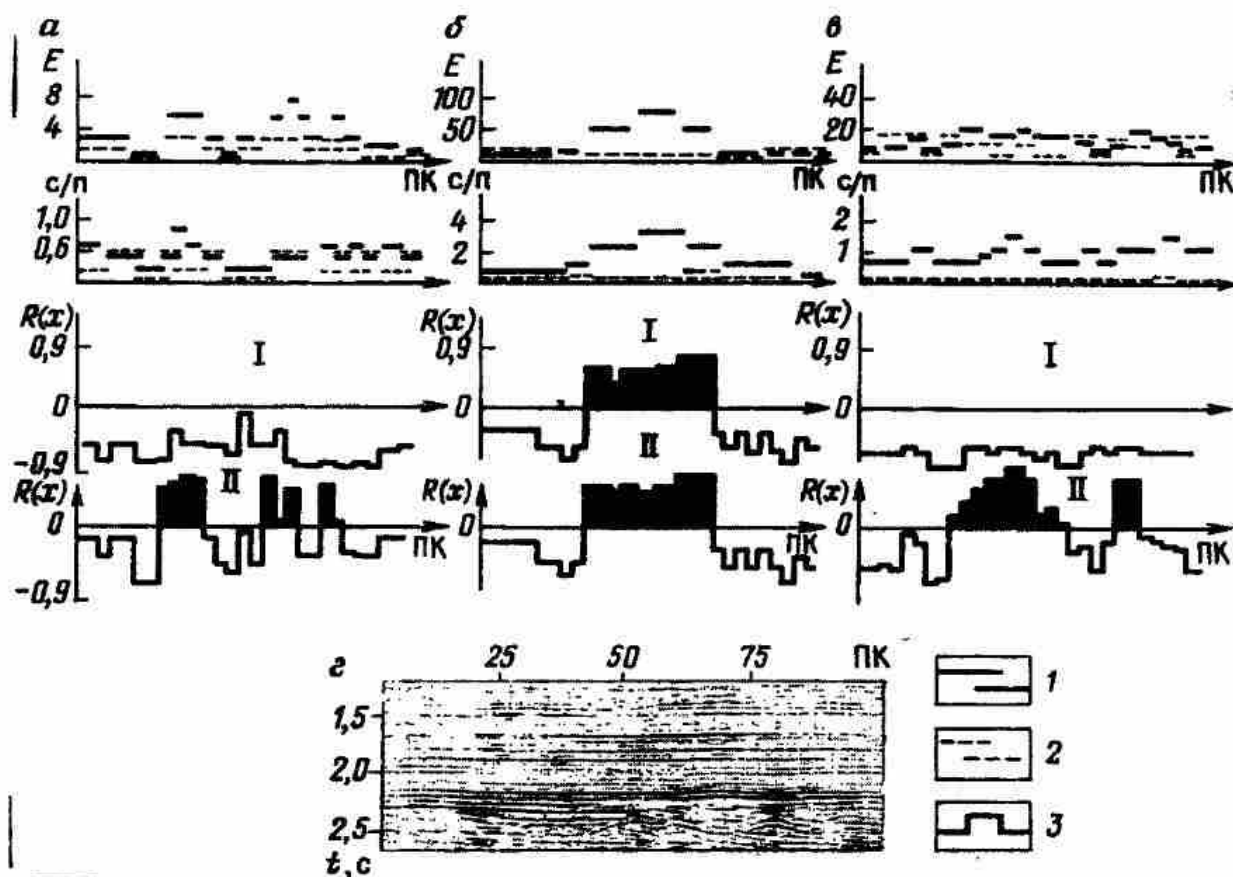


Рис. 74. Пример применения программы АНОМАЛ при горизонтальном СФА. Интервалы t , с: а 1,55-1,65, б-1,65-1,75, в-1,75-1,85; E — энергия; $с/п$ — отношение сигнал/помеха; $R(x)$ — комплексный параметр при двух уровнях значимости I и II; г — фрагмент арременного разреза, по которому велось распознавание

вторая является остаточным проявлением продуктивной зоны в поле параметров отражений от подстилающих ее горизонтов.

На основе систематизации и структурирования в пределах выделенных ФО многочисленных параметров (кинематических, динамических, эффективных параметров разреза) можно построить большое число параметрических отображений структурно-формационного разреза СФР. При этом возможны два основных принципа построения таких отображений:

апостериорного наложения на разрез по тому или иному параметру каркасной структурной схемы ФО с их границами, построенной предва-

Таблица 9

Параметр	Коэффициенты A'_0, A'_1		
	Вариант I	Вариант II	Вариант III
E	3; 2,5	1,5; 1,2	1,7; 1,5
$с/п$	3; 2,5	1,2; 1,1	1,4; 1,2
f	0,95; 1,05	0,95; 1,05	0,95; 1,05
v	0,95; 1,05	0,95; 1,05	0,95; 1,05

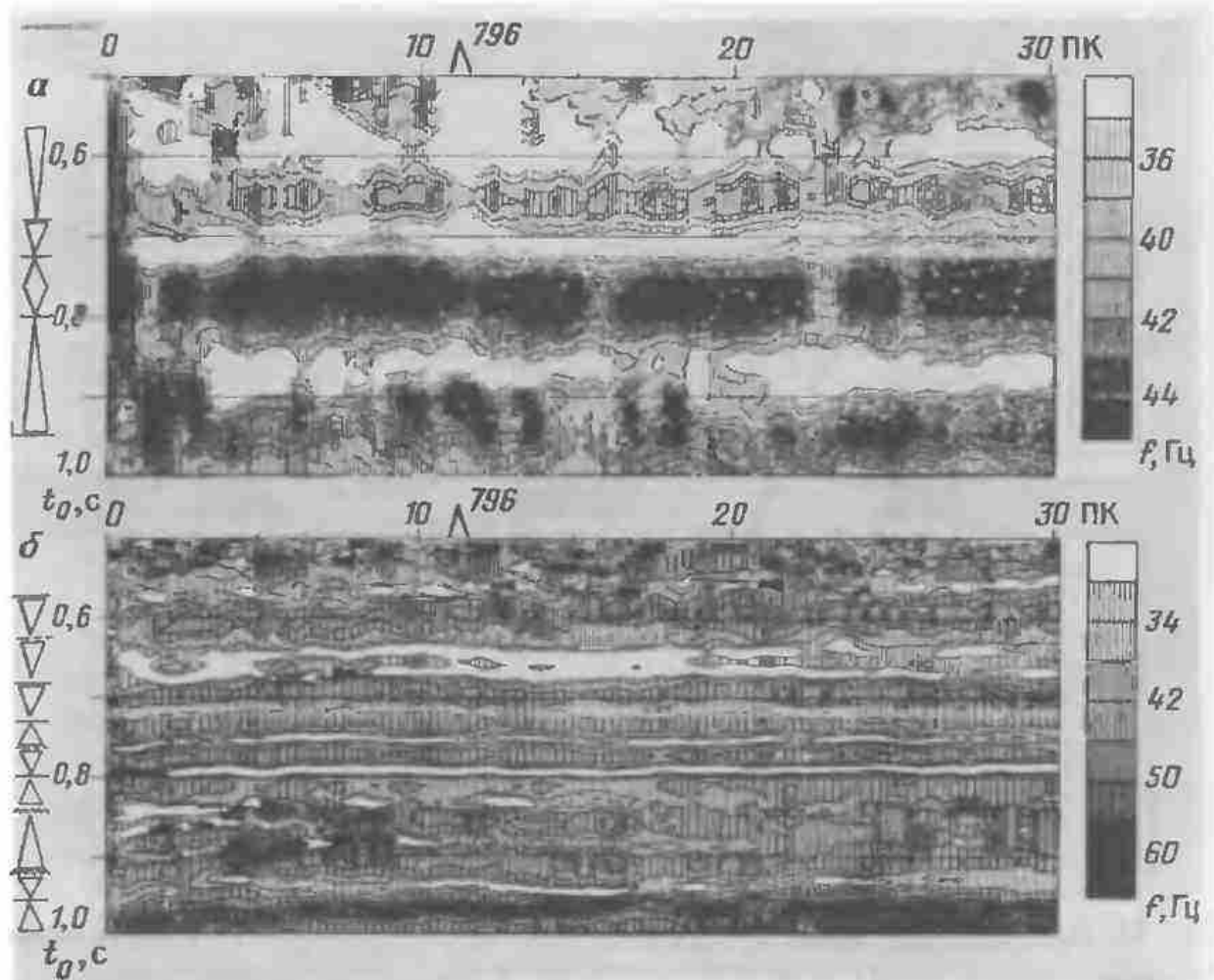


Рис. 75. Ранговые структурно-формационные разрезы, полученные в результате дополнительной обработки разреза мгновенных частот.

Выделение ФО масштабов, соответствующих частоте, Гц: а – 14–16, б – 32–36

нительно (на предшествующих стадиях) по совокупности других параметров; далее осуществляются усреднение вновь используемого параметра в пределах ФО, определение градиентов, дисперсий, возможное уточнение границ ФО по данному параметру и т. п.;

априорного выделения и трассирования ФО по разрезу того или иного параметра на основе лишь исходных представлений о масштабах и рангах ФО, слагающих разрез, в этом случае значительную роль играет предварительная фильтрация разрезов в частотных диапазонах, установленных на стадии анализа масштабов и рангов ФО (см. раздел 5.3.1).

На рис. 75 приведен пример такого выделения ФО разных рангов и масштабов на разрезах мгновенной частоты. Последовательность процедур включала: получение динамического мигрированного разреза ОГТ; фильтрацию этого разреза в двух диапазонах частот, соответствующих выявленным рангам ФО; применение преобразования Гильберта к каждому из полученных (двух) разрезов – построение разрезов мгновенных частот; выбор формата и масштаба отображений полученных СФР двух рангов.

Существенно, что в результате применения традиционных (т. е. принятых в производственной обработке) процедур удалось реализовать

принцип «вложенности» ФО малых масштабов в ФО больших масштабов – важнейший принцип СФИ.

Близкий к этому результат можно получить также путем построения средневзвешенных частот. Сглаживание при этом осуществляется в интервалах времени, соответствующих установленным априори временным масштабам ФО. Кроме того, при сглаживании целесообразно использование в качестве весовых коэффициентов значений мгновенных амплитуд в соответствии с формулой:

$$f(t) = \frac{\sum_{i=1}^m f_i(t) a_i^2(t)}{\sum_{i=1}^m a_i^2(t)}.$$

Приведенную схему получения поранговых параметрических отображений ФО на структурно-формационных разрезах можно применить при отображении любых исследуемых параметров: волновых – амплитуды, частоты, энергии, отношения сигнал/помеха и пр.; эффективных параметров разреза – псевдоакустических кривых (ПАК), эффективных коэффициентов отражения (РЕАПАК, ЭПМ), акустических жесткостей (ПАРМ) и пр.

По завершении каждого цикла СФА (каждый цикл соответствует изучению ФО определенного ранга и масштаба) переходят к сейсмоформационному прогнозированию СФП. Последовательность стадий СФА → СФП → СФА → ... → СФП реализует итеративный процесс перехода к ФО все более мелкого ранга и масштаба (но в пределах разрешающей способности метода). Таким образом, на каждый этап СФП поступают:

структурно-формационные разрезы, карты и блок-диаграммы, характеризующие разрез на уровне масштабов и рангов ФО, по которым далее выполняется прогнозирование;

геологические (палеотектонические, палеогеографические, палеогеоморфологические) модели процессов формирования и модели собственно ФО, полученные на предшествующем этапе прогнозирования – на уровне ФО более высокого ранга и масштаба.

5.4. СПЕКТРАЛЬНО-ВРЕМЕННОЙ АНАЛИЗ

Спектрально-временной анализ (СВАН) – одна из методик сейсмоформационного анализа (СФА), являющаяся важнейшим инструментом для выявления тонкой внутренней структуры и прогнозирования вещественного состава ФО различного масштаба и ранга.

Получаемая по результатам СВАН дополнительная геологическая информация о типах седиментационной цикличности ФО, регрессивных и трансгрессивных режимах осадконакопления, об относительном распределении в разрезе коллекторов и покрышек, а также перерывов в

осадконакоплении и т. п. – может быть использована на всех этапах и стадиях геологоразведочного процесса (ГРП). При геофизической интерпретации СВАН позволяет осуществлять комплексирование данных сейсморазведки с данными других геофизических методов на уровне единых ФО, согласованных по масштабу и рангу с разрешающей способностью методов, в частности, увязку данных наземной и скважинной сейсморазведки с ГИС, идентификацию одноименных толщ через разрывы, обусловленные, например, дизъюнктивными нарушениями, соляными диапирами, отождествление и совместную интерпретацию волн разных типов (P, S, PS) и т. п. К настоящему времени методика СВАН широко опробована на экспериментальных сейсмических материалах.

5.4.1. Каноническая методика спектрально-временного анализа

Геологические модели (ГСФМ) седиментационной цикличности, рассмотренные выше (см. раздел 2.2.3), положены в основу методики СВАН. Центральная процедура СВАН – целенаправленный перебор фильтраций. Исходным материалом для СВАН служат временные разрезы до и после миграции – результаты детальной (в том числе и динамической) обработки. Существенно, что режимы деконволюции на различных этапах обработки должны выбираться таким образом, чтобы форма сейсмического сигнала на результативных разрезах была близка к нуль-фазовой.

СВАН выполняется по фрагменту временного (мигрированного) разреза, включающему обычно 12–24 суммотрасс ОГТ. Совокупность фрагментов, полученных при различных фильтрациях (включая обязательно и исходный фрагмент без дополнительной фильтрации) – составляет СВАН-колодку (рис. 76). Анализ СВАН-колонок проводится путем сопоставления различных фильтраций в комплексе с анализом всех других видов сейсмического материала: разрезов ОГТ (в разных полярностях), разрезов мгновенных амплитуд, частот, фаз, псевдоакустических разрезов и др.

Параметры фильтров, используемых при СВАН, выбирают таким образом, чтобы их операторы были подобны по форме (это достигается фиксированной логарифмической крутизной левого и правого срезов всех фильтров), имели небольшую длительность во времени (это достигается применением достаточно широкополосных двухоктавных фильтров), с четко выраженным по величине основным максимумом и малыми дополнительными экстремумами (отсюда треугольная характеристика), с нулевым смещением максимума отклика фильтра (нуль-фазность). Таким образом, указанным требованиям отвечают: двухоктавные нуль-фазовые фильтры с треугольной частотной характеристикой (например: 5–10–20 Гц, 10–20–40 Гц и т. п.).

Начальную частоту максимума частотной характеристики первого (нумерация фильтров ведется с нижних частот) F_1 и конечную частоту последнего (при данном переборе) M -го фильтра F_M выбирают в соответствии с реально достигнутой при наблюдениях и обработке шириной спектра сейсмических колебаний.

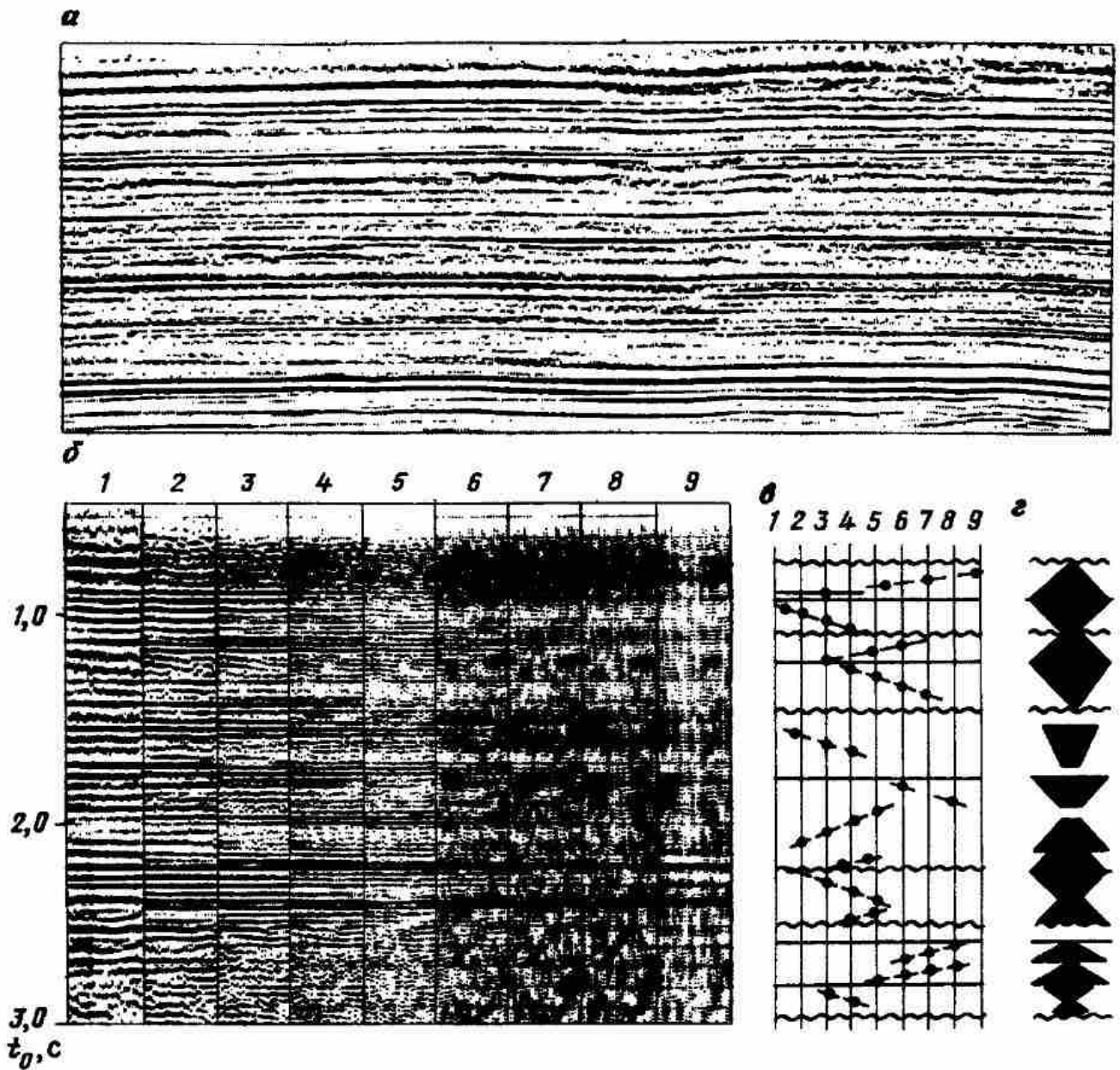


Рис. 76. Основные результаты спектрально-временного анализа (СВАН):
a - исходный временной разрез (площадь Салым, Западная Сибирь); *b* - СВАН-колонка; *c* - СВАН-диаграмма; *d* - СМЦ-колонка

Шаг перебора фильтров ΔF выбирают на основе следующих соображений. Как известно [5], период частотной характеристики тонкого слоя (элемента сейсмоциклита) при аргументе h/λ (h - мощность слоя, λ - длина волны) равен 0,5. Поскольку частотная характеристика описывается дискретно (с шагом ΔF), учтем условие ее «восстанавливаемости» без искажений (по Котельникову). Тогда для соседних фильтров

$$h/\lambda_1 - h/\lambda_2 \leq \frac{1}{5} \cdot 0,5 < 0,1.$$

После несложных преобразований, получим

$$F_2 - F_1 = \Delta F = 1/10d_1,$$

где d_1 - временная (одинарная) мощность слоя.

Выбор значения d_i определяется условиями экстремума в каждой из частотных полос СВАН-колонки.

Экстремум достигается при $d_i \approx T/2$, где T – видимый период, реализуемый при заданной полосе фильтра.

Далее получим $F_{i+1} = bF_i$, где $b = 1,2$; F_i и F_{i+1} – частоты максимумов соответственно i -го и $i + 1$ -го фильтров.

Граничные частоты фильтров рассчитывают с учетом их частотной характеристики: $F_{gr} = 1/2 F$; $F_{gr} = 2F$.

Например, при $F_1 = 10$ Гц, $F_M = 50$ Гц, получим следующий набор фильтров для СВАН: 5–10–20; 6–12–24; 7–14–28; 8–16–32; 10–20–40; 12–24–48; 14–28–56; 17–34–68; 21–42–84; 25–50–100 Гц. Таким образом, реализуется шаг перебора фильтров, возрастающий с увеличением частоты.

Качество и надежность интерпретации СВАН-колонок зависят от особенностей строения исследуемого разреза (масштаба и рангов циклитов, наличия ациклических толщ, степени постседиментационных изменений отложений и т.п.), от качества сейсмических материалов (соотношения сигнал/помеха и разрешенности записи), оптимальности графа предшествующей обработки, от корректности выбора режимов реализации СВАН и видов изображения его результатов.

Результатом анализа СВАН-колонки является СВАН-диаграмма (рис. 76, в) и СМЦ-колонка (рис. 76, з).

Отчетным (воспроизводимым) документом анализа СВАН-колонки является СВАН-диаграмма. По ходу анализа на нее выносятся:

границы перерывов седиментации (резкие – непрерывными линиями, незеркальные – волнистыми, типа локальных ПСА – пунктиром);

зоны смены рангов (по расщеплению отдельных фаз на две-три, отмечается в виде скобки, ограничивающей зону смены со стороны больших рангов);

в интервалах разреза, ограниченных перерывами, на СВАН-диаграмму выносят все выделенные оси синфазности, прослеживаемые на СВАН-колонке (по каждой из полярностей). Фазы отмечают линией максимальных амплитуд (длина линии 2–3 базы СВАН-колонки) и жирной точкой, соответствующей максимальному значению (значениям) амплитуды на данном времени. Направленные изменения частоты (в точках максимумов амплитуд) во времени в совокупности с выделенными перерывами позволяют далее завершить интерпретацию СВАН-колонки в виде СМЦ-колонки.

Конечным результатом анализа СВАН-колонки является СМЦ-колонка (см. рис. 76, з). На эту колонку выносят перерывы (со СВАН-диаграммы), функция же изменения частоты от времени $F(t_0)$ трансформируется в различные типы СМЦ. В случае одновременного выделения СМЦ разных рангов строят параллельные колонки, по которым разносят СМЦ разных рангов.

Окончательное построение СМЦ-колонки должно учитывать характер изменения во времени параметров, характеризующих вещественный состав отложений (данные ПАК, величины $\gamma = v_s/v_p$ и т.д.).

СМЦ-колонка – конечный результат вертикального анализа сейсмоциклитов. В точках профиля, на которых размещены глубокие сква-

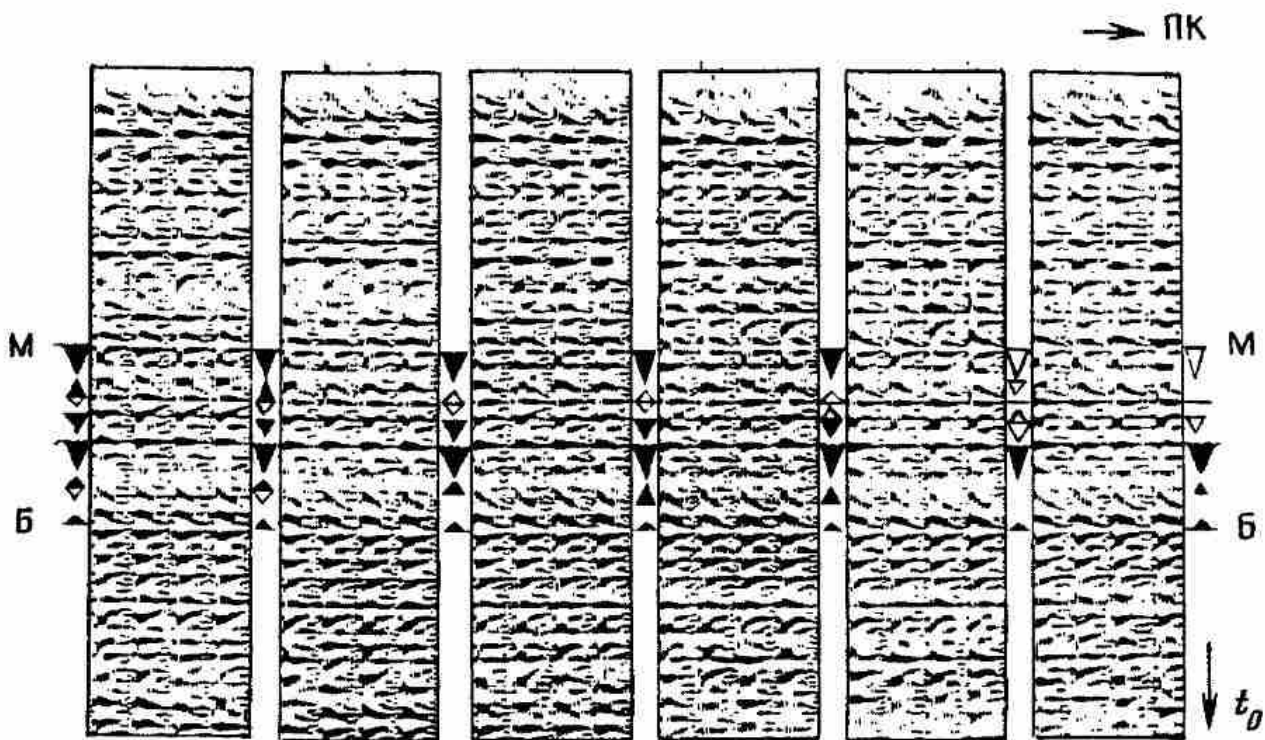


Рис. 77. Непрерывный горизонтальный анализ (СВАН) по профилю ОГТ. СВАН выполнен в однотрассовом режиме. В результирующий разрез сделаны врезки СМЦ-колонок

жины, СМЦ-колонок сопоставляют с колонками циклитов, выделенных по результатам анализа керна и данных ГИС.

От вертикального анализа СВАН-колонок к анализу по латерали (по профилю) переходят по аналогии с технологией анализа скоростей. Шаг анализа по профилю устанавливают:

в зависимости от детальности решаемой задачи (а следовательно, стадии ГРП – региональной, поисковой, разведочной);

с учетом качества сейсмического материала и его изменением вдоль профиля;

с использованием априорных данных об особенностях строения исследуемого разреза и его изменениях по латерали, о свойствах цикличности седиментации и характере постседиментационных процессов и т. п. (рис. 77).

На основании совместного анализа совокупности СВАН-колонок, СМЦ-колонок, развернутых графиков частот и СМЦ, данных, характеризующих вещественный состав, тип и характер слоистости и т. д. и временных разрезов по профилям строят структурно-формационные разрезы и карты.

5.4.2. Автоматизированные модификации спектрально-временного анализа

Ближайшим к каноническому СВАН является автоматизированный аналог, получивший название АНВЕРС [30]. Способ основан на применении набора фильтров, аналогичных СВАН. Отфильтрованные трассы детектируют и сглаживают в скользящем интервале времени, величину которого выбирают в зависимости от ранга анализируемых ФО. Далее с

выбранным шагом по времени, согласованным с величиной интервала сглаживания, строят горизонтальные сечения сглаженных трасс, получая тем самым матрицу, аналогичную матрице вертикальных спектров скоростей (рис. 78). Максимумы этих сечений определяют автоматически, тем самым построение зависимости $F(t_0)$ может быть полностью автоматизировано.

Способ сохраняет все основные достоинства СВАН при существенном упрощении интерпретации СВАН-колонок. Выбор соответствующего способа отображения результатов АНВЕРС (в виде карт рельефа, полутонного, векторного, цветного изображений) существенно упрощает и визуальный анализ СМЦ, в том числе с использованием интерактивных средств (АРМГЕО).

Замкнутый цикл построения СМЦ различных рангов по технологии АНВЕРС (с регулярным шагом по профилю) позволяет использовать ее и при ГСФА – для построения структурно-формационных разрезов СМЦ.

Автоматизированный аналог СВАН удастся построить на основании разрезов мгновенных параметров a , f , ψ – результатов преобразования Гильберта окончательных разрезов ОГТ. В способе реализуется последовательность процедур:

по трассе (или совокупности трасс) мгновенных частот $f(t)$ определяют моменты времени t_i , соответствующие фиксированным значениям частот: 10, 11, ... Гц;

по трассе (трассам) мгновенных амплитуд $a(t)$, соответствующей той же трассе исходного разреза, что и трасса $f(t)$, определяют значения a в найденные (по трассе $f(t)$) моменты времени;

строят матрицу величин $a_{\text{мгн}}$ в координатах $f_{\text{мгн}} - t_0$;

проводят двумерное сглаживание матрицы (по $f_{\text{мгн}}$ и t_0), параметры которого согласованы с масштабами выделяемых ФО.

Результат реализации указанных процедур представлен на рис. 79 (по данным Г. Г. Шаталова). Как видно, визуальное выделение СМЦ по данному представлению не составляет труда. Кроме того, векторное изображение полученных зависимостей позволяет получить непрерывное по профилю выделение СМЦ, т.е. сейсмоциклический структурно-формационный разрез.

Следует напомнить, что описанный способ основан на анализе $f_{\text{мгн}}(t)$, $a_{\text{мгн}}(t)$, являющихся однозначными функциями t . Поэтому выделение СМЦ разных рангов на одном времени в этом способе исключается (в отличие от СВАН, АНВЕРС). Тем не менее, его технологичность (в том числе высокое быстродействие, удобная форма отображения) позволяет рассчитывать на успешное его применение на практике в комплексе, например, с редкой сетью СВАН.

В технологии АСОМ (М. Б. Коростышевский и др.) реализована непосредственная автоматизация СВАН на основе программ фазовой корреляции. Здесь (в отличие от описанных уже способов) учитывается фактор прослеживаемости волн, являющийся важным комплексным показателем, характеризующим как геологические и формационно-физические свойства изучаемых ФО и их границ, так и геофизические типа сигнал/помеха, разрешенности, т.е. параметры качества материала,

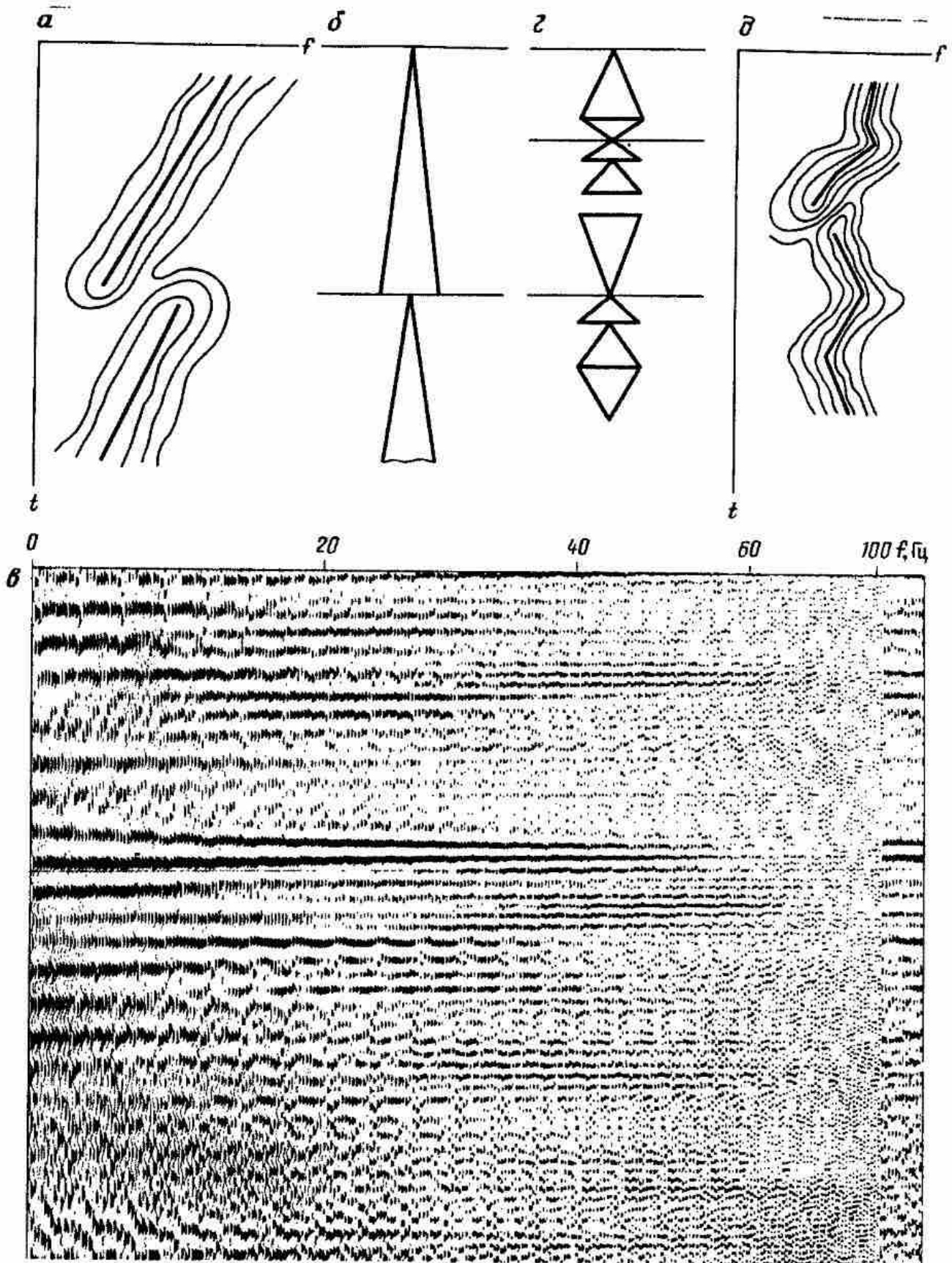


Рис. 78. Пример применения автоматизированного аналога СВАН-программы АНВЕРС (Прибалтика):

a карта интенсивности записи на СВАН-колонке с выделением СМЦ ранга формационных комплексов;
б крупномасштабная (ФК) СМЦ-колонка; *в* - исходная СВАН-колонка; *з* - СМЦ-колонка (для ФО на уровне ФК и Ф); *д* - соответствующая *з* карта интенсивностей

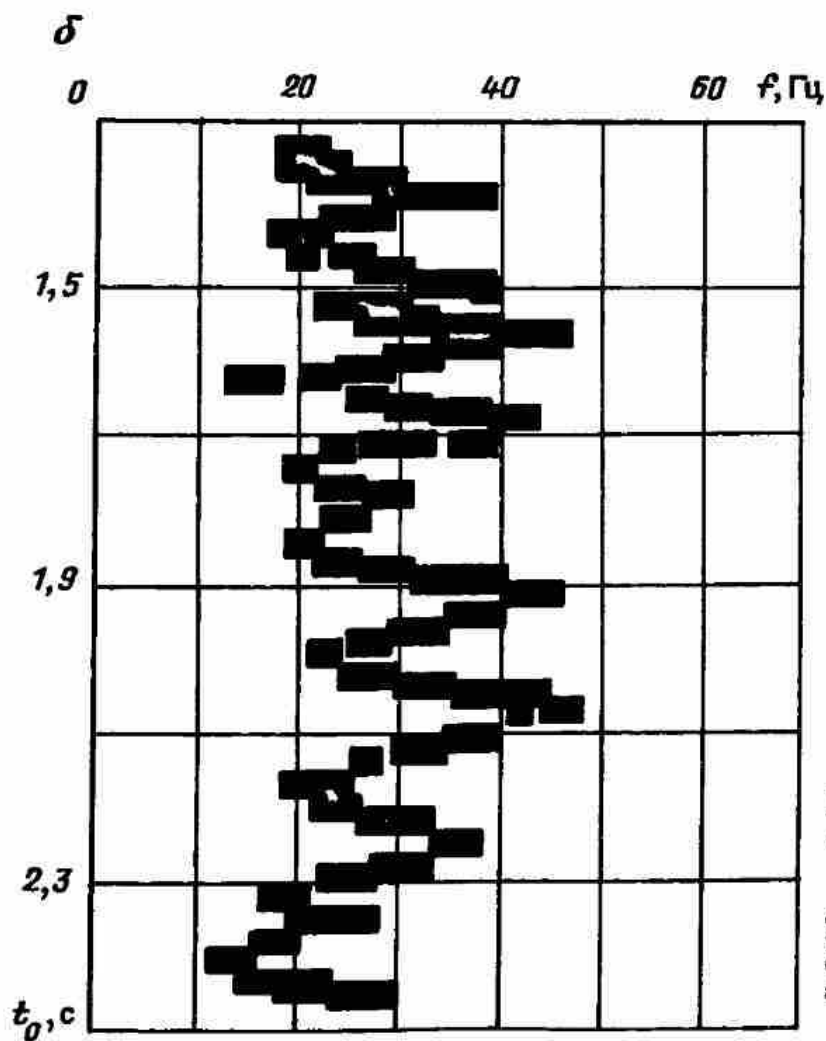
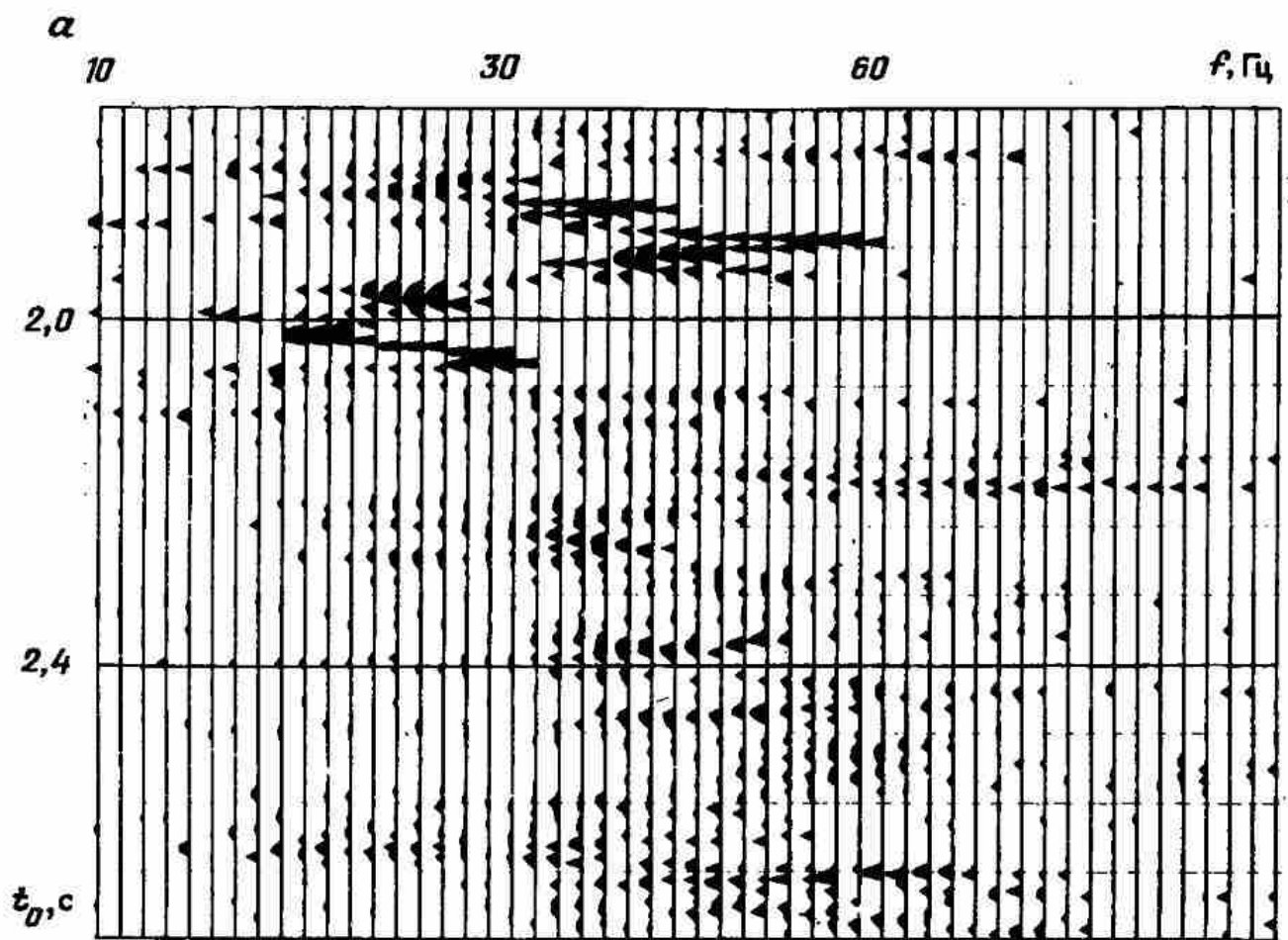


Рис. 79. Автоматизированный аналог СВАН на основе Гильберт-преобразования.

a - развертка трасс мгновенных частот и амплитуд (по одной из трасс разреза ОГТ); b - представление результатов анализа в виде карты интенсивностей записи

а также сам факт наличия регулярной волны. В способе после выделения и корреляции волн на СВАН-колонке определяют их параметры: времена регистрации t , амплитуду a , частоту (период) $f(T)$, приращение времени на базе в n каналов (база СВАН), число прослеживаемых трасс m , средние квадратические отклонения соответствующих величин σ_a , σ_f , σ_T .

Таким образом, величину $f(T)$ можно непосредственно использовать для автоматизированного построения СВАН-диаграмм. Наряду с этим можно использовать и другие характеристики, а также комплексные параметры (различные сочетания характеристик), что позволяет получать более обоснованное разбиение разреза на СМЦ и описывать их большим набором характеристик.

Из всех перечисленных автоматизированных способов СВАН последний наиболее трудоемкий (времяемкий). В силу этого он должен сочетаться с экспресс-способами (типа АНВЕРС, СВАН-Г) при производственной обработке. Эффективность способа можно повысить также при использовании интерактивной системы.

Важным элементом технологии СВАН служит форма отображения результатов. Одна из таких форм, предложенная С. В. Клушиным, представлена на рис. 80. Здесь реализован СВАН в однотрассовом варианте (каждая из фильтраций представлена на СВАН-колонке одной трассой). Кроме того, трассы симметрично (зеркально) повторены относительно оси симметрии, в качестве которой принимается трасса, соответствующая наиболее высокочастотной фильтрации. Такое отображение является весьма компактным. В нем реализуется принцип вложенности ФО: ФО малого ранга и масштаба (выделяемые при высокочастотной фильтрации) находятся внутри ФО большего ранга и масштаба (выделяемых при более низкочастотных фильтрациях). Последовательность таких

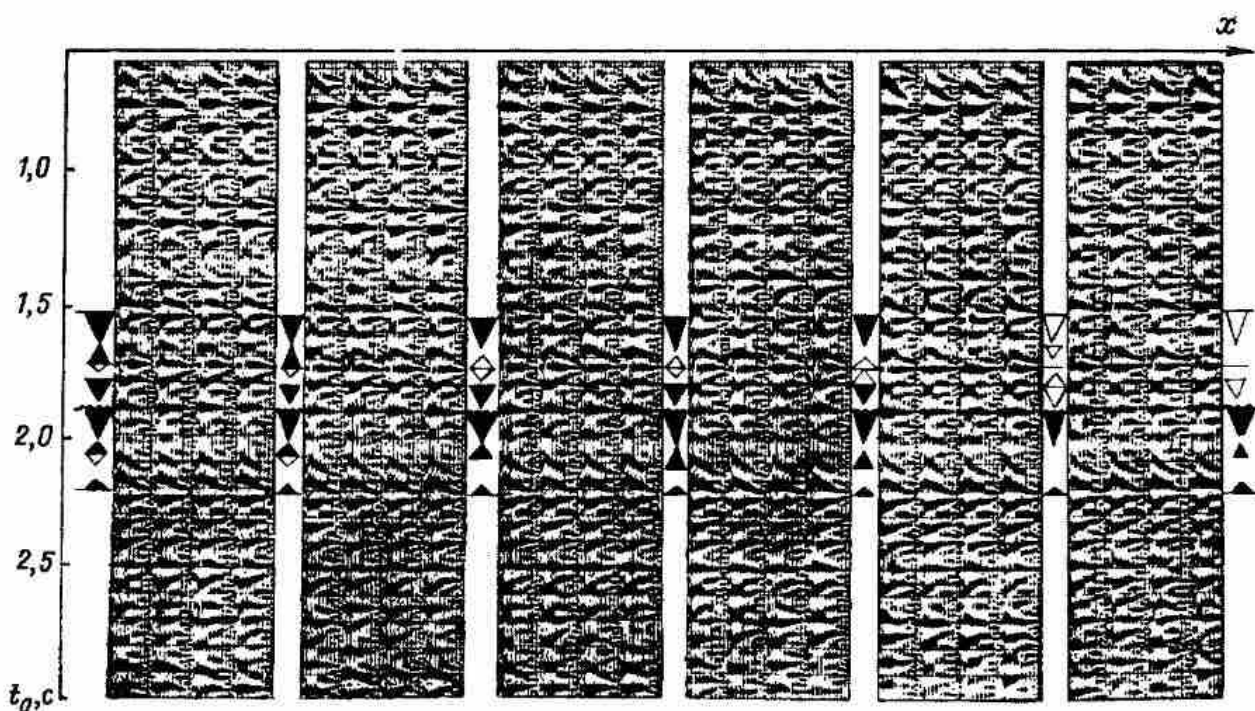


Рис. 80. СВАН-разрез по профилю ОГТ (однотрассовый режим). В интервале времен 1,5-2,2 с показаны колонки сейсмоциклитов

363 355 347 339 331 323 315 307 299 286 ПК

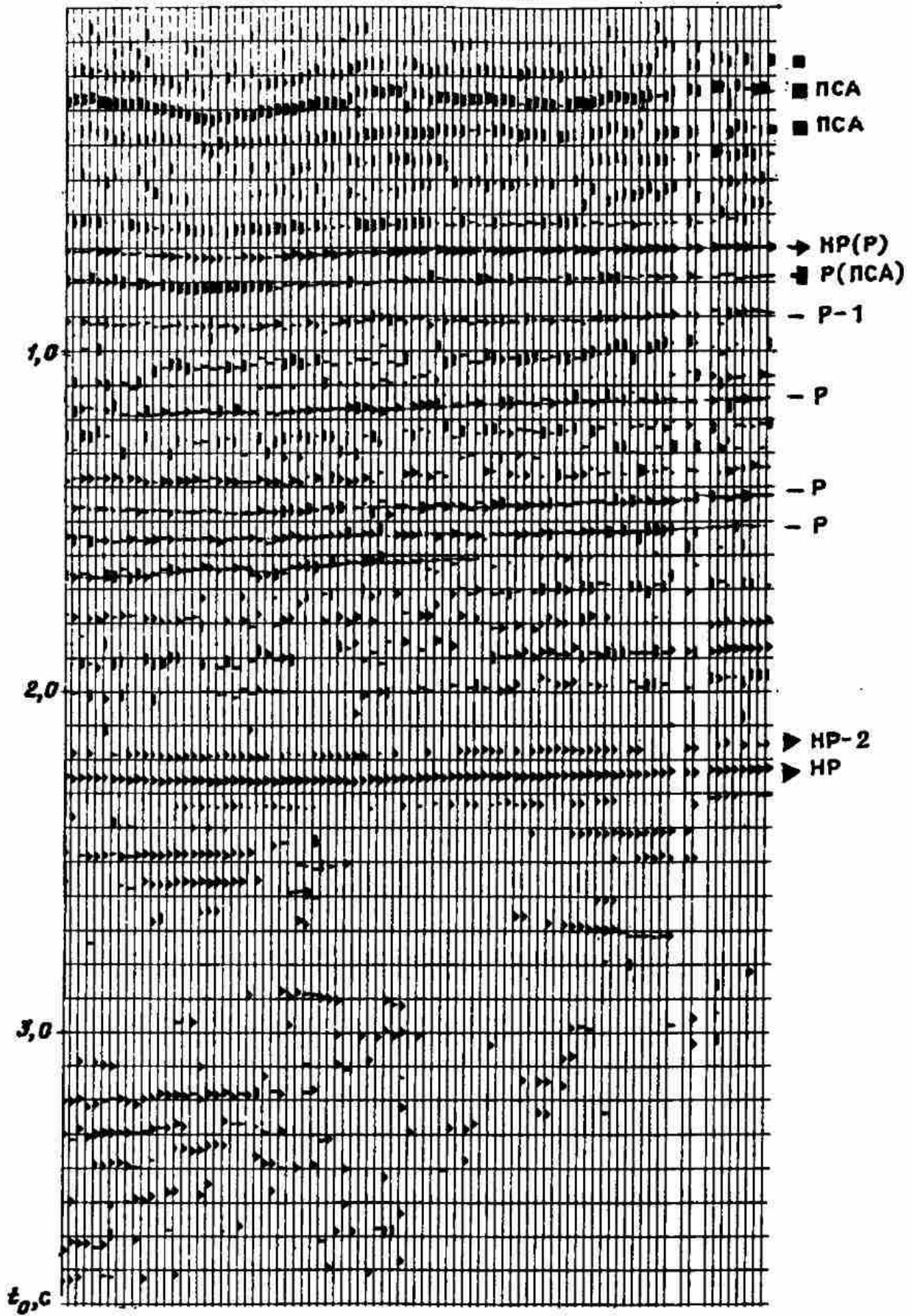


Рис. 81. Пример применения программы ПЕРЕРЫВ (Лянторская площадь Среднего Приобья).

Типы границ ФО: Р резкая, НР нерезкая, ПСА породно-слоевая пачка

СВАН-колонок составляет фактически сейсмоциклический разрез, на котором можно выделять и проследивать сейсмоциклиты. Вместе с тем однотрассовое отображение (в отличие от СВАН) не позволяет использовать важный признак регулярности (прослеживаемости) волн. По той же причине затруднительным становится выделение границ СМЦ различного типа и ранга.

Выделение и прослеживание границ СМЦ имеет самостоятельное значение. В связи с этим были разработаны различные модификации приспособленных для этой цели средств. Одна из них - программа ПЕРЕРЫВ (И. А. Мушин, Б. К. Фролов, 1987 г.) Базовым блоком программы является блок СВАН-фильтрации (в однотрассовом варианте). Процедура построена на установленных свойствах различных типов границ СМЦ (резких, незеркальных и типа ПСА), изложенных в разделе 5.4.1. ПЕРЕРЫВ включает такую последовательность процедур (в укрупненном виде):

фильтрация суммотрасс временного разреза ОГТ набором фильтров, принятым при СВАН;

нелинейное отсечение шумовых компонент по заданному порогу (по уровню интенсивности);

переход к энергетическим оценкам отфильтрованных значений трасс (с детектированием и усреднением в монополярном режиме);

составление частных сумм для низкочастотных $\Sigma a_{нч}$ и высокочастотных $\Sigma a_{вч}$ фильтраций;

распознавание типов границ СМЦ по следующим признакам: $\Sigma a_{нч} \approx \Sigma a_{вч}$ - признак резкой границы; $\Sigma a_{нч} \gg \Sigma a_{вч}$ - признак нерезкой границы; $\Sigma a_{нч} < \Sigma a_{вч}$ - признак границы типа ПСА.

Выявленные типы границ СМЦ выносят на временной разрез в символьном виде (каждому типу - свой символ) с сохранением амплитуды, измеренной на исходном временном разрезе (рис. 81).

При условии сочетания программы ПЕРЕРЫВ с модификациями СВАН ее можно использовать для получения каркасной схемы ФО разного масштаба и ранга при построении многопараметрического структурно-формационного разреза.

Изложенное свидетельствует о том, что автоматизированные модификации СВАН уже существуют и быстро развиваются, пополняя технологию СФА. Существенно, что общим принципом для их применения является обязательное их сочетание с базовой сетью канонических СВАН при разумном использовании интерактивных систем.

5.4.3. Выделение и трассирование сейсмоциклитов при вертикальном сейсмическом профилировании

При обработке экспериментальных данных наземной сейсморазведки неоднократно отмечались трудности, обусловленные как геологическими причинами, так и спецификой наземной сейсморазведки ОГТ:

особенностями регистрации сейсмических колебаний на сравнительно больших расстояниях, в пределах которых (даже для локальных интервалов времени) заметно меняется частотный состав колебаний;

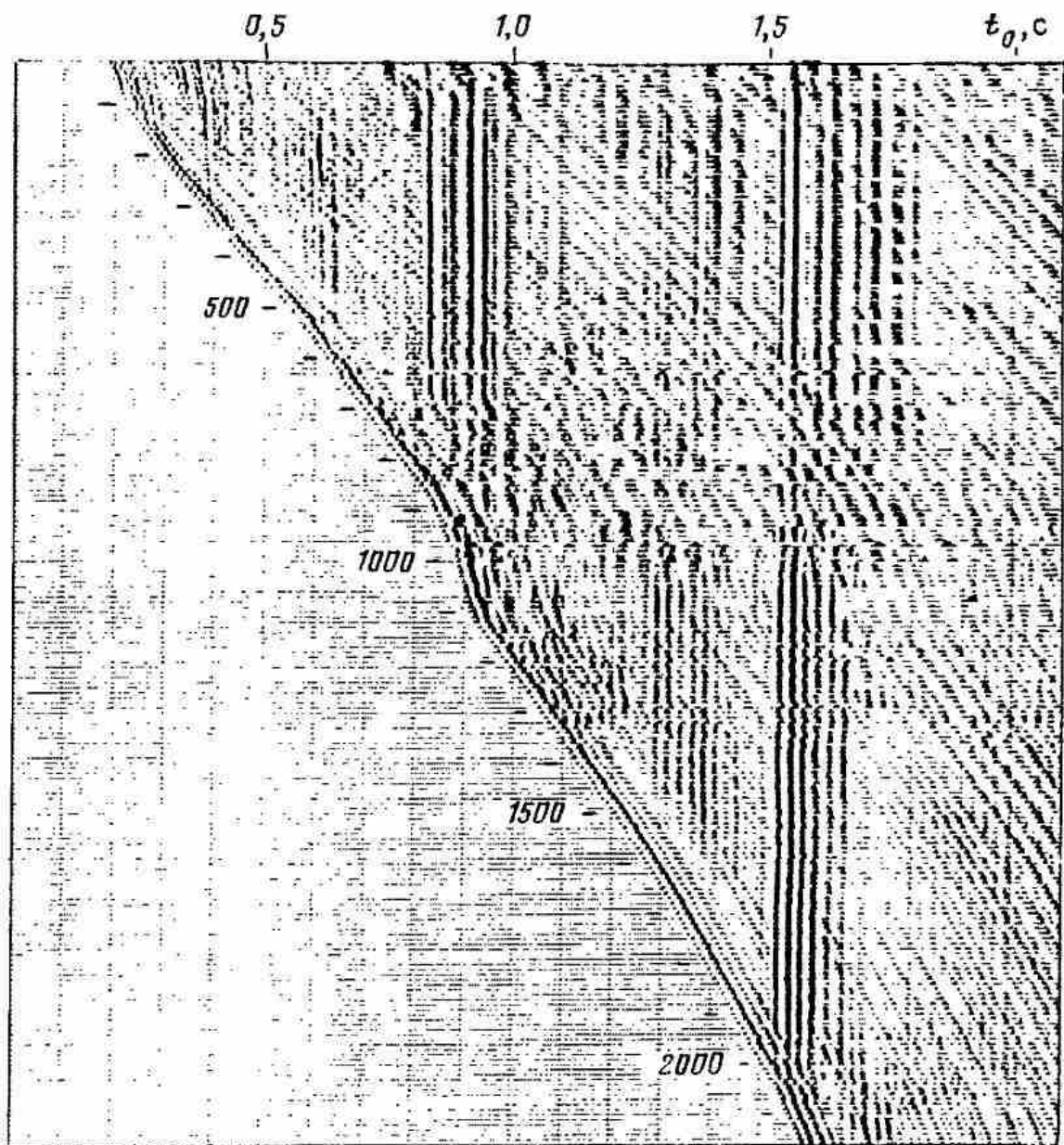


Рис. 82. Исходный временной разрез ВСП (Дейминская площадь, Прибалтика, скв. 8)

особенностями обработки данных ОГТ и, прежде всего, процедуры ввода кинематических поправок, приводящей порой к существенным частотным искажениям и практически всегда - к ограничению результирующего частотного диапазона;

наложением различного рода волн-помех, снижающим надежность выделения СМЦ;

невозможностью при ОГТ провести измерения волнового поля вблизи собственного объекта, в силу дистанционного характера наблюдений, изложенное обусловило актуальность опробования методики СВАН на материалах вертикального сейсмического профилирования (ВСП) (рис 82). Действительно, именно при ВСП удается провести анализ волнового поля непосредственно вблизи объекта, порождающего отраженные волны. Это, в свою очередь, позволяет более надежно сопоставить СМЦ, выявленные по сейсмическим данным, с циклигами, выделяемыми по данным бурения и ГИС. Вследствие, как правило, более широкого диапазона частот, реализуемого при ВСП, можно

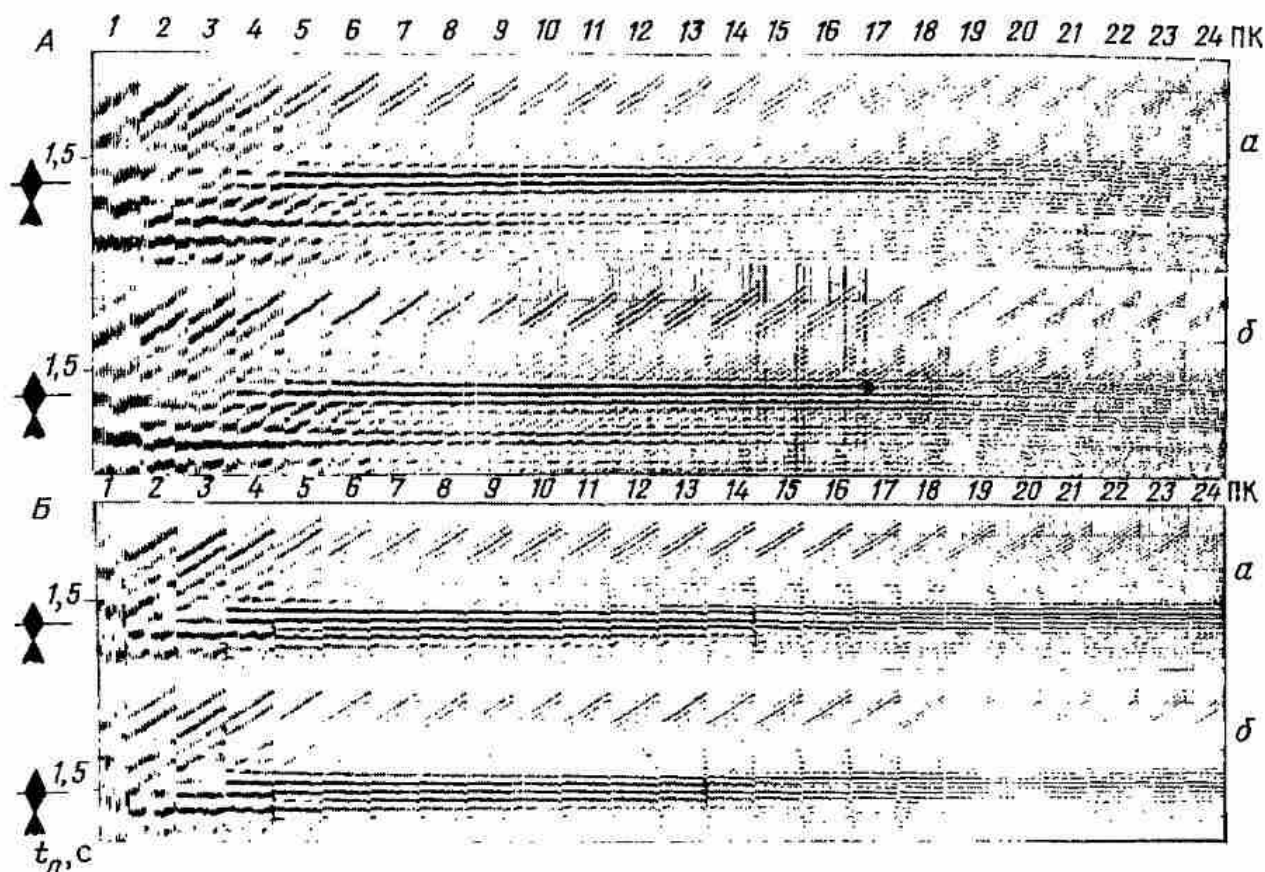


Рис. 83. СВАН-колонка для интервала глубин 1590-1730 м:

А скв. 8; Б скв. 11. а — прямая полярность; б — обратная полярность; скобками показаны смены рангов ФО

ожидать и более детальных результатов спектрально-временного анализа.

Выявление СМЦ при ВСП возможно не только по спектрально-временным характеристикам, но и по скоростным (например, при детальном анализе первых вступлений), по прямому влиянию прохождения и расхождения при разных глубинах регистрации. Возможен также переход от вертикального анализа к анализу по латерали с одновременным использованием данных ВСП, ОГТ и др.

Данные ВСП по скв. 8 и 11 обработаны в соответствии с методикой, описанной в 5.4.1. Было использовано 24 треугольных фильтра в диапазоне от 4-8-16 Гц до 50-100-200 Гц. Анализу подвергались два интервала глубин: 1590-1730 и 390-530 м, что соответствует 15 трассам на временном разрезе ВСП (данные Г. А. Шехтмана).

Объект анализа — волновое поле отраженных волн, связанных с ФО, включающим отложения ордовика, кембрия и верхней части кристаллического фундамента (см. рис. 82). На разрезе ВСП этому ФО отвечает временной интервал 1,5-1,7 с.

Интервал глубин 1590-1730 м. В анализируемом интервале глубин исследуемый ФО является фактически единственным (рис. 83). По скв. 8 и 11 при анализе записей ВСП при двух полярностях отмечается следующее.

Во всех случаях в интервале 1,49-1,58 с выделяется сеймопроциклит (СМПЦ), охватывающий верхнюю часть отложений ордовика. Далее выделяется сеймопрорациклит (СМПРЦ) в интервале 1,58-1,7 с. Перерыв между СМПЦ и СМПРЦ на времени $t = 1,57-1,58$ с достаточно уверенно выделяется только при использовании записей ВСП при двух полярностях. Характер изменения волновой картины и соответственно типы выделяемых СМЦ по результатам СВАН по скв. 8 и скв. 11 вполне идентичны. Выделенные породно-слоевые ассоциации являются объектами ранга регоциклитов. Дальнейшая детализация и выделение

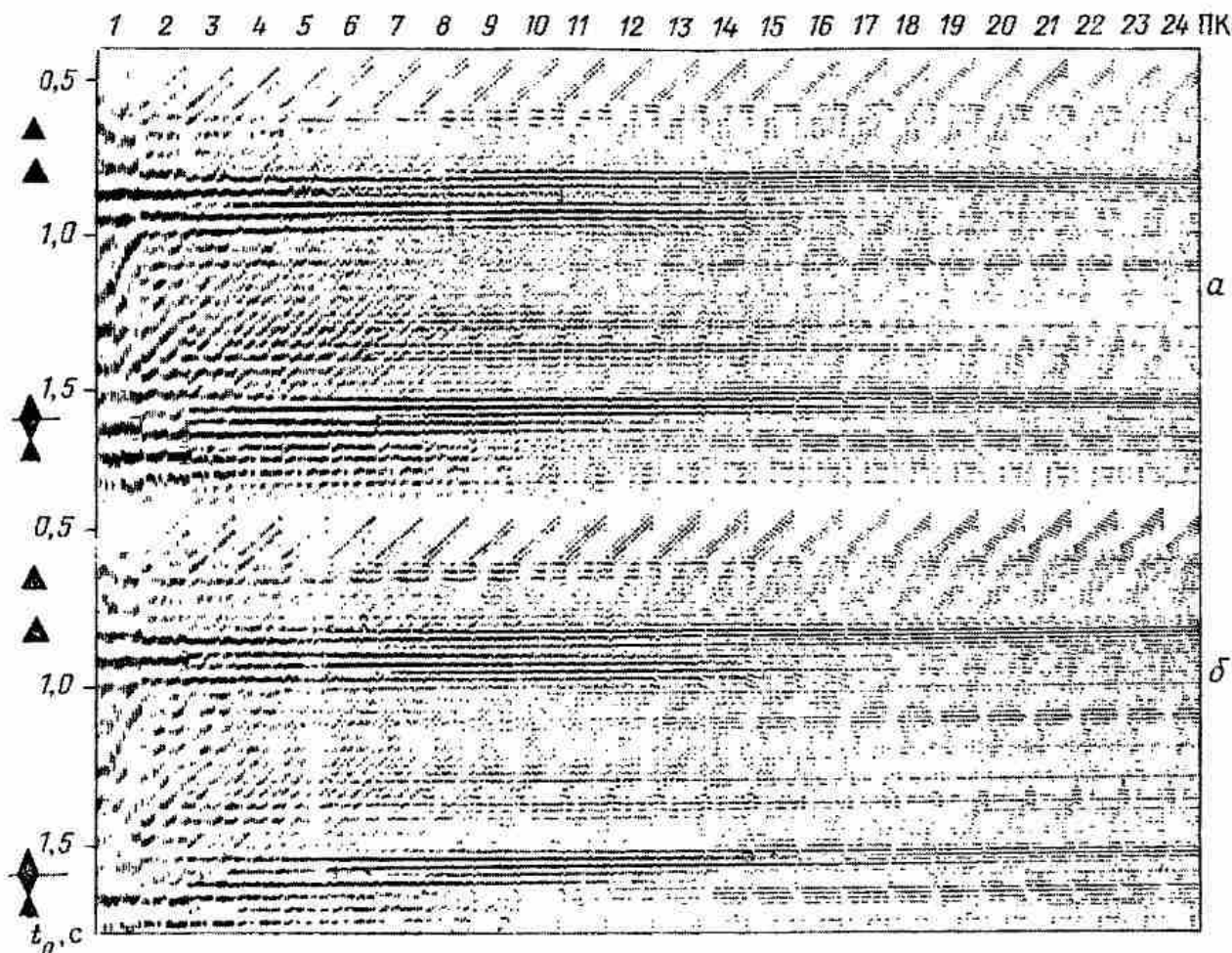


Рис. 84. СВАН-колонка для интервала глубин 390-530 м:

a - прямая полярность; *b* - обратная полярность

ФО меньшего ранга также возможно, так как на записях ВСП фиксируется по крайней мере два уровня смены рангов (рис. 83).

Выявленные СМЦ сопоставлялись с циклитами, установленными по данным ГИС, включая акустический каротаж (АК). В интервале глубин, охватывающем исследуемый ФО, по данным ГИС устанавливается та же последовательность циклитов, что и по данным ВСП. Данные акустического каротажа позволяют выявить лишь проциклит, отвечающий верхней части отложений ордовика. На больших глубинах наблюдения АК отсутствуют.

Интервал глубин 390-530 м. В данном случае интервал времени, освещаемый записями ВСП, составляет уже 1,3 с (от 0,5 до 1,8 с) (рис. 84). Выделение СМЦ при этом возможно по целому ряду объектов. Остановимся, однако, на анализе ФО, выделенного ранее при глубинах регистрации 1590-1730 м.

Основные особенности записи и соответственно типы и последовательность СМЦ, остаются неизменными. Это, по-видимому, главный результат эксперимента. Так же как и в случае предельного приближения к объекту, однозначно выявлены СМПЦ и СМПРЦ, перерыв между ними в виде фазы, устойчивой практически при всех используемых фильтрациях.

В целом материалы СВАН характеризуют данные ВСП как высоко разрешенные. Основные компоненты записи выделяются практически до частот в полосе 50-100-200 Гц. Эта высокая разрешенность записи позволяет выявить многочисленные случаи перехода с ранга на ранг (раздвоение фаз), т.е. вести исследования по крайней мере на трех уровнях ФО разных масштабов и рангов.

Горизонтальный анализ СМЦ. Трассирование выявленных СМЦ от скв. 11 к скв. 8 выполнено по результатам СВАН временного разреза ОГТ по профилю, проходящему через скважины (рис. 85).

Несмотря на некоторые изменения волновой картины общая структура СМЦ по профилю остается устойчивой. Структурные особенности участка (прогиб по

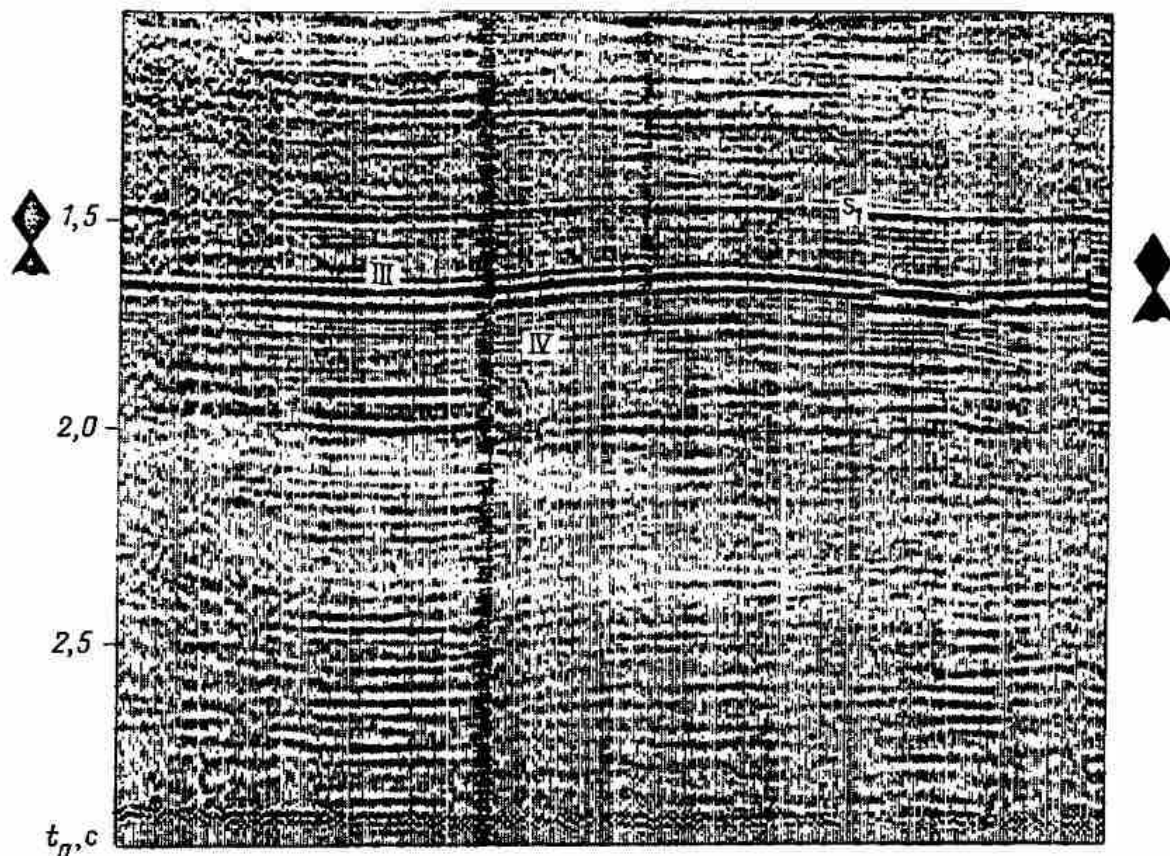


Рис. 85. Трассирование СМЦ по профилю ОГТ

всем горизонтам в центральной зоне) проявляется в уменьшении трансгрессивной (прогрессивной) части СМПРЦ. Соответственно уменьшается мощность коллекторской части отложений кембрия, что должно быть учтено при геологической интерпретации материалов ОГТ по площади.

Выполненные исследования позволяют сделать следующие выводы.

1. Выделение СМЦ по данным ВСП может базироваться на принципах, сформулированных ранее на основе анализа данных наземных наблюдений ОГТ. Существенно, что в отличие от ОГТ, при наблюдениях ВСП выделение СМЦ может осуществляться непосредственно вблизи от формационных объектов, ответственных за соответствующие интервалы сейсмической записи. Это снимает целый ряд ограничений, обусловленных принципиальными методическими и технологическими особенностями наземных наблюдений.

2. Установлена возможность трассирования СМЦ на временных разрезах ВСП с глубин, соответствующих изучаемому ФО, практически до поверхности. При этом показано, что факторы прохождения и расхождения не влияют существенно на основные характеристики и структуру выделяемых СМЦ. Это позволяет при анализе СМЦ, как и при решении прочих задач, рассматривать ВСП как метод непосредственной увязки характеристик разреза, определяемых по ГИС, с аналогичными характеристиками, изучаемыми при наземных наблюдениях ОГТ.

3. Определилась возможность существенно более детального СВАН данных ВСП (по сравнению с ОГТ). Дальнейшее повышение детальности наблюдений ВСП позволяет рассчитывать на более надежную, пообъектную увязку сейсмических данных с данными ГИС, в том числе

при изучении тонких особенностей седиментационной цикличности геологических разрезов.

5.4.4. Обобщенные методические принципы сейсмоформационного анализа

Обобщая изложенное, сформулируем основные принципы, на которых строится методика сейсмоформационного анализа.

Основные задачи СФА:

выделение, трассирование и картирование формационных объектов разного ранга и масштаба;

изучение соответствующих ФО по рангам границ различного типа;

определение полного комплекса сейсмических (и сейсмопромысловых) признаков (параметров), характерных для ФО, и их структурирование по принадлежности к определенным ФО;

установление (распознавание) типов ФО непосредственно¹ (т. е. по сведениям об эталонных ФО, по данным скважин и путем интерполяции между ними и т. п.).

Решение этих задач для ФО разного масштаба требует, разумеется, различных способов анализа (визуальных – качественных либо автоматизированных, формализованных) и исходных материалов (сейсмических разрезов или/и их различных преобразований). Существуют, однако, общие принципы СФА, выдерживающиеся при любом масштабе исследований. Сформулируем эти принципы.

Выделение ФО. Кардинальным признаком, по которому выделяют формационные объекты (т. е. геологические тела) по сейсмическим данным является определенная степень неоднородности присущих им сейсмических характеристик. Выделение ФО предполагает различимость их основных характеристик по средним значениям, градиентам, дисперсиям, – относительно аналогичных характеристик смежных ФО. Важнейшим признаком являются также непрерывность и направленность этих характеристик в пределах ФО. Конкретными проявлениями указанных признаков непосредственно в особенностях сейсмических записей являются:

неустойчивость, изменчивость формы записи (интенсивности, частоты, времен регистрации) отражений, связанных с телами (ФО);

несоответствие регистрируемой формы отражений форме падающего (зондирующего) сейсмического импульса;

наличие переходов с ФО одного ранга на ФО иного (меньшего или более высокого) ранга (при варьировании частоты).

Следует заметить, что отмеченные характеристики ФО наиболее отчетливо проявляются при спектрально-временном анализе сейсмических записей.

Определение рангов ФО, предваряющее все остальные стадии СФА, имеет принципиальное значение при анализе сейсмических данных.

¹ Как это ясно из предшествующего изложения, основной путь к изучению типа и генезиса ФО связан с комплексом процедур, выполняемым на этапе сейсмоформационного прогнозирования (генетические стадии СФИ).

Поэтому особо отметим следующие основные признаки рангов ФО:

каждому рангу ФО отвечают определенные и устойчивые диапазоны частот, положение которых на частотной шкале зависит от масштаба ФО;

при переходе от ранга к рангу выполняется (как правило) принцип вложенности, в соответствии с которым ФО меньших рангов, выделяемые в более высокочастотных диапазонах, в совокупности охватывают интервал времени, соответствующий ФО более высокого ранга;

для волн, отвечающих ФО одного ранга и регистрирующихся на близких временах (меньших или больших) характерна плавность (непрерывность) изменения частотного диапазона (временная мощность ФО высокого ранга равна сумме временных мощностей ФО более низкого ранга);

меньшим рангам ФО соответствует большая однородность сейсмических характеристик;

ранги ФО и соответствующих им границ согласованы.

Выделение границ ФО. Главными признаками, по которым отражения от границ отличают от отражений, связанных с ФО, являются:

широкий спектр соответствующих границам отражений и устойчивость (по амплитуде, частоте, времени регистрации) их формы;

соответствие формы отражения от границы форме падающей волны (зондирующего импульса);

наличие области резкой смены основных характеристик ФО (т.е. характеристик соответствующих ФО сейсмических записей – амплитуд, частот, времен регистрации, временных мощностей слагающих ФО слоев, частоты их чередования, наклонов внутриформационных напластований, и др., а также градиентов и дисперсий этих параметров).

Различают определенные типы границ ФО – резкие, нерезкие, в виде породно-слоевых пачек и, наконец, неявные. Для каждого типа границы характерен свой набор признаков их выделения.

Для резких границ полностью реализуется вся совокупность признаков выделения (1–3), указанная выше. Ранги резких границ определяют по рангам соответствующих им ФО, а также:

по степени устойчивости, прослеживаемости (по профилю, площади, региону);

по степени резкости смены основных характеристик ФО на границе; по диапазону частот отражения от исследуемой границы.

Для нерезких границ (незеркальных, типа эрозионного среза, денудированных поверхностей и т.п.) реализуются признаки 2–3. Их выделяют:

по преимущественной выраженности в низкочастотном диапазоне (но при выполнении признаков 2–3);

по резкому ослаблению высокочастотных компонент (но без характерных для ФО признаков перехода с ранга на ранг).

Для границ типа ПСА фактически выполняется лишь признак 3, т.е. резкая смена свойств ФО на границе. Остальные свойства отражений от границ типа ПСА неотличимы от свойств отражений от ФО малого ранга и масштаба, поэтому не выделяемых как тела (ПСА, СМЦ) в

исследуемом (и обычно ограниченном) диапазоне частот сейсмических колебаний.

Для неявных границ характерно отсутствие собственно соответствующих им отражений (непосредственных волновых проявлений). При этом, однако, реализуется признак выделения Z (т.е. резкая смена характеристик ФО, свидетельствующая о наличии границы).

Систематизация и структурирование характеристик ФО. Коль скоро осуществлено выделение ФО и соответствующих им границ, систематизация и структурирование данных по этим объектам обычно не вызывают затруднений. Тем не менее, следует учитывать, что в процессе этой систематизации при определении средних значений, градиентов и дисперсий сейсмических характеристик в рамках ФО границы последних могут уточняться. И, следовательно, сам процесс структурирования данных может носить итеративный характер.

Распознавание типов ФО. К данной стадии СФА обычно имеются: структурно-формационные разрезы с выделенными ФО (и их границами) и весь комплекс сейсмических параметров, структурированных по соответствующим ФО;

базы данных, содержащие сведения (геологические, ГИС, сейсмические) по свойствам ФО, накопленные по провинции, региону, району, площади.

На этой базе могут быть реализованы следующие приемы распознавания типов ФО¹:

по соответствию выявленных сейсмических признаков ФО одноименным признакам эталонных (типовых) ФО, характерных для исследуемых провинции, региона, района, площади;

по соответствию выявленных признаков ФО характеристикам соответствующих ФО, установленных по ГИС;

по соответствию выявленных сейсмических признаков ФО признакам, полученным путем сейсмомоделирования по типовому геологическому разрезу (ГСФМ);

по соответствию разбиений геологического разреза на ФО разного ранга и масштаба, полученных по всей совокупности априорных геолого-геофизических данных и по сейсмическим данным выполняемых исследований.

Сам факт распознавания типов ФО ведет к непосредственному (парагенетическому) прогнозу их свойств (это предварительный прогноз, уточняемый на стадиях сейсмоформационного прогнозирования):

внешней структуры ФО – формы, масштаба, пространственного положения, ограничений по вертикали и по латерали и т. п.;

внутренней структуры ФО – типов и характера слоистости, частоты чередования слоев, цикличности, степени однородности структуры по углам наклона и кривизнам границ и т. п.;

вещественного состава – преимущественных литотипов, наборов фракций по степени неоднородности ФО, по характеру непрерывности и направленности изменения их свойств.

¹ Определение генезиса ФО и, следовательно, более надежное установление их типов это задача следующего этапа СФИ сейсмоформационного прогнозирования.

При решении всех перечисленных задач используемые приемы согласуются с рангами и масштабами исследуемых ФО. Так, на уровне ФО ранга формационных систем и комплексов осуществляются преимущественно визуальное (качественное) выделение и прослеживание ФО (см. раздел 5.2.1). Наряду с этим используют также и количественные (формализованные) детерминистские и статистические методы выделения ФО на стадиях вертикального и горизонтального СФА (см. разделы 5.3.1, 5.3.2). При этом накапливают количественные характеристики ФО, используемые на последующих стадиях СФА и СФП.

На уровне рангов Ф (формаций), СФ (субформаций) и более мелких формационных подразделений основными средствами анализа являются количественные методы выделения и прослеживания ФО. Существенную роль при этом играют спектрально-временной анализ (СВАН) и различные его модификации.

Существенно отметить основанную на поранговом выделении (селекции) ФО специфическую разрешающую способность СВАН, позволяющую не только выделять, но и измерять параметры ФО самого малого ранга (малых сейсмоассоциаций). При традиционном подходе ограничения разрешенности (вертикальной) обусловлены длительностью преобладающих по интенсивности волн, т.е. величиной видимого (преобладающего) периода T . При реализации СВАН аналогичное ограничение относится уже к периоду самых коротких волн, отвечающих самым высоким частотам сейсмического спектра, реализованного в эксперименте. Кроме того, даже в зонах полного неразрешения при сейсмоформационном анализе удается выделить ФО малого ранга по направленности и непрерывности изменения сейсмических характеристик.

Проиллюстрируем сказанное на примере выделения, прослеживания и картирования ФО самого малого ранга (МСА), выполняемых при помощи последовательности процедур:

- проведение СВАН по совокупности пикетов анализируемого профиля (с заданным шагом, в определенных пикетах, либо непрерывно);

- выделение целевого ФО по профилю и определение (по СВАН) частот, при которых его выделение оптимально;

- выявление и систематизация (по профилю) фильтраций (изменяющихся по профилю монотонно), при которых достигается оптимальное прослеживание целевого ФО;

- определение временных толщин (мощностей) исследуемого ФО в точках СВАН путем пересчета соответствующих ему резонансных частот $\Delta t = 1/f$;

- прогнозирование внутренней структуры выделенного ФО на основе признаков направленности изменения свойств, а также при помощи известных дополнительных средств детальной динамической интерпретации (Реапак, ПАРМ, ЭПМ, ПАК и т.п.);

- прогнозирование вещественного состава ФО по направленности изменения сейсмических характеристик в пределах объекта (минимальный по масштабам объект во времени составляет около $1/2$ периода самой короткой волны);

- прослеживание, увязка и построение разрезов, схем и карт по данному ФО для исследуемой площади.

Таким образом, определяется главное отличие СФА от традиционного формационного анализа. Последний ориентирован обычно на объекты высокого ранга и масштаба (ФС, ФК, Ф). В отличие от него сейсмоформационный анализ характеризуется существенно более широким спектром анализируемых ФО: от формационных систем и комплексов до самых малых породных ассоциаций ранга МПА, естественно, при условии их согласованности с разрешающей способностью современной сейсморазведки.

5.5. ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Структурно-формационные разрезы, карты и блок-диаграммы служат исходным материалом для историко-геологического (генетического) анализа на стадиях сейсмоформационного прогнозирования (СФП). Первой такой стадией является палеотектонический анализ (ПТА). Дизъюнктивные, пликативные и инъективные палеодислокации, колебательные тектонические движения прошлого контролировали процессы осадкообразования, создавали определенные структурные формы и в силу этого определяли области сноса и накопления осадков, территории распределения литолого-фациальных зон, зон выклинивания, стратиграфического срезания и т. п., а следовательно, - зон формирования структурных и неантиклинальных ловушек УВ.

Наибольший интерес для поисков неантиклинальных ловушек УВ представляют платформенные сводовые палеоподнятия. На их склонах отмечаются региональные зоны выклинивания и замещения отложений. К ним приурочены дельтовые отложения, цепочки прибрежных валов и баров. В разрезах сводовых палеоподнятий наиболее часто фиксируются поверхности несогласий, с которыми связаны ловушки стратиграфического и структурно-стратиграфического типов. Положение ископаемых аллювиальных тел в ряде случаев определяется системой региональных разломов. В пределах краевых частей платформ, платформенных впадин ловушки сопряжены с дельтовыми фациями, барами и отложениями течений. В областях геосинклинальных бортов передовых палеопрогибов формируются заливообразные залежи, связанные с дельтами, с прибрежно-пляжевыми отложениями, с литолого-фациальными замещениями и др. В тектонически активных регионах при интенсивной структурной дифференциации на протяжении длительных отрезков геологической истории формируются циклически построенные (квази-вертикально и латерально) ряды ловушек различного генезиса.

По своему содержанию ПТА включает ретроспективное изучение тел (статический ПТА) и процессов (кинематический и динамический ПТА) геологического прошлого. Основными являются реконструкции: колебательных тектонических движений, включая процессы выветривания и эрозии палеоподнятий; дизъюнктивных, инъективных и пликативных дислокаций.

Из рассмотрения палеореконструкций как обращения геологического моделирования ясно, что их последовательность должна быть обратной (см. рис. 2): от дислокаций - к колебательным движениям, и далее к условиям осадкообразования.

5.5.1. Структурно-формационный палеотектонический анализ тектонических дислокаций

Рекопструктивные задачи ПТА дизъюнктивных дислокаций подразделяются на палеостатические, палеокинематические и динамические, эволюционные, исторические и генетические [7]. Их перечень приведен в порядке возрастания сложности задач.

Палеостатические задачи фактически не являются ретроспективными (задачи восстановления формы дизъюнктивов, осложненной эрозией, другими дизъюнктивами и пр.). Таковы задачи восстановления формы геологических тел на произвольный момент жизни дизъюнктива в прошлом.

Палеокинематические задачи по своему типу сводятся к следующему виду: известны кинематический тип и расположение горизонтов в крыльях дизъюнктива; требуется восстановить траектории движения крыльев за все время существования дизъюнктива, а также в любой интервал времени в прошлом.

Палеодинамические задачи: известно строение дизъюнктива, интерпретируемое как поле деформации; требуется определить поле напряжений и его изменения во времени (в геологическом прошлом).

Эволюционные, исторические и генетические задачи, на входе которых системы одноранговых или разноранговых дизъюнктивов. Содержание задач состоит в восстановлении: эволюции всей системы или/и каждого из дизъюнктивов; исторической последовательности событий, сформировавших современный структурный (определяемый только дизъюнктивами) рисунок; причин, механизма и условий формирования дизъюнктивов.

При реализации ПТА используют (см. раздел 3.1.2.): методы стереологии, принципы Урманцева и Кюри (статические задачи); методы восстановления временной последовательности, эргодическая гипотеза (кинематические и динамические задачи); принципы Ле-Шателье, актуализма, униформизма и пр. (эволюционно-исторические задачи).

Основные методы структурно-формационного палеотектонического анализа (СФ ПТА):

качественные и количественные (обычно, графические), при которых по выделенным дизъюнктивным, пликативным и инъективным дислокациям восстанавливают исходное положение ФО и их форму (сингенетическую), с учетом выявленных конседиментационных или постседиментационных условий их формирования. Задачи статического и кинематического характера решают обычно на качественном уровне;

методы непосредственного обращения геологического моделирования; например, в основе палеорекопструкций пликативных дислокаций может лежать обращение конечно-разностных схем и метода конечных элементов (см. раздел 3.2.1). При этом при заданной форме и положении ФО в современном разрезе можно получить представления об их положении и форме в разрезе прошлого при соответствующих этому положению оценках распределения напряжений, привязанных к современному состоянию;

метод итеративного геологического моделирования с получением

волновых (сейсмических) отображений. Критерием истинности моделируемых геологических ситуаций служит степень близости модельных и экспериментальных волновых полей, устанавливаемая путем их сопоставления.

Применение этих методов особенно эффективно в совокупности с моделированием процессов осадконакопления и денудации (выветривания, эрозии).

Изучение соотношения времени активизации дизъюнктивов с осадконакоплением – одна из основных задач СФ ПТА. Конседиментационные нарушения контролируют зоны с меняющимися литологическими и емкостными характеристиками отложений. Амплитуды вертикальных конседиментационных смещений вдоль нарушений могут быть не большими (единицы метров). Однако обусловленные ими незначительные неровности палеорельефа часто определяют пространственное распределение разнофациальных осадков в разрезах различных типов. Это приобретает особое значение на этапах поисков и разведки неантиклинальных ловушек УВ.

Выявление периодов активизации дизъюнктивов ведется на основе послойного анализа мощностей (временных или глубинных) прослоев одновозрастных отложений в опущенном и приподнятом крыльях. При сохранении мощностей такого прослоя нарушение считается по отношению к нему постседиментационным. Различия в мощностях свидетельствуют об активизации дизъюнктива в период формирования прослоя (конседиментационное нарушение). Так, на рис. 86 погребенный дизъюнктив является постседиментационным по отношению к интервалу разреза, ограниченному горизонтами V–IV^a, и конседиментационным относительно интервала IV^a–III.

Возможности подобных палеотектонических реконструкций на основе послойного анализа временных мощностей ограничивается разрешающей способностью сейсморазведки. Более детальный анализ по динамическим характеристикам отраженных волн. Основой соответствующих методик [19] служат представления о том, что проявление тектонической активности глубинных разломов даже при незначительных вертикальных смещениях их крыльев (как в настоящее время, так и в прошлом) обуславливало дифференциацию рельефа поверхности седиментации. Последний наряду с другими факторами контролирует фациальную обстановку осадконакопления на локальных участках, которая в свою очередь определяет латеральные изменения характера тонкого переслаивания различных литологических разностей одновозрастных отложений. Скачкообразные латеральные изменения тонкослойной структуры одновозрастных отложений, приуроченные к линиям нарушений или палеогеодинамическим зонам, даже при незначительных (недоступных для сейсморазведки) амплитудах смещения и разрывах сплошности отложений отображаются в таких же скачкообразных изменениях спектрального состава отраженных волн вдоль их осей синфазности.

Методика изучения таких изменений базируется на преобразовании временных разрезов ОГТ в разрезы модулей эффективных частотно-зависимых коэффициентов отражения. На рис. 86 показан обработан-

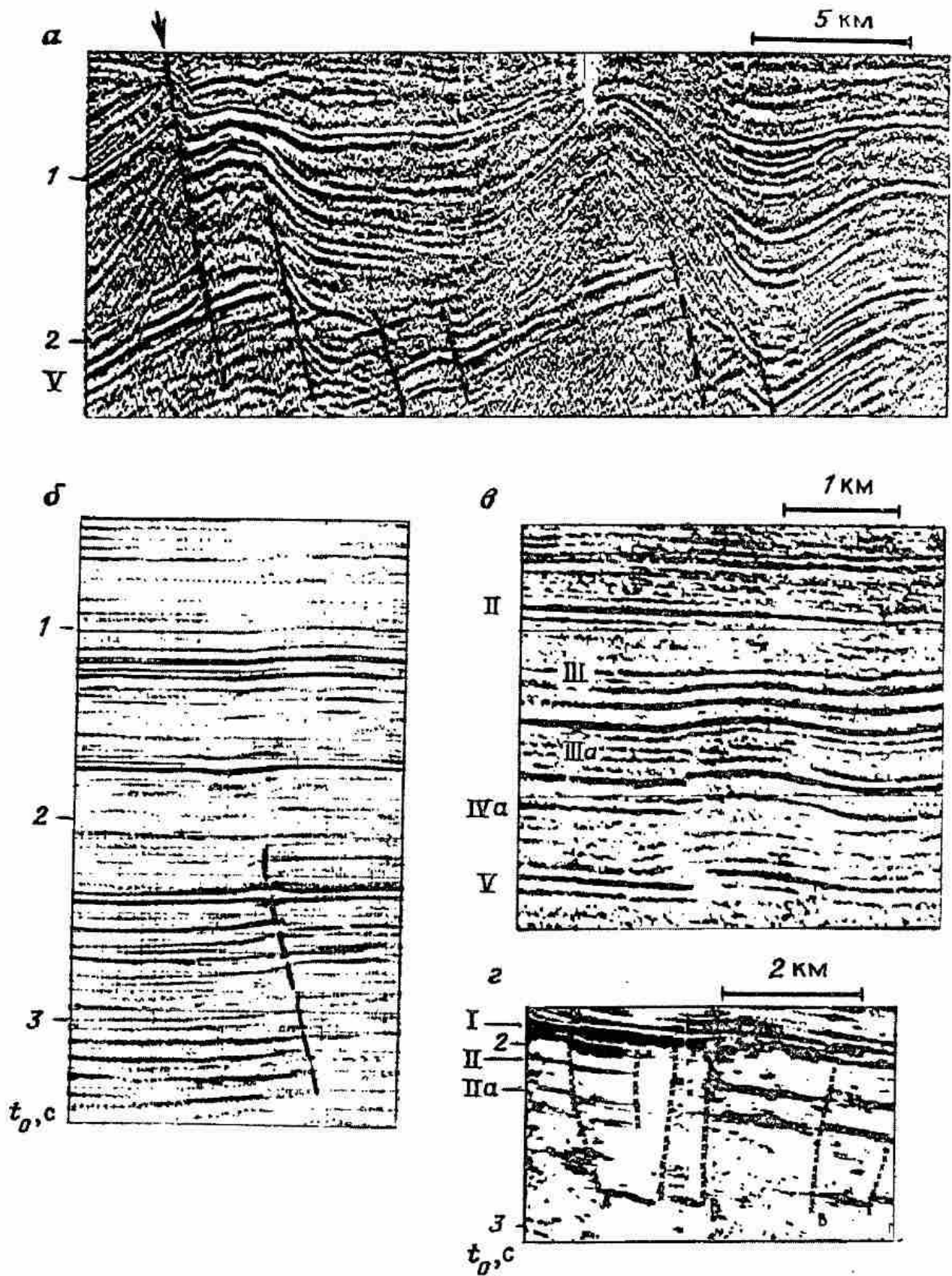


Рис. 86. К методике выделения постседиментационных и конседиментационных дизъюнктивов (по С. В. Клушину):

a фрагмент временного разреза ОГТ; *б* фрагмент разреза модулей эффективных частотнозависимых коэффициентов отражения

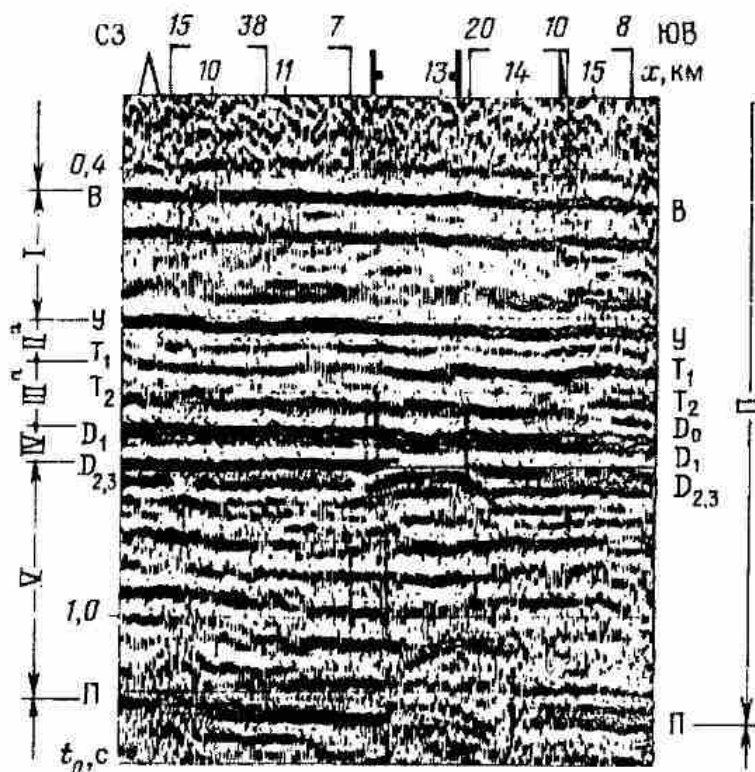


Рис. 87. Временной разрез ОГТ конседиментационного грабенообразного прогиба (Сергеевско-Алкинское нефтяное месторождение). Условные обозначения см. на рис. 67

ный по этой методике разрез ОГТ. Здесь палеогеодинамические зоны трассируются в вертикальном направлении по резким изменениям акустической контрастности горизонтов вдоль напластования отложений. По данным бурения эти зоны связаны с нарушениями, амплитуды которых редко превышают 10 м. Зоны, по разные стороны которых контрастность сохраняется, отождествляются с постседиментационными нарушениями. При изменениях контрастности имеет место конседиментационное проявление тектонической активности.

Так, на рис. 86, г относительно горизонтов III^а-III зона В является постседиментационной, зона Б - конседиментационной. Следовательно, вторая разграничивает различные литолого-фациальные поля отложений, тогда как первая пересекает однородное поле.

Знания о генезисе дизъюнктивов позволяют оценивать их экранирующие и дренажные свойства, их роль в формировании и разрушении залежей УВ и месторождений других полезных ископаемых (рис. 87).

5.5.2. Структурно-формационный палеотектонический анализ колебательных тектонических движений

Классические методы изучения колебательных движений прошлого - методы мощностей, фаций, перерывов, объемный метод можно рассматривать лишь как качественно-количественные [10]. Получаемые в них оценки достоверны лишь при определенных условиях, порой трудно выполнимых. Так, метод мощностей справедлив лишь в условиях компенсационного осадконакопления. В его рамках оценивают

лишь прогибание поверхности седиментации, но не ее подъем (в том числе и при регрессивном осадконакоплении).

Методы фаций и перерывов применимы лишь при условии выделения всех перерывов осадконакопления, что в типичных ситуациях и только лишь по геологическим данным выполняется далеко не всегда. Кроме того, необходимо учитывать явления конвергенции и дивергенции (см. раздел 2.1.4). В частности, и при трансрессиях наблюдается сокращение бассейна осадконакопления и, напротив, при регрессиях может наблюдаться его расширение.

При СФ ПТА важнейшим инструментом палеотектонического анализа является методика выделения и трассирования сейсмоциклов (СМЦ). Действительно, сама возможность выделения СМЦ является непосредственным следствием колебательных тектонических движений, которые в региональном плане и определяют структуру отложений. Следует учитывать, конечно, что действие тектонических факторов локально дополняется также и фациально-климатическими факторами, постседиментационными изменениями отложений и т.п. Вследствие этого априорные данные об этих факторах позволяют восстановить историю колебательных (тектонических) движений более точно.

Особенно полные приложения при палеорекострукциях находят результаты спектрально-временного анализа (СВАН). Прежде всего прямое сопоставление СМЦ разных рангов и масштабов с данными бурения, ГИС и обобщения всех априорных геологических данных позволяет установить режим тектонических колебаний разных рангов (рис. 88). Большое значение при этом анализе имеют типы выделяемых границ СМЦ. Существенно, что при палеопострессиях по эрозионным поверхностям, устанавливаемым по СВАН, отражается не столько структура, сколько палеорельеф. Если перерыв осадконакопления выделен внутри ФО (циклита), то распределение мощностей не будет отражать истинного характера тектонических движений. Литологические поверхности - внутренние границы мезоциклов, отражают лишь литолого-фациальную смену в истории бассейна. Такие поверхности, как правило, не изохронны, поэтому их нельзя использовать при палеорекострукциях.

Наилучшими поверхностями приведения (при палеорекострукциях) являются поверхности оснований мезоциклов, а еще лучше маркирующие границы в их нижней части. Следует отметить при этом установленную на практике связь опорных отражений с границами макроциклов.

В условиях дизъюнктивной тектоники, как уже отмечалось, латеральное прослеживание совокупности СМЦ позволяет более уверенно отождествлять одноименные толщи через разрыв, и тем самым более уверенно определять зоны нарушений и амплитуды последних. Сопоставление результатов СВАН по разные стороны от дизъюнктивных нарушений должно также позволить изучить степень идентичности условий осадконакопления и постседиментационных тектонических движений в смежных блоках. Эти важные особенности изучаемого разреза прогнозируются на основе сопоставления и оценки подобия отождествляемых СМЦ по разные стороны от тектонических нарушений.

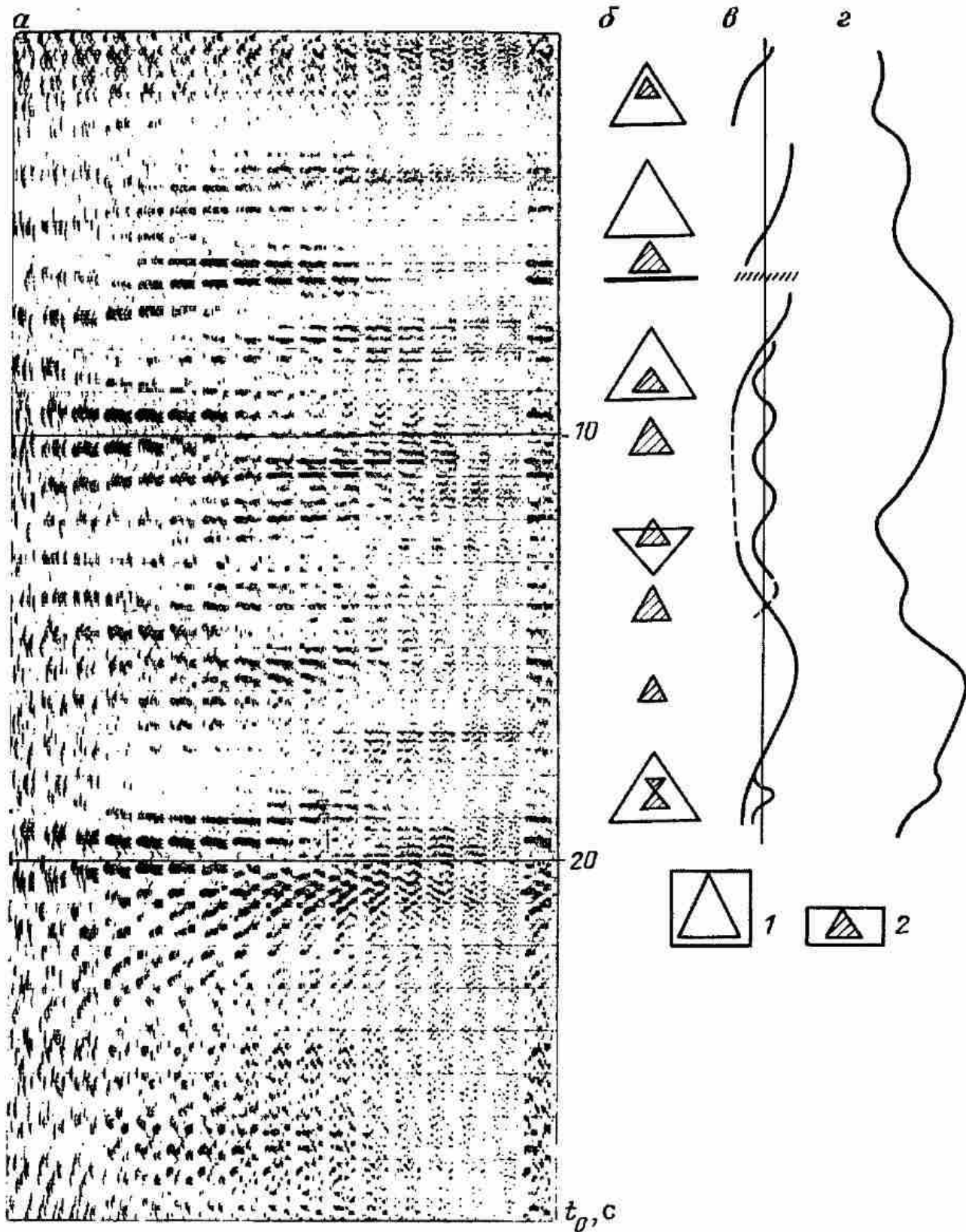


Рис. 88. Сопоставление СМЦ разных рангов и масштабов (выделенных по результатам СВАН) с обобщенной кривой тектонических циклов по априорным геологическим данным:

a СВАН-колонка; *б* СМЦ-колонка; *в* элементы кривой тектонических колебаний, восстановленных по СМЦ-колонке; *г* кривая циклов, по Е. Е. Дашенбергу (Томская область). 1 и 2 сейсмоциклы соответственно второго и третьего рангов

Таким образом, колебательные тектонические движения можно выявить непосредственно по экспериментальным сейсмическим данным с использованием методики СВАН.

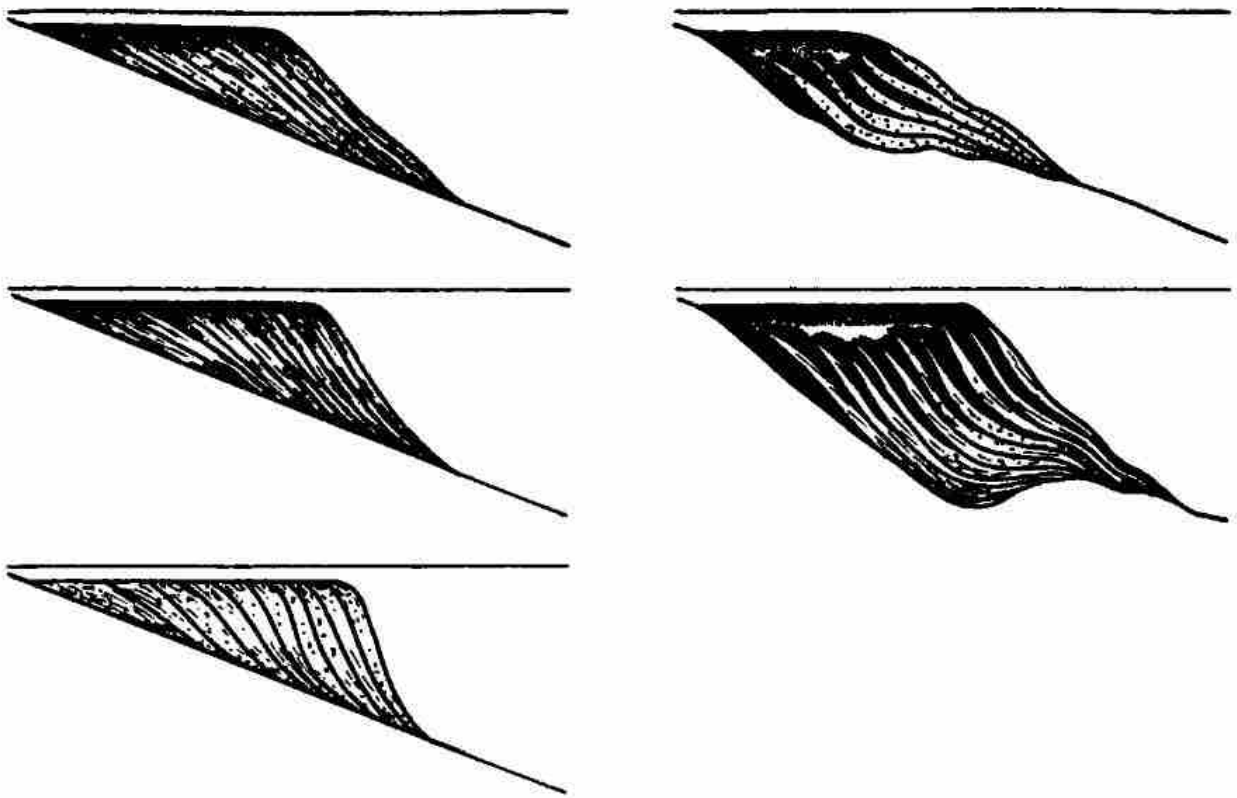


Рис. 89. Пример моделирования процесса седиментации на склоне бассейна с одновременным погружением (тектоническим) поверхности осадконакопления

Не менее важным средством является итеративное геологическое моделирование колебательных процессов и процессов осадконакопления. На рис. 89 схематично показана седиментация на склоне бассейна с одновременным погружением (тектоническим) поверхности седиментации и без него. Здесь же отражена ситуация дополнительного прогибания за счет массы накапливаемого осадка. Сопоставление полученных геологических структур осадков со структурой (рисунком) отражений на экспериментальных сейсмических разрезах позволяет более однозначно установить реальную ситуацию геологического прошлого, отраженную в исследуемом разрезе.

На основании изложенного сформулируем граф СФ ПТА:

1) качественный анализ структурно-формационных разрезов, карт, блок-диаграмм, с выделением иерархии дизъюнктивных, пликативных и инъективных дислокаций, перерывов осадконакопления; построение разрезов и карт региональных перерывов; выбор линий приведения для реализации ПТА;

2) анализ дизъюнктивов (конседиментационных и постседиментационных) с восстановлением морфологии ФО; построение систем дизъюнктивов разного ранга, восстановление кинематики и динамики их развития;

3) анализ пликативных дислокаций с восстановлением палеоморфологии ФО и распределения напряжений в процессе дислокаций; анализ напряжений и возможных состояний отложений в термобарической обстановке прошлого;

4) изучение колебательных движений (собственно палеотектонический анализ) с учетом процессов осадконакопления и денудации; особен-

ности реализации этой стадии – использование наряду с традиционными (метод мощностей, фаций и пр.) методик СВАН и геологического моделирования.

5.6. ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

В основе палеогеоморфологических исследований лежит выявление перерывов осадконакопления (стратиграфических и угловых несогласий). При СФИ возможности выявления перерывов разного ранга и масштаба существенно расширяются. Соответственно расширяются возможности палеогеоморфологических построений по значительно большему числу интервалов разреза, а следовательно, растет и эффективность палеогеоморфологического анализа (ПГА). При помощи ПГА осуществляют поиски ловушек стратиграфического, структурно-стратиграфического, литолого-стратиграфического типов, а также ловушек, приуроченных к палеорулам и палеодельтам рек. При этом ловушки могут располагаться как над поверхностями перерывов (несогласий), так и под ними. Важным условием является экранирование или ограничение этих ловушек флюидоупорами, как правило, приуроченными к финальным частям проциклитов, перекрывающих поверхности несогласия.

Известные методики ПГА (А. Н. Золотова, М. В. Проничевой, М. М. Грачевского и др.) включают: выделение поверхностей несогласия и связанных с ними форм палеорельефа; количественное восстановление древнего рельефа путем анализа мощностей отложений, перекрывающих поверхность несогласия; качественное изучение палеорельефа и на основе литолого-фациального анализа (выделение водораздельных русловых, пойменных и других частей древнего ландшафта).

При реализации методик большое внимание уделяют палеогеоморфологической интерпретации данных ГИС, построению диаграмм устойчивости пород к разрушению.

Палеоморфоструктурный метод позволяет установить связь палеорельефа со структурными особенностями поверхности несогласия (на базе совместных палеоморфологических и палеотектонических исследований).

Принципы СФ ПГА основываются на:

распознавании поверхностей перерывов (несогласий, выравнивания, восстановления) разного масштаба и ранга по комплексу сейсμοформационных характеристик: морфологии и внутренней структуре, характеру цикличности, типу выявляемых границ и т. п. [6, 42]. При этом согласуются ранги и масштабы исследуемых погребенных форм рельефа (палеоморфоструктур и палеоморфоскульптур) с реализуемой вертикальной (по времени) и горизонтальной (по латерали) разрешающей способностью метода, с задачами и детальностью сейсморазведочных работ;

двуедином парагенетическом и генетическом анализе сейсмических и других геолого-геофизических данных с выделением поверхностей несогласия различного генезиса: аккумулятивных и эрозионных, тектонических сжатия, воздымания, среза (связанных со складчатостью) и растяжения (связанных с рифтогенезом), а также полигенетических, – и

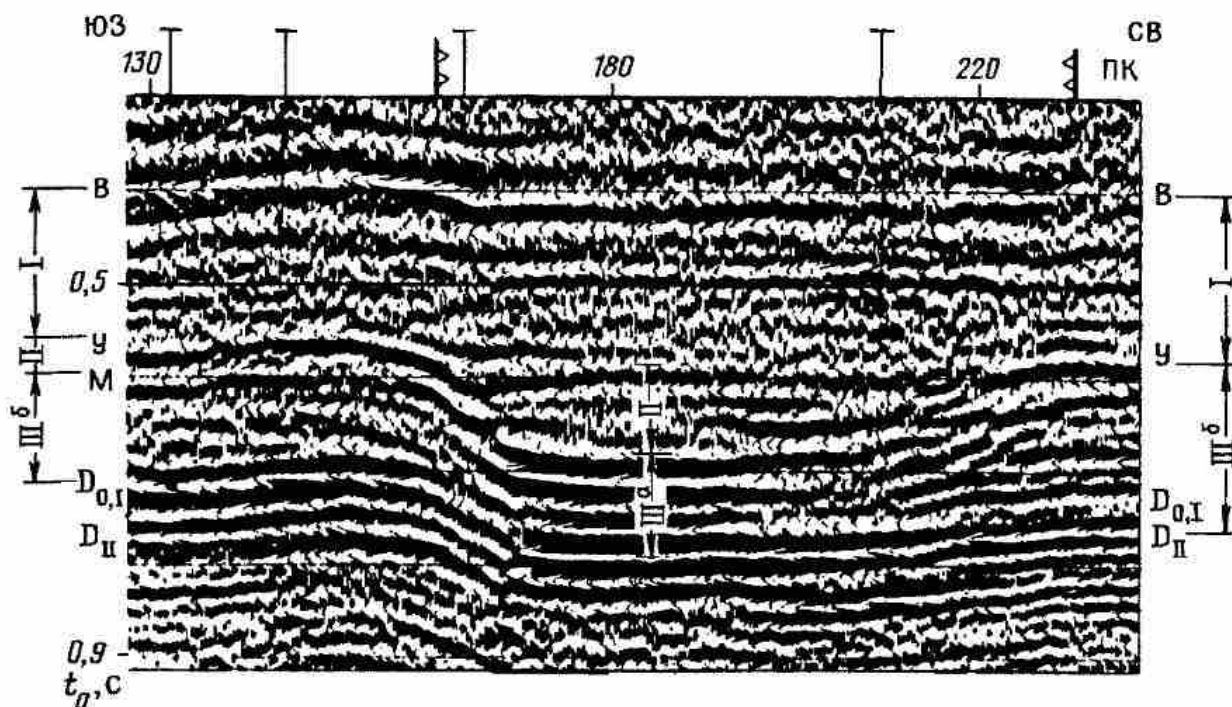


Рис. 90. Временной разрез верхнетурнейских аккумулятивных склонов и подножия (осевой зоны) Актаныш-Чишминской некомпенсированной депрессии

присущей им морфологии (параллельное, краевое и угловое несогласия), характерных форм палеорельефа (региональными, зональными и локальными) (рис. 90);

широком использовании метода актуализма (униформизма) для историко-геологического истолкования сейсморазведочных, геоморфологических данных, ретроспективного анализа на основе геологического моделирования процессов и динамики развития палеорельефа.

5.6.1. Последовательность стадий СФ ПГА

Стадия 1. Выделение перерывов осадконакопления разного ранга и масштаба. Основные средства:

СВАН – регулярная сеть спектрально-временных анализов по результатам разрезам ОГТ, с установлением масштабов и рангов ФО и соответствующих им перерывов седиментации;

увязка данных СВАН по профилям ОГТ с данными СВАН по ГИС (АК), предварительно по данным ГИС устанавливаются перерывы седиментации, используя для этого специальные методики (А. Г. Мухера, Л. Л. Трусова);

методика и программное обеспечение ПЕРЕРЫВ (см. раздел 5.4.2.) с построением разрезов и карт перерывов осадконакопления заданного (главным образом макро- и мего-) ранга в перспективной (целевой) части разреза, с использованием данных по СВАН ОГТ и ГИС как опорной сети.

Стадия 2. Сбор и систематизация сейсмоформационных характеристик в интервале выявленного перерыва (ниже и выше перерыва в интервале 100–150 мс). В число таких характеристик входят результаты: сейсмофациального анализа по временным (мигрированным) разрезам

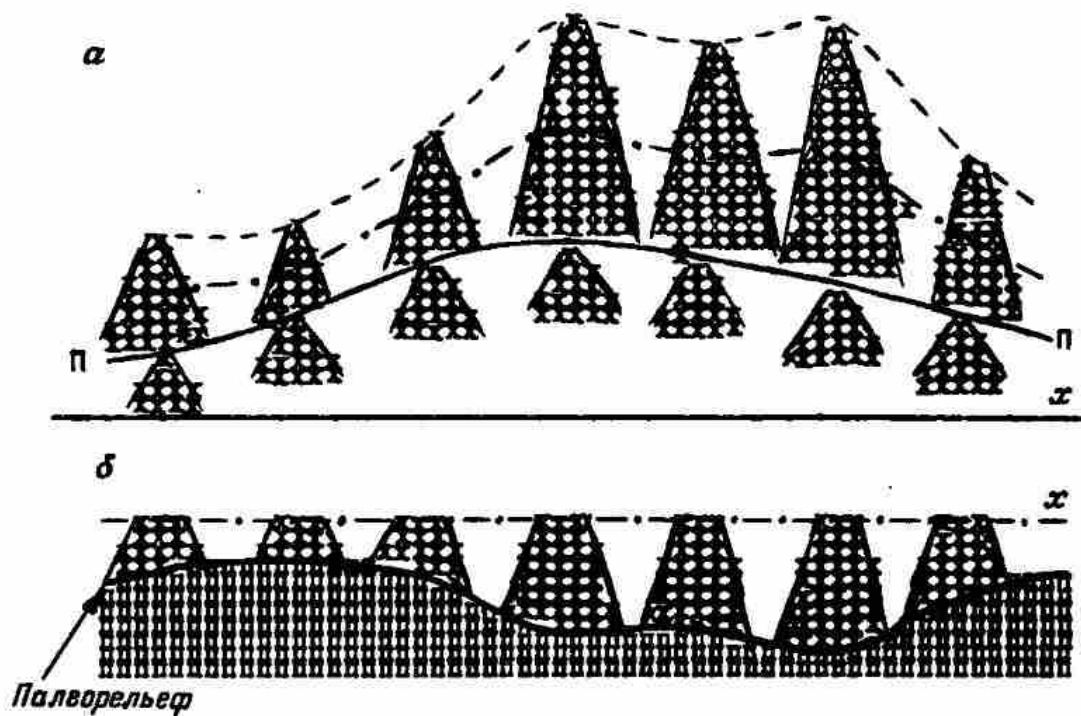


Рис. 91. Сейсмоформационное прогнозирование палеорельефа по выделенным поверхностям перерыва осадконакопления и СМЦ:

а — выделение поверхности перерыва и СМЦ в покрывающих и подстилающих отложениях; *б* — восстановление палеорельефа с выделением эрозионных врезов и аккумулятивных останцов

ОГТ, а также разрезам мгновенных параметров (a , f , ψ), ПАК и ЭКО (эффективных коэффициентов отражения) и др.;

СВАН при ВСФА (вертикальный СФА) — выделенные ФО и сейсмоциклиты разного ранга, согласованные с данными ГИС и бурения;

ГСФА (горизонтальный СФА) по совокупности исходных разрезов, т. е. результаты СФА с указанием СМЦ, соответствующих им значений \bar{f} , $\partial f / \partial t$, мощностей, характера ограничивающих их границ (резких, нерезких, ПСА); в результате поверхность перерыва седиментации характеризуется в разных ее частях как резкая, нерезкая, составная, комбинированная и т. п.;

«прямого» сейсмоформационного прогнозирования — интервалы литолого-фациального разреза с указанием вещественного состава и фациальных условий осадконакопления вдоль поверхности несогласия (перерыва); выделение участков срезания пластов (однородных литолого-фациальных зон), характер их перекрытия и т. п.

Стадия 3. Собственно реконструкция палеорельефа включает:

выделение и трассирование проциклитов одного ранга и масштаба над поверхностью перерыва (несогласия); при этом учитывают характер прослеживания СМЦ, его внутреннюю структуру, возможности замещения отложений по профилю; при неуверенной корреляции по латерали финальной части проциклита возможен переход к прослеживанию реперного горизонта (горизонтов) в его основании;

определение мощности (временного интервала) от поверхности несогласия (перерыва) до кровли СМЦ (сейсмопроциклита) или реперного горизонта в его составе. Построение профилей и карт мощностей, отображающих положение эрозионных врезов (максимальные значения

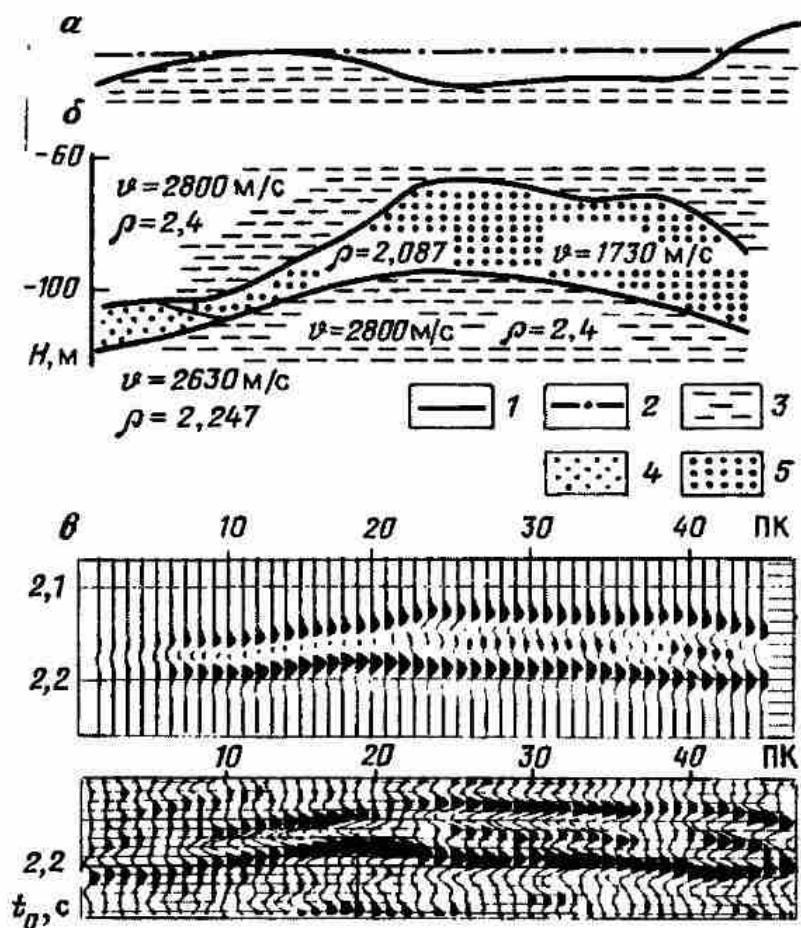


Рис. 92. Схема восстановления палеогеоморфологических условий на основе геологического и геосейсмического моделирования:

а - реконструированная морфоструктура палеорельефа; б - современная морфоструктура палеорельефа; в - результаты сейсмомоделирования в сопоставлении с экспериментальным материалом

мощности) или эрозионных (аккумулятивных) останцов (минимальные мощности) (рис. 91).

Стадия 4. Восстановление палеогеоморфологического режима на исследуемой территории на основе геологического и сейсмического моделирования. На этой стадии представления о палеорельефе (современном и реконструированном) и фациальных особенностях отложений над и под ним используют как исходные. На основе этих представлений:

формируют исходные модели седиментации и выполняют геологическое моделирование для зон реконструированного рельефа (рис. 92), характеризующихся разными типами срезания отложений;

восстанавливают современную морфоструктуру палеорельефа при сохранении внутренней структуры отложений;

выполняют сейсмическое моделирование¹ по полученным геологическим моделям и путем сопоставления экспериментальных и модельных сейсмических разрезов судят о соответствии реальных и реконструируемых палеогеоморфологических условиях.

В качестве основных средств геологического моделирования используют: схему одномерной и двумерной диффузии (в том числе неодно-

¹ Следует заметить, что моделирование может проводиться на уровне выявленных СМЦ и их изменений по профилю (смещения, срезания и пр.).

родной) для процесса денудации (выветривания); схему седиментации на шельфе и склоне палеобассейна (модель Шлосса); типовую схему корреляции разрезов на основе латеральных рядов марковских последовательностей отложений (см. раздел 3.2, 3.5, 3.7).

Результатом СФ ПГА является палеогеоморфологическая схема поверхности несогласия с выделением основных элементов палеорельефа. Сопоставление этих элементов с литолого-фациальными и палеотектоническими представлениями, сформулированными на предыдущем этапе позволяет объединить литолого-фациальные разности отложений в типы, характерные для определенных форм рельефа.

На основании этого выделяют квазиодновозрастные с рельефом дельювиальные, дельтовые, русловые, пойменные или прибрежные образования, оценивают степень их перспективности с точки зрения поисков неантиклинальных залежей и осуществляют палеогеоморфологическое районирование для целей нефтяной геологии.

5.7. ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

В каждом цикле СФП палеогеографическому анализу (ПГГА) должны предшествовать палеотектонические и палеогеоморфологические реконструкции. Именно представления о палеотектонической обстановке и древнем рельефе позволяют наиболее обоснованно прогнозировать условия осадконакопления, реконструируемые при ПГГА. Так же, как и в других видах реконструкций, прогнозирование условий седиментации осуществляется двумя путями: непосредственно, по структурно-формационным характеристикам выделенных ФО, включая и рисунок сейсмической записи; этот путь прогнозирования может быть формализован на основе методов распознавания; опосредованно, на основе итеративного геологического моделирования с получением модельных сейсмических отображений, сопоставляемых с экспериментальными сейсмическими разрезами.

Задачи ПГГА:

изучение условий осадконакопления (фациальных, географических, климатических);

выделение и расшифровка областей денудации (определение типов древнего рельефа, интенсивности подъема и степени его расчлененности, прогнозирование вещественного состава, которым были сложены области размыва, установление областей и источников сноса, их размера и т. п.);

освещение строения областей осадконакопления морского, переходного и континентального типов (положение береговой линии бассейнов седиментации, размеры и глубина бассейнов, рельеф дна, направление течений и т. п.);

реконструкция характеристик древнего климата.

ПГГА выполняется обычно для относительно небольших интервалов разреза, т. е. для близких обстановок осадконакопления. Как правило, рекомендуют (Л. Б. Рухин и др.) строить палеогеографические (палеофациальные) карты для периодов максимальной регрессии, так как в эти моменты наступает некоторая стабилизация обстановки, упрощается

определение положения береговой линии, которая имеет громадное значение для прогнозирования развития коллекторов, аккумулятивных песчаных тел, органогенных построек и т. п.

При ПГГА нельзя ограничиваться рассмотрением лишь локальных участков. Необходимо иметь представления о границах бассейна седиментации и окружающей суши в региональном плане, а затем уже детализировать отдельные участки. Таким образом, при поисковых работах необходимо опираться на сеть региональных профилей.

5.7.1. Непосредственное распознавание палеогеографических условий

Этот вид прогнозирования включает качественные (визуальные) и формализованные способы ПГГА. Наиболее часто используется вид ПГГА, называемый сейсмофациальным анализом [33]. Объектами этого визуального анализа служат ассоциации сейсмических отражений (в пределах предварительно выделенных и протрассированных ФО), характеризующихся определенным сочетанием таких параметров, как конфигурация, амплитуда, непрерывность, частота и интервальная скорость, отличающаяся от смежных ассоциаций в пределах ФО того же ранга. Анализ сейсмофаций состоит в оценке и геологической интерпретации данных параметров, каждый из которых несет определенную информацию о литологическом составе и условиях формирования исследуемых ФО:

Конфигурация отражений . . .	Характер напластования, процесс осадконакопления, эрозия и палеогеография, контакт разных флюидов в пласте
Непрерывность отражений . . .	Непрерывность пластов, процесс осадконакопления
Амплитуда отражений	Соотношение значений скорости и плотности, мощность пластов, типа насыщающего флюида
Частота отраженной волны	Мощность пластов, типа насыщающего флюида
Интервальная скорость . . .	Литологический состав, коэффициент пористости, содержание флюидов
Внешняя форма и пространственное положение ФО	Общие условия осадконакопления, источник осадочного материала, геологическая обстановка

Типы конфигураций отражений, используемые при ПГГА, рассмотрены ранее (см. раздел 2.2.2., а также 5.2.1.). При прогнозировании фациальных обстановок существенное значение приобретают и типы пространственных форм ФО. Покровы, клинья и банки могут иметь большие размеры, они являются типичными ФО шельфовых областей. Внутренние отражения в таких ФО образуют разнообразные рисунки: параллельно-слоистые, расходящиеся и по схеме бокового наращивания. Покровно-облекающие ФО состоят из параллельных отражений, интерпретируемых как ФО меньшего масштаба, облекающие формы палеорельефа. Такой характер напластования предполагает осадконакопление в одинаковых низкоэнергетических условиях глубокого моря, зависящее от рельефа морского дна. Линзовидные ФО чаще всего соответствуют боковому наращиванию по наклонным седиментационным поверхностям.

Холмовидные формы обусловлены наличием поднятий или выступов, обусловленных палеопостройками, формирующимися за счет накопления обломочного, вулканического материалов или органической деятельности (ОП). Для внешних границ холмовидных ФО характерны схемы налегания или подошвенного прилегания и т.п.

Рисунки отражений типа «заполнения» интерпретируют как ФО, заполняющие отрицательные формы рельефа (нижележащих ФО). «Заполняющим» ФО соответствуют тела разнообразной природы, связанные с каналами, каньонами, конусами выноса, подножиями склонов и т.п.

При визуальном ПГГА, в частности, при выявлении областей сноса, могут быть использованы результаты СВАН и другие результаты СФА. При этом учитывают, что границы фациальных зон и изопакиты оконтуривают области сноса, а не секут их, как это бывает в том случае, когда область отсутствия отложений появилась позднее в результате постседиментационного размыва. Изменение состава отложений, морфологические особенности СМЦ (сейсмоциклитов и слагающих их слоев), сингенетичное выклинивание все более молодых отложений вверх по восстанию, широкое развитие поверхностей стратиграфического несогласия различного масштаба, распространение трансгрессивных комплексов (прогрессивных сейсмоциклитов), перекрывающих более древние разновозрастные образования, – таковы самые общие критерии областей сноса.

Материалами для количественного (формализованного) непосредственного распознавания условий седиментации служат структурно-формационные разрезы и карты. Выделенные и протрассированные на них ФО охарактеризованы большой совокупностью параметров как волновых, так и структурно-вещественных. Распознавание может осуществляться по этой совокупности как в варианте с обучением (по аналогичным параметрам в зонах глубоких скважин), так и без обучения (кластеризация). Соответствующие методы распознавания детально описаны в геолого-геофизической литературе [23].

5.7.2. Палеогеографический анализ на основе геологического моделирования

Геологическое моделирование при ПГГА как и при прочих видах анализа, может быть типовым и объектным (конкретным). Типовые модели могут служить эталонами при выяснении типов осадкообразования в конкретных условиях седиментации. В частности, типовые внешняя и внутренняя структуры ФО могут задаваться на основании типов выявленных (на стадии СФА) СМЦ с использованием методов, изложенных в разделе 3.2. Наиболее подходящее средство для описания внутренней структуры ФО – аппарат марковских процессов. Возможности аппарата могут быть расширены в соответствии с содержанием решаемых задач. Например, в режимах трансгрессии и регрессии можно рассмотреть следующую модель. Будем считать, что за единицу времени происходит отложение осадка фиксированной мощности, включающей как морские, так и неморские образования. Матрица вероятностей

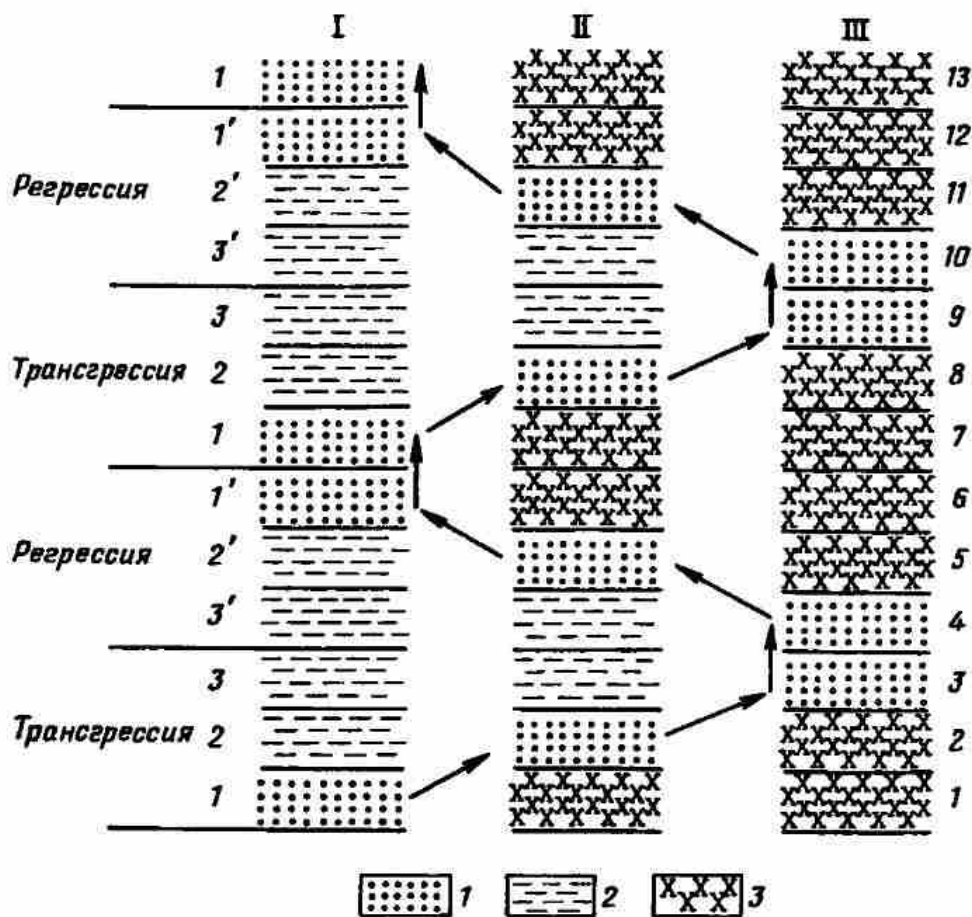


Рис. 93. Результаты моделирования с использованием матрицы вероятностей перехода для контроля изменения разреза по латерали:

1 песок; 2 морские глины; 3 неморские осадки

переходов используется в данной модели, скорее, для контроля зависимости между соседними разрезами, а не для контроля литологических изменений по вертикали в отдельных разрезах. Каждый разрез в матрице переходов рассматривается как состояние. Каждый переход связан с изменением положения береговой линии.

Для лучшего контроля трансгрессивно-регрессивного цикла удвоим число состояний так, чтобы каждому разрезу соответствовало два возможных состояния — одно для регрессии, второе — для трансгрессии.

Для полностью детерминированного трансгрессивно-регрессивного цикла получим матрицу

$$P_{ij} = \begin{matrix} 1 & 0,0 & 1,0 & 0,0 & 0,0 & 0,0 & 0,0 \\ 2 & 0,0 & 0,0 & 1,0 & 0,0 & 0,0 & 0,0 \\ 3_1 & 0,0 & 0,0 & 0,0 & 1,0 & 0,0 & 0,0 \\ 3_1 & 0,0 & 0,0 & 0,0 & 0,0 & 1,0 & 0,0 \\ 2_1 & 0,0 & 0,0 & 0,0 & 0,0 & 0,0 & 1,0 \\ 1_1 & 1,0 & 0,0 & 0,0 & 0,0 & 0,0 & 0,0 \end{matrix} \quad (5.11)$$

где 1 — песок, 2 — морские глины, 3 — неморские осадки.

На рис. 93 показан результат моделирования трех разрезов (I–III) с использованием матрицы (5.11).

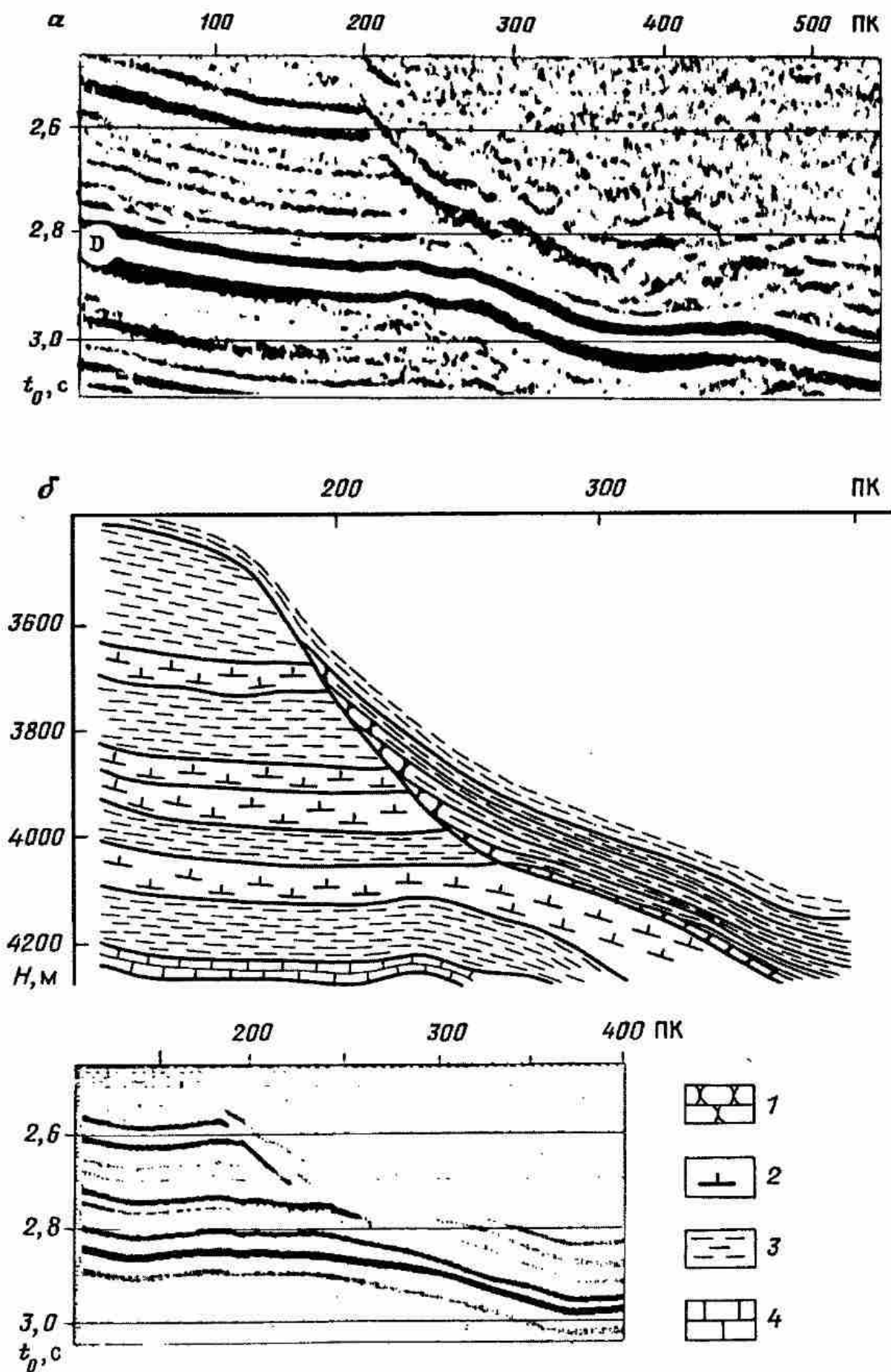


Рис. 94. Пример объектного геологического и геосейсмического моделирования при анализе фациальных условий осадконакопления:

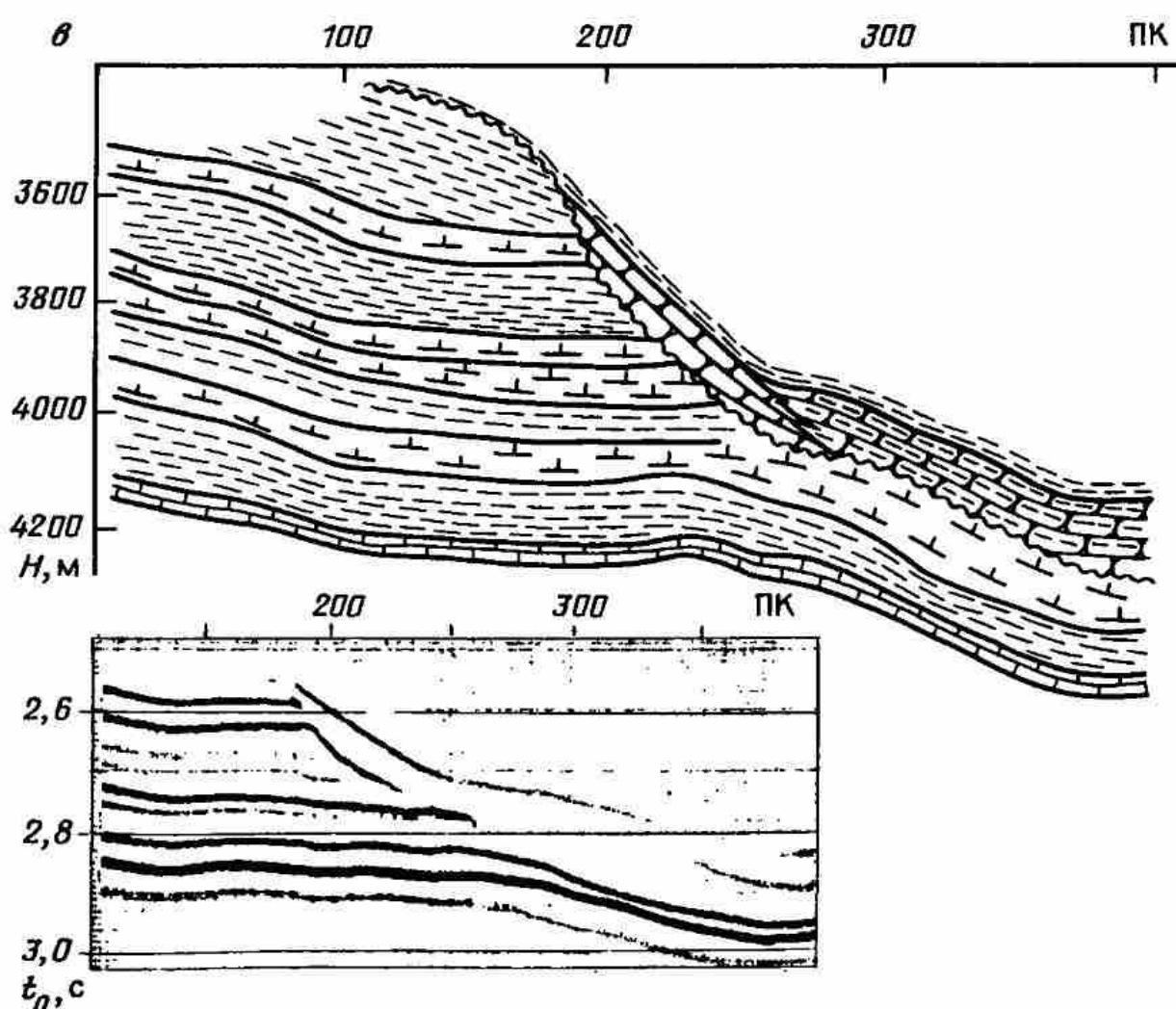
a фрагмент временного разреза ОГТ с объектом; *б* и *в* - геологическая и геосейсмическая модели соответственно первого и второго вариантов. 1 - песчаник; 2 - алевролит; 3 - глина; 4 - известняк

Марковскую цепь со стохастическим поведением (и соответствующие сейсмоциклиты) можно моделировать, вводя значения $P_{ij} \neq 0,0$ и $1,0$. Можно также использовать матрицу скоростей перехода. При этом удается контролировать соотношение скоростей трансгрессии и регрессии.

Главное средство ПГГА – объектное геологическое моделирование (см. раздел 3.6–3.8). Конкретность и действенность этого подхода определяются главным образом тем, что исходная ситуация для ПГГА (тектоническая, геоморфологическая) задается как на основании предшествующих этапов ПТА и ПГА, так и с использованием всей информации (структурной, волновой, параметрической), содержащейся в сейсмических разрезах и других материалах. Тем самым фактически на этапе ПГГА имеется не столь много альтернативных вариантов, из которых и осуществляется выбор на основе геологического, а затем и сейсмического моделирования.

Рассмотрим пример такого подхода, реализованный в работе Б. С. Гамова. Исследуемый объект (показан стрелкой на рис. 94) расположен на склоне размытой поверхности, представляющей по ряду соседних профилей часть каньонообразного вреза, раскрывающегося в обширную котловину восточнее объекта.

Формирование интерпретируемого объекта может быть связано с турбидитными потоками по склонам глубоководного вреза. Конкурирующей гипотезой является вариант некомпенсированного трансгрес-



сивного заполнения впадины, образованной в континентальных условиях.

Для проверки этих гипотез проведены геологическое моделирование для указанных условий и последующее сейсмическое моделирование с получением синтетических разрезов.

Первый вариант геологической модели рассчитан с использованием модели водного потока с начальной скоростью осаждения песка 3,0 см/с, дальнейшие изменения ее вдоль склона определялись изменением наклона границы на временном разрезе по формуле Шези. Глубина потока по аналогии с современными данными в начальной точке взята равной 8 м. Спектр частиц взвеси – глинистый (по данным расположенной вблизи скважины). Результирующая геологическая модель турбидитного генезиса приведена на рис. 94.

Для расчета второй модели использован тот же «спектр» частиц взвеси. Модели потоков воды определялись по наклону дна с использованием нормальных кривых зависимости скорости потока пляж – шельф от глубины дна. Второй вариант модели некомпенсированного заполнения бассейна приведен на рис. 94, в. На рис. 94, б и в даны сейсмические модели для построенных геологических ситуаций. Акустические параметры определялись по зависимости скорости и плотности от литологического состава (фракция, используемых при геологическом моделировании), установленной по ближайшим скважинам.

Сопоставление полученных синтетических разрезов свидетельствует о различии акустических эквивалентов рассматриваемых ситуаций. К реальному сейсмическому разрезу более близок синтетический разрез по первому варианту. Это свидетельствует о том, что из двух рассматриваемых гипотез предпочтительней гипотеза о турбидитном происхождении объекта.

5.8. ПРОГНОЗИРОВАНИЕ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

Сейсмоформационный анализ и прогнозирование в конечном счете проводятся с целью локализации ловушек и выявления залежей УВ, т.е. для прогнозирования нефтегазоносности (ПНГ).

К этому этапу СФП должны быть накоплены следующие данные: структурно-формационные разрезы, карты, блок-диаграммы; результаты палеотектонического анализа (ПТА) – представления о тектоническом развитии бассейна, его трансгрессивных (растяжение) и регрессивных (сжатие) фазах и т.п.;

результаты палеогеоморфологического анализа (ПГА) – представления о формах палеорельефа, компенсированном и некомпенсированном типах осадконакопления, о зонах возможного развития ловушек УВ стратиграфического, структурно-стратиграфического, литолого-стратиграфического типов, а также ловушек, приуроченных к палеоруслам, палеодельтам, органогенным постройкам и пр.;

результаты палеогеографического анализа (ПГГА) – представления об условиях седиментации, литолого-фациальные прогнозные построения.

Совокупность этих данных позволяет перейти к прогнозированию зон генерации, путей миграции и местоскоплений УВ.

5.8.1. Генерация углеводов

Как известно, нефть является «консервированной солнечной энергией» (органическое вещество суши и моря, главным образом морской планктон). Существенно, что эта «система консервации» исключительно не эффективна. Для фотосинтеза (основа органической продукции) используется только 0,23% солнечной радиации. В течение всей истории Земли в осадках сохранилось в виде компонентов органического углерода менее 0,1% органической продукции. И только около 0,01% этого вещества в осадках сконцентрировалось в нефтяных и газовых месторождениях¹.

Прогнозный потенциал нефтегазогенерации осадочных толщ устанавливаются по: условиям седиментации, накопления и захоронения органического вещества;

по факту прохождения прогнозируемых толщ главной фазы нефтегазообразования (глубины погружения 2–4 км, температуры 65–150°C, давление 15–45 МПа);

соотношению в разрезе толщ нефтегазогенерации, путей миграции УВ, чередованию толщ коллекторов и флюидоупоров и т.п.

Зависимость скорости захоронения органического вещества от темпа седиментации (в частности, терригенной) достаточно сложна: при поступлении больших масс терригенного материала снижается биологическая продуктивность бассейна; в условиях медленного осадконакопления (в абиссальных зонах бассейна) значительная часть органического вещества подвергается разложению в осадке.

Оптимальными условиями для концентрации органического вещества могут считаться обстановки от лагунно-континентальных до морских, не глубже батинальных, при пониженной скорости седиментации в фазу некомпенсации.

Накопление исходного нефтегазоматеринского ОВ происходит в соответствующих фаціальных и геохимических условиях – водная среда с анаэробной геохимической обстановкой, застойный палеогидрогеологический режим, пониженная сульфатность, захоронение и накопление ОВ в процессе осадконакопления.

Высокобитуминозными толщами являются доманиковые и доманикоидные (баженовского типа) формации, для которых условия некомпенсированной седиментации являются типичными. Эти толщи часто перекрываются в разрезе клиноформами. Наличие клиноформ может служить указанием на присутствие в разрезе высокобитуминозных отложений как регионального (конденсированные покровы), так и локального (конденсированные линзы) распространения (рис. 95).

¹ Причины этого заключаются в необходимости реализации целого ряда условий нефтегазонакопления: реализации главных фаз нефтегазообразования, условий миграции УВ, наличия покровов, наличия коллекторских толщ, достаточных для скопления залежей, представляющих промышленный интерес. При этом существенно, что нефтегазообразующие процессы должны происходить в строгой последовательности, нарушение которой исключает возможность формирования залежей УВ.

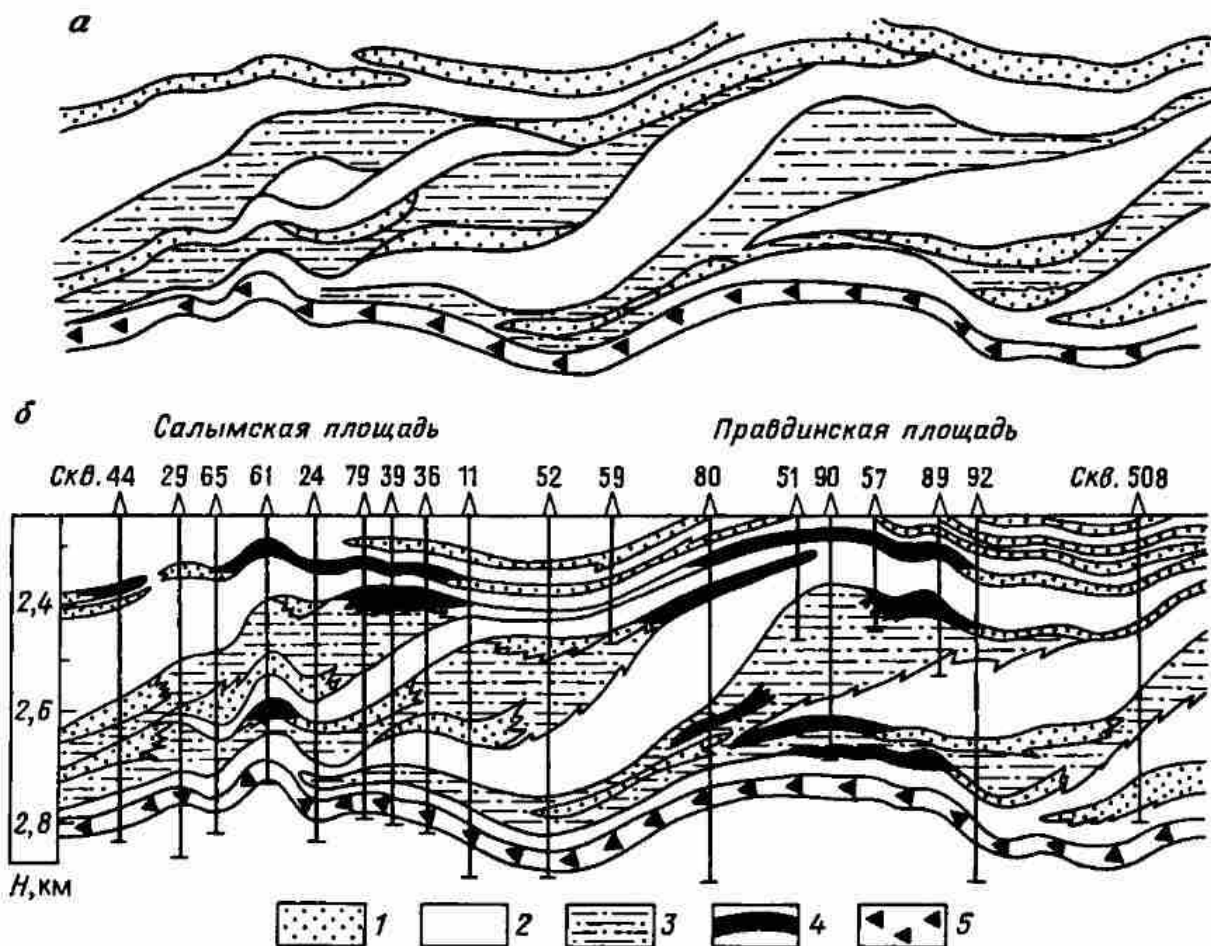


Рис. 95. Моделирование осадконакопления типа бокового наращивания:

а результат моделирования при задании структуры поверхности осадконакопления по сейсмическим данным; *б* геолого-геофизическая модель исследуемой толщи отложений. 1 – песчаники; 2 – глины; 3 – известково-алевритно-глинистые отложения; 4 – залежи нефти; 5 – битуминозные аргиллиты баженовской свиты

Главные нефтематеринские толщи регионального распространения формируются на этапе стабилизации и прекращения терригенного приноса, когда биологическая продуктивность палеобассейна достигала максимума.

5.8.2. Миграция углеводородов

Первичная миграция УВ происходит под воздействием гравитационных сил, геодинамических и гидродинамических процессов; последующая – по трещинам, дизъюнктивам и перерывам осадконакопления (т.е. по естественным границам ФО). Характер и темп миграции контролируются также термобарическими условиями (повышенное давление и температура).

Тип миграции УВ – латеральный и вертикальный, тесно связан с этапностью (циклическостью) тектонического развития бассейна и характером коллекторов: в гранулярных коллекторах преобладает латеральная миграция, в трещинных – вертикальная. На этапе трансгрессий (растяжения) образуются системы вертикальных разрывов, служащих путями вертикальной миграции. На этапах регрессии (сжатия) преобладает латеральная миграция УВ.

Как видно из изложенного выше данные предшествующих стадий СФА и СФП содержат важную информацию, используемую при анализе

процессов миграции УВ: выявляемые на структурно-формационных разрезах системы дизъюнктивов и перерывов осадконакопления разного ранга – возможных путей миграции, внутренней структуры ФО (в частности, сейсмоциклитов), обуславливающих фильтрационные свойства отложений, тектонических режимов, свойственных палеобассейну в различные интервалы времени (трансгрессивных, регрессивных) – по результатам СФ ПТА.

5.8.3. Формирование и разрушение залежей углеводородов

Обнаружение ловушек УВ так или иначе связано с выявлением аномалий в характере залегания осадков. Поэтому СФП ловушек базируется прежде всего на использовании структурных и вещественных (формационных) признаков, сочетание которых определяет тип ловушки УВ.

Различают ловушки: совмещенные (расположенные в контуре очага нефтегазообразования), периферийные (по периферии контура очага) и разобщенные (вне очага). С учетом времени формирования выделяют догенерационные, сингенерационные и постгенерационные ловушки УВ.

Наиболее перспективны совмещенные догенерационные ловушки, не подвергшиеся последующему расформированию.

В терригенных разрезах с ловушками УВ связаны локальные аномалии в структуре отложений, отображающиеся при СФА, в частности при СВАН, и фиксируемые на структурно-формационных разрезах. Изменения структуры разреза обусловлены при этом как наличием в разрезе собственно УВ, так и в существенно большей степени постседиментационными изменениями осадков, вмещающих залежь УВ.

Для ловушек, связанных с ОП, характерна смена типов слоистости в пределах интервала разреза, включающего ОП. Эта смена наилучшим образом выявляется по результатам СВАН. Выявление ФО квазиоднородного неслоистого строения наряду со смежными слоистыми ФО служит важнейшим указанием (наряду с другими признаками) на наличие геологического тела типа ОП.

Разрушение ранее сформировавшихся залежей УВ (или перераспределение УВ) происходит при различных условиях: возникновении зон аэрации, раскрытии ловушек, тектонической нарушенности и фильтрации УВ по образовавшимся трещинам. Возможны также прорывы УВ через покрышки, перенос их движущейся водой, растворение, окисление и разложение УВ. Агентами разрушения, таким образом, служат пластовые и трещинные воды, тектонические движения, химическая энергия окисления УВ, биохимическая энергия и т.п. Региональным фоном для этих агентов являются восходящие формы движений и активизация дизъюнктивной тектоники.

Накопленные к настоящему времени данные (М. К. Калинин, В. Д. Наливкина, В. С. Суркова, Р. С. Сахибгареева) свидетельствуют о том, что в процессе формирования и разрушения палеозалежей УВ могут формироваться слоистые структуры различного типа, отличные от «нормального» разреза. Эти аномалии также могут быть выявлены при СФА (в частности, при спектрально-временном анализе).

Изложенное характеризует возможности непосредственного СФ ПНГ по данным сейсмоформационного анализа и прогнозирования. Второй путь прогнозирования, основывающийся на геологическом моделировании процессов генерации, миграции и формирования залежей УВ, к настоящему времени разработан недостаточно. Известны лишь отдельные попытки моделирования геохимических процессов, а также процессов миграции и накопления УВ, основанные на теории диффузии, в том числе схемах: привнос – вынос-накопление [40] (см. раздел 3.4.2).

На основании изложенного сформулируем основные стадии сейсмоформационного прогнозирования нефтегазоносности (граф СФ ПНГ).

1. Выявление интервалов и зон разреза, соответствующих нефтегазогенерационным толщам (по данным палеотектонического анализа – прохождение через главные фазы генерации, по оценкам цикличности и литолого-фациального состава отложений и пр.).

2. Выявление основных путей миграции УВ с учетом: литолого-фациальной обстановки, тектонических режимов трансгрессии (растяжения) и регрессии (сжатия) и соответствующими оценками трещиноватости, и следовательно, сравнительной значимостью латеральной и вертикальной миграций; оценка миграционной роли выявленных дизъюнктивов и перерывов осадконакопления. Для геологического моделирования на этом этапе применяют методы диффузии с выбором начальных условий в соответствии с основными путями миграции и ее ограничениями (см. раздел 3.4.2).

3. Прогнозирование режимов накопления УВ в ловушках различного типа при латеральной и вертикальной миграции (в частности, по схемам привнос – вынос-накопление [40]).

4. Анализ условий формирования и разрушения залежи: изучение режимов заполнения (схемы привнос – вынос, учет скорости миграции, размеров ловушки, фильтрационных свойств отложений и пр.), формирования эпигенетически измененных осадков, связанных с УВ, образования слоистой структуры, отображаемой на структурно-формационных разрезах и т.п.

5. Результативная оценка перспективности выявленной ловушки УВ. Подготовка заключения по объекту.

6. КОМПЛЕКСНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ НА СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ ОСНОВЕ

Информационная схема решения прямых и обратных задач сейсморазведки (см. рис. 2) по своему принципиальному содержанию отвечает всем геофизическим методам. Реализованный в схеме принцип обращения универсален: совпадают основные этапы и задачи, решаемые различными методами.

Это единство структуры задач на разных этапах и при разных методах позволяет на единой основе сформулировать новые принципы их комплексирования.

6.1. Принципы комплексирования

Определим три основных аспекта любого направления деятельности: это – общая концепция, цели и задачи, методология.

В нашем случае концепцией является структурно-формационный подход (СФП). В соответствии с этим цель комплексирования формулируется следующим образом: повышение достоверности, надежности, точности и полноты определения искомых структурно-формационных характеристик разреза (морфологических, внутрискелетных, вещественных, вторичных эпигенетических, параметров нефтегазонасыщенности и новых комплексных характеристик, в том числе в принципе не измеряемых вне комплексирования) с учетом экономической эффективности работ. Все это хорошо согласуется с [23].

К числу основных методологических принципов комплексирования, вытекающих из СФП и рассмотренной схемы относятся принципы: единства объекта, приведения к единому масштабу, переноса корреляционных свойств, последовательного изучения факторов, приоритетного метода, полноты результата и др.

Остановимся подробнее на геофизическом содержании этих принципов и на путях их реализации.

Ключевыми являются принцип единства объекта, в соответствии с которым комплексирование методом осуществляется применительно к ФО единого масштаба и ранга, и принцип приведения к единому масштабу ФО, по которому этому приведению всегда подлежат данные более детального метода. Приведение данных к ФО единого масштаба и ранга неизбежно для комплексирования. Проблема такого приведения не нова. Задача сопоставления, отождествления – это массовая задача интерпретации при комплексировании данных петрофизики – ГИС, ГИС – сейсморазведки, сейсморазведки – электроразведки и т.п.

Очевидно, что всегда приведению подлежат данные более детального метода, отсюда – идея закругления. Именно она и реализуется на практике. Однако пока эта задача решается чисто эвристически. Как правило, не известно (в количественных оценках) – до какой степени закруглять и какими средствами. Например, при увязке данных ГИС – сейсморазведки используется не менее 10 способов закругления. Многие из них сводятся к фильтрации данных АК в полосе, соответствующей диапазону сейсмических записей. Но это далеко не всегда приводит к хорошему подобию и уверенному отождествлению. Дело в том, что наряду с различием в частотном диапазоне имеется по крайней мере еще до 10 факторов, обуславливающих различия данных ГИС и сейсморазведки. Эти различия отнюдь не устраняются одной лишь фильтрацией. Последовательное устранение факторов – это трудоемкая, но весьма важная задача, требующая еще исследований.

При СФИ появляются дополнительные возможности и пути отождествления. Прежде всего предварительное определение масштабов и рангов ФО, слагающих разрез, позволяет заранее выбрать уровень закругления данных более детального метода. Кроме того, само выделение ФО разных рангов и масштабов по независимым данным, например, ГИС и сейсморазведки, дает возможность отождествить и увязать

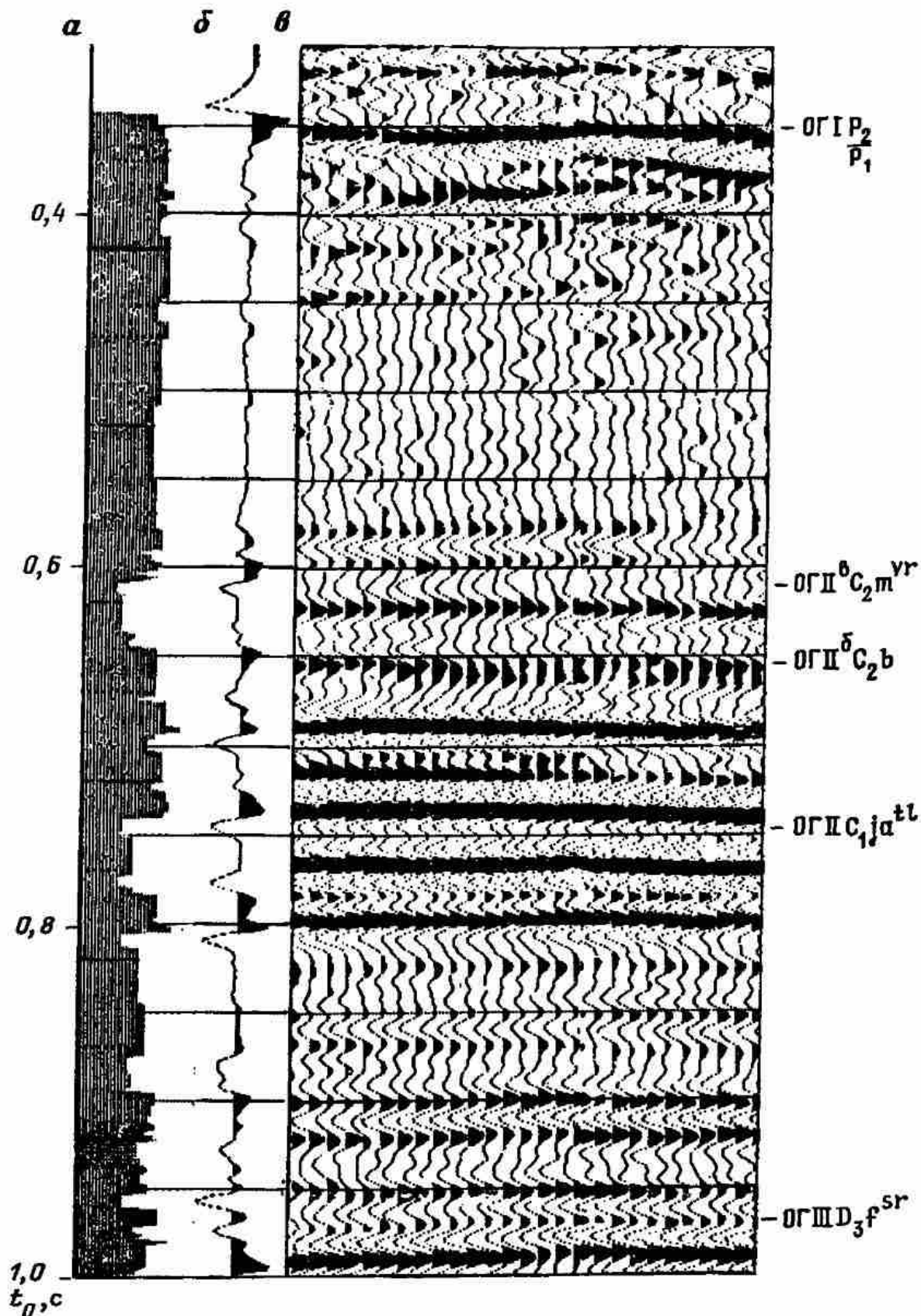


Рис. 96. Кривые $v_{AK}(t)$:

a - исходная; *б* - после фильтрации в диапазоне частот 20-80 Гц; *в* - фрагмент временного разреза ОГТ (скв. 796, Енисейская площадь)

данные непосредственно по выделенным ФО (естественно, одного масштаба и ранга), что как правило существенно проще, чем увязка самих записей со всеми их нюансами.

Приведем пример совместной обработки по методике СВАН данных ОГТ и АК (рис. 96). Скоростная кривая $v_{AK}(t)$ удовлетворительно

согласуется с разрезом ОГТ в целевом интервале времен 0,6–1,0 с (отложения верхнего девона, нижнего и среднего карбона). Основные отражения отображаются в особенностях кривой v_{AK} . Заметим, однако, что степень подобия синтетической трассы (рис. 96, *b*) и экспериментальных трасс на разрезе ОГТ (рис. 96, *б*) не так уж и высока. Наблюдаемые расхождения, впрочем, обычны. Они обусловлены целым рядом факторов, связанных с принципиальными различиями физических основ ОГТ и АК. Тем не менее, внутренняя структура отложений, отображаемая на записях АК и ОГТ, одинакова. Именно эта структура и выявляется при применении методики СВАН.

Таким образом, на результатах СВАН мы вправе ожидать большего подобия сопоставляемых данных ОГТ и АК.

На рис. 97 представлены результаты спектрально-временного анализа трасс ОГТ, полученных в окрестности скв. 796 и кривой $v_{AK}(t)$. По СВАН-колонкам ОГТ (рис. 96, *a*) выделяются сейсмоциклиты (СМЦ) двух рангов. Крупные СМЦ разделены границами, которым соответствуют фазы отражений, устойчивые по всем параметрам в широком частотном диапазоне. Фазы отражений, отвечающие границам СМЦ меньшего ранга, выделяются, как правило, в существенно ограниченной полосе частот.

Результаты анализа данных бурения и ГИС по скв. 796 показывают, что СМЦ меньшего ранга, выделяемые по СВАН, соответствуют стратиграфическим подразделениям – ярусам, за исключением франского ($t_0 = 0,98 - 1,07$ с) и турнейского ($t_0 = 0,8 - 0,95$ с), которые удается разделить на более мелкие подразделения – горизонты. Масштабы выявленных СМЦ обусловлены особенностями изучаемого геологического разреза. Поясним это на примере турнейского яруса, представленного тремя СМЦ. Скв. 796 и профиль ОГТ находятся вблизи осевой части Можгинской ветви Камско-Кинельской системы прогибов, т.е. в области максимального развития терригенных отложений турнейского возраста. Наличие границ между СМЦ в турнейском интервале дает основания предполагать, что заполнение впадины происходило в несколько этапов. Следовательно, границы между отложениями заволжского и малевского возраста (СМЦ VIII), отложениями упинского (СМЦ VII) и черепетского возраста (СМЦ VI) соответствуют перерывам осадконакопления.

На рис. 97, *б* представлены СВАН-колонки по кривой $v_{AK}(t)$, которая для наглядности и лучшей сопоставимости со СВАН-колонкой ОГТ размножена на пять трасс. Сравнение рис. 97, *a* и *б* показывает, что в целом типы СМЦ по $v_{AK}(t)$ соответствуют типам СМЦ ОГТ. В некоторых интервалах разреза отмечается более дробное деление разреза по АК. Тем не менее, сопоставимость колонок СМЦ, полученных по данным ОГТ и АК, существенно более высока, чем сопоставимость исходных кривых АК и ОГТ (см. рис. 96, *б* и *в*). Таким образом, можно считать доказанным, что: ФО, выделяемые по ОГТ и ГИС, идентичны; внутренняя структура выявленных ФО одинакова, что и проявилось в идентичности СМЦ, выделенных по ОГТ и АК.

Методика СВАН позволила отождествить СМЦ-ОГТ и СМЦ-АК единого масштаба и ранга, что достигнуто за счет приведения данных к единому частотному диапазону и специфики самой методики. Некото-

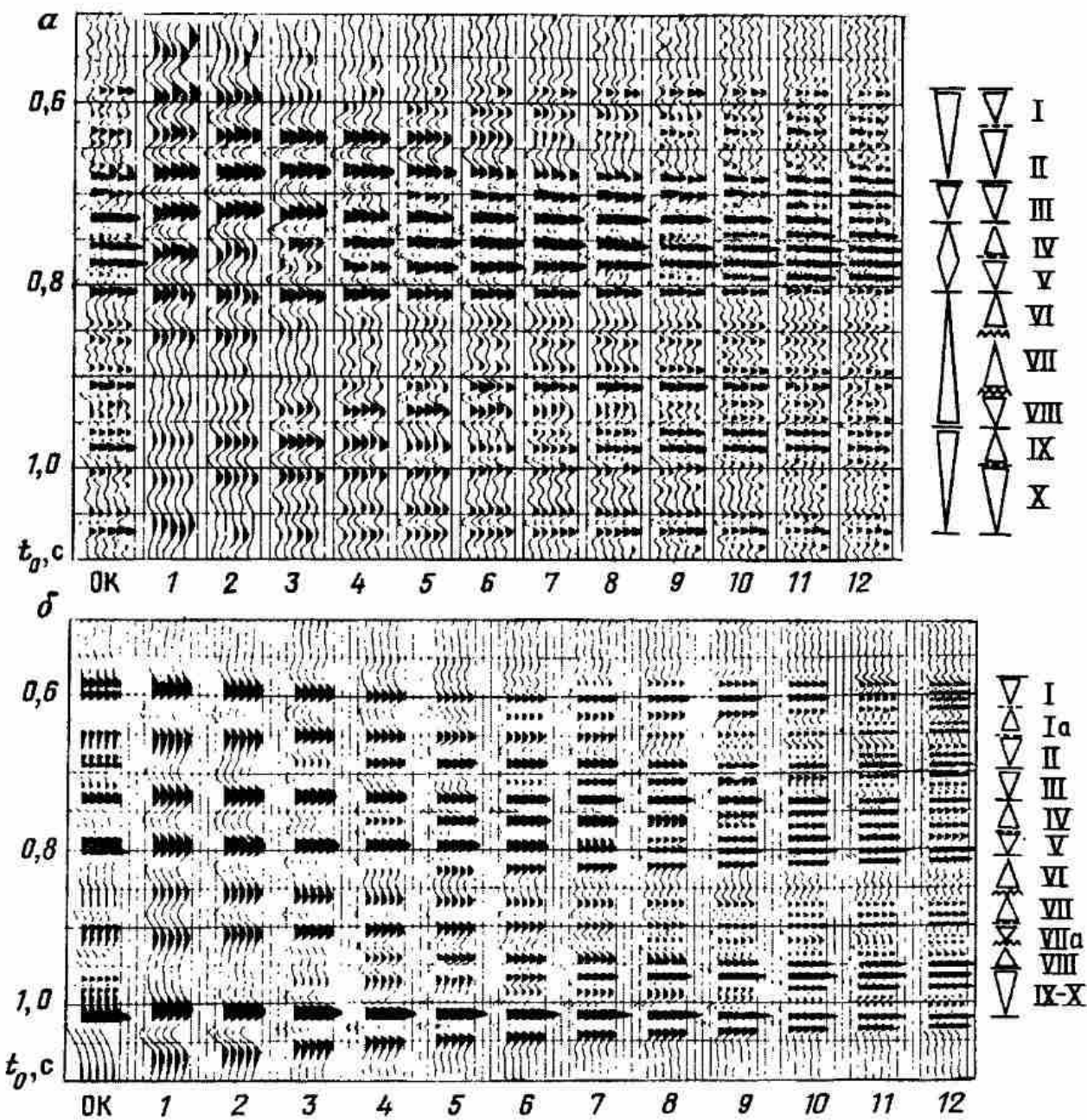


Рис. 97. Результаты спектрально-временного анализа разреза ОГТ (а) и кривой $v_{AK}(t)$ (б).

Характеристики фильтров: ОК открытый канал; 1-7 14-28 Гц; 2-8 16-32 Гц; 3-10 20-40 Гц; 4 12 24 48 Гц; 5 14 28 56 Гц; 6 16 32 64 Гц; 7 18 36 72 Гц; 8 20 40 80 Гц; 9 24 48 96 Гц; 10 29 58 116 Гц; 11 35 70 140 Гц; 12 42 84-168 Гц. Сейсмоциклиты, выделенные по ОГТ (а): I низы московского яруса, II бакирский ярус, III серпуховский ярус, IV визейский ярус, V, VI и VII соответственно верхняя, средняя и нижняя части турпейского яруса, VIII фаменский ярус, IX и X соответственно верхняя и нижняя части франского яруса; дополнительно по АК (б) выделены: I и Ia каширский и верейский горизонты московского яруса, VII и VIIa малевский и заволжский нижнего турпе

рые расхождения (связанные с исходными различиями кривых) свидетельствуют о том, что это приведение не было идеальным.

Приведение к ФО единого масштаба и ранга предполагает и единую форму представления данных комплексированных методов. В этом отношении современная обработка данных еще не обеспечивает единства формы представления по всем геофизическим методам.

Развитие электроразведки привело к методике, аналогичной ОГТ в сейсморазведке и подобным результатам – разрезам проводимости, которые могут прямо сопоставляться с разрезами ОГТ. Появились и специфические приемы преобразования масштабов, например, времен

становления к временам ОГТ, и получения комплексных разрезов – СЭВР [38].

В гравиразведке обычным результатом являются кривые Δg , которые непосредственно не могут быть сопоставлены с разрезами ОГТ. Между тем, имеются очевидные способы преобразования в отображения, аналогичные временным сейсмическим разрезам. Речь идет о способах аналитического продолжения на глубины, составляющие определенную шкалу, согласованную с точностью проведенных гравиметрических измерений. Как показал опыт, аналитическое продолжение самого наблюдаемого гравитационного поля (Δg) ведет к «развалу» прогнозируемого поля по мере приближения к глубинам, соответствующим аномалеобразующим объектам. Переход к отображению полного нормированного градиента позволяет избежать этого и получить отображения, которые могут быть сопоставлены с разрезами электро- и сейморазведки [35].

Корреляционные связи, установленные для ФО некоторого иерархического уровня (масштаба, ранга), могут быть использованы для прогнозирования свойств ФО другого масштаба и ранга. В этом состоит принцип переноса корреляционных свойств.

Простейшей иллюстрацией этого принципа может служить используемый способ восстановления литолого-фациального разреза на практике. Способ включает следующие стадии:

выделение ФО по данным ГИС на скважине;

выделение ФО по данным ОГТ в окрестности скважин;

увязка (отождествление) ФО по ГИС и ОГТ;

прослеживание ФО по данным сейморазведки от скважины к скважине (интерполяция и экстраполяция);

наполнение протрассированного по сейсмике ФО литолого-фациальным содержанием по данным ГИС с учетом изменения масштабов ФО и характера его выделения.

Аналогичный прием может применяться и при комплексировании, например, электроразведки и сейморазведки. Здесь несколько иная последовательность действий:

увязка ФО, выделенных по электро- и сейморазведке;

установление корреляционных связей между параметрами (проводимостью, акустической жесткостью, скоростью и пр.);

переход к ФО меньшего масштаба и ранга по данным сейморазведки с прогнозом электрических свойств, на основе корреляционных связей, установленных на ФО большого масштаба;

комплексная интерпретация на уровне ФО малого масштаба.

Справедливость принципа необходимо показывать (доказывать) в каждом регионе (до проведения работ), точно так же, как и корреляционные зависимости для этих регионов.

Принцип последовательного изучения факторов, состоящий в том, что граф изучения структурно-формационных характеристик не произволен, а существенно детерминирован значимостью их влияния на геофизические поля. Так, в сейморазведке порядок структурно-формационных характеристик, указанный ранее – морфологические (внешней структуры ФО), внутрискелетные, вещественные, вторичные (седимента-

ционные и постседиментационные), характеристики нефтегазонасыщенности – не случаен. Здесь факторы уже ранжированы по степени влияния на вид сейсмического поля. И по этому показателю морфологические факторы практически всегда преобладают над вещественными и вторичными, а эти последние – над нефтегазонасыщенностью.

Следовательно, говорить, например, о «прямых поисках» нефти и газа можно лишь на основе предварительного изучения (и компенсации) структурных факторов, учета седиментационных и постседиментационных процессов, ведущих к прогнозу вещественного состава. Тем самым, определяется место прямых поисков как завершающей стадии СФИ.

Из изложенного выше можно сделать и еще один вывод. Сейсморазведку справедливо называют структурным методом и потому, что структурные факторы в значительной мере определяют вид сейсмического поля, и потому, что эти факторы наилучшим образом могут быть изучены именно сейсморазведкой. Это относится как к внешней, так и к внутренней структуре ФО, изучение которой в последнее время существенно пополнилось на основе СВАН [6].

Признание приоритета сейсморазведки при получении структуры ФО является важнейшим методологическим решением при комплексировании. На сейсмической структурной основе резко возрастают надежность и детальность интерпретации данных электро- и гравиразведки. Значительный опыт такой интерпретации уже имеется на практике. При этом методологические принципы, заложенные в рассмотренной нами схеме, реализуются наиболее полно и последовательно, а именно: параметры проводимости и плотности определяются путем итеративного решения прямой задачи для геологических тел (ФО), морфология и внутренняя структура которых априори заданы по материалам сейсморазведки.

В соответствии с принципом полноты результата достоверность прогноза структурно-формационных характеристик ФО всех изучаемых рангов и масштабов обеспечивается согласованием всей совокупности параметров, получаемых комплекслируемыми методами.

Результативная модель разреза обосновывается комплексно и системно, т.е. на всех уровнях выделения ФО и с привлечением всех методов, включаемых в комплекс. Именно за счет этого повышаются надежность и однозначность изучения ФО всех рангов и масштабов – от наиболее детального до самого крупного ранга. При этом используют все принципы, перечисленные выше.

При такой комплексной интерпретации появляются возможности определять параметры, которые не могут быть получены вне комплексирования. В частности, при комплексировании различных типов волн в сейсморазведке открывается возможность определения таких физических параметров, как γ , коэффициента Пуассона, анизотропии. Эти параметры, как правило, более однозначно характеризуют исследуемые отложения, чем эффективные параметры, измеряемые по каждому из методов.

Совокупность структурно-формационных характеристик весьма широка – от структуры до генезиса, диапазон масштабов и рангов также широк. Это означает, что для всесторонней и достоверной структурно-формационной характеристики осадочной толщи рассматриваемой тер-

ритории требуется привлечение всех основных геофизических методов – от каротажа и сейсморазведки (наиболее крупномасштабные) до региональной грави- и аэромагниторазведки (наиболее мелкомасштабные).

Граф комплексирования:

определение рангов и масштабов ФО, слагающих разрез (желательно по наиболее точным и детальным данным – ГИС);

определение внешней (морфологии) и внутренней структуры ФО на основе сейсморазведки (приоритет метода);

выделение ФО по методам в рамках структуры, заданной сейсморазведкой;

увязка выделенных по методам ФО;

определение структурно-формационных характеристик по методам;

выделение и трассирование ФО по комплексу методов;

переход к генетической стадии (историко-геологическим реконструкциям).

Таким образом, граф комплексирования полностью согласуется с графом СФИ, построенным ранее.

Из изложенных принципов вытекают определенные следствия и рекомендации.

1. Сегодня, когда в геофизике отмечается явное смещение центра тяжести в область геологической интерпретации, этап эвристического комплексирования заканчивается. Неизбежен переход к комплексированию на единой методологической основе.

2. Комплексирование методов разной детальности невозможно без учета реально существующей иерархии формационных объектов разного масштаба и ранга. Следовательно, единую методологию комплексирования нельзя построить вне СФП.

3. Комплексирование методов может осуществляться на всех этапах решения обратных задач, что подтверждается и практикой. Однако ключевым для комплексирования является этап выделения ФО, предшествующий прогнозированию структурно-формационной геологической модели и историко-геологическим реконструкциям.

4. Определился приоритет сейсморазведки как наиболее мощного метода выделения и трассирования ФО. Использование сейсмической структурной основы позволяет резко повысить эффективность комплексирования геофизических методов.

5. Ключевой принцип комплексирования – принцип единства объекта. Именно те области, где единство объекта стихийно вошло в практику (комплексирование методов ГИС, комплексирование различных типов волн в сейсморазведке и др.), являются примерами эффективного комплексирования, получения многосторонних представлений об объекте.

6.2. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ МНОГОВОЛНОВЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Многоволновые сейсмические исследования (многоволновая сейсморазведка – МВС), по своим целям и решаемым задачам является типичным примером комплексного использования различных геофизических

методов для решения единой геологической задачи – наиболее полного и достоверного изучения геологических характеристик изучаемых геологических объектов. Действительно, свойства физических моделей изучаемых объектов для волн разных типов в значительной мере независимы, во многом различаются процессы формирования результирующих полей. Типичность эта подчеркивается тем, что в общем случае комплекслируемые методы различаются по разрешающей способности, а также по набору получаемых при интерпретации параметров.

Комплексная интерпретация данных МВС также достаточно типична и по своим целям. С одной стороны это увеличение точности и надежности, а значит, и достоверности изучения единого, общего для всех комплекслируемых методов набора параметров изучаемой физической модели объекта – в случае МВС это в первую очередь структурные факторы, с другой – это более полное определение свойств модели на основе автономного в рамках каждого из методов определения характеризующих свойств параметров – при МВС это коэффициенты отражения и акустические жесткости, разные для волн Р, S и т.д. И, наконец, это определение новых, комплексных параметров, которые можно определять лишь при наличии комплекса и которые несут новую независимую информацию – в случае МВС это величина γ , являющаяся непосредственно физической характеристикой среды, свободной от влияния плотности среды, которая неизбежно накладывается при практических способах интерпретации каждого из методов в отдельности.

Комплексная интерпретация данных МВС развивается достаточно давно [34], и на первых этапах, когда основной задачей было изучение структурных элементов разреза, было достаточно сравнительно грубое отождествление регистрируемых волновых полей, проведение автономных структурных построений и последующее их обобщение. Подход этот в целом решал поставленные задачи. Однако с переносом акцентов в использовании МВС на решение в первую очередь задач прогноза геологического разреза, изучения его вещества и на этой основе в сочетании со всеми другими факторами восстановления во всей полноте геологических характеристик геологических объектов, подход этот оказался малопродуктивным: в первую очередь не обеспечивал достаточные детальность и достоверность изучения параметров. Поиски новой, более эффективной методологии комплексной интерпретации совместных наблюдений волн разных типов показали, что такой методологией является структурно-формационный подход (СФП), на основе принципов которого удастся эффективно построить вполне конкретные методики, обеспечивающие наиболее полное и цельное решение геологической задачи и, что особенно важно, позволяющие существенно повысить детальность изучения разреза, причем детальность эта оказывается в итоге даже выше, чем у каждого из комплекслируемых методов в отдельности. И в этом смысле интерпретация данных МВС служит наглядной иллюстрацией принципов СФИ при комплексной интерпретации разнородных геофизических данных.

При изложении вопросов интерпретации данных МВС мы опустим некоторые весьма важные, но имеющие в основном чисто геофизический смысл, аспекты этой работы, такие, например, как определение природы

волн и т.п., хотя и при их решении структурно-формационный подход играет значительную роль. Остановимся непосредственно на том, что имеет отношение к получению геологических результатов. За основу изложения принимается приведенная на рис. 2 информационная схема решения прямых и обратных геофизических задач.

6.2.1. Соотношение моделей реальных сред для волн разных типов

Исходной предпосылкой любого комплексирования является то, что геологическая модель изучаемой среды, объекта исследований, одинакова для всех комплекслируемых методов, а различаются лишь ее физические характеристики, присущие этим методам. Поэтому естественно начать рассмотрение соотношения моделей сред для волн разных типов именно с физических моделей, оставляя в стороне вопросы перехода от геологической модели к физической. Они в данном случае играют роль лишь на стадии решения обратной задачи – истолкования полученных параметров.

Для полной характеристики упругой изотропной однородной среды необходимы две независимые упругие константы. Чаще используют модуль Юнга E и модуль сдвига μ либо E и коэффициент Пуассона σ . При решении задачи на распространение волн чаще используют константу λ – параметр Ламе, функционально связанный с константами E и σ . Связь между парами независимых упругих констант и скоростями упругих волн определяется формулами:

$$\begin{aligned} \rho v_p^2 &= \lambda + 2\mu = E(1 - \sigma)/(1 + \sigma)(1 - 2\sigma), \\ \rho v_s^2 &= \mu = E/2(1 + \sigma), \end{aligned} \quad (6.1)$$

где ρ – плотность.

При этом

$$\begin{aligned} \lambda &= \sigma E/(1 + \sigma)(1 - 2\sigma) = 2\mu\sigma/(1 - 2\sigma); \\ E &= \mu(3\lambda + 2\mu)/(\lambda + \mu); \\ \sigma &= \lambda/2(\lambda + \mu). \end{aligned} \quad (6.2)$$

Из формул (6.1 – 6.2) видно, что величины v_p и v_s являются физически независимыми и необходимы для получения полной характеристики упругих свойств по сейсмическим данным:

$$\begin{aligned} \mu &= \rho v_s^2; \\ \lambda &= \rho(v_p^2 - 2v_s^2). \end{aligned} \quad (6.3)$$

Большое значение при интерпретации данных МВС имеет величина отношения скоростей поперечных и продольных волн

$$\gamma = v_s/v_p. \quad (6.4)$$

В соответствии с (6.1)

$$\gamma^2 = (1 - 2\sigma)/2(1 - \sigma), \quad (6.5)$$

откуда

$$\sigma = (1 - 2\gamma^2)/2(1 - \gamma^2). \quad (6.6)$$

Как следует из формулы (6.6), коэффициент Пуассона – единственная упругая константа, которую можно определить из сейсмических данных без определения плотности. Величина σ , определяемая из γ – главный результат многоволновой сейсморазведки.

В сочетании с v_p , или v_s величина γ также является вполне исчерпывающей характеристикой упругих свойств среды:

$$\begin{aligned}\lambda &= \rho v_p^2 (1 - 2\gamma^2); \\ E &= \rho v_s^2 (3 - 4\gamma^2) / (1 - \gamma^2).\end{aligned}\quad (6.7)$$

Известно, что теоретически возможно $0 < \sigma < 0,5$, откуда следует, что $0,707 > \gamma > 0$. В реальных средах, с которыми обычно имеет дело сейсморазведка: $0,65 > \gamma > 0,15$. Эти крайние значения γ соответствуют весьма консолидированным кварцсодержащим породам и пластичным сильно водонасыщенным глинистым отложениям.

Установлено, что v_p и v_s по-разному реагируют на многие факторы, определяющие литологическую характеристику горных пород и их состояние. Так, при насыщении сухих пористых пород флюидами v_p , как правило, возрастает, а v_s меняется гораздо меньше и даже иногда уменьшается, что приводит к заметному уменьшению величины γ . Изменение литологического состава существенно флюидонасыщенных терригенных пород меньше сказывается на v_p , чем на v_s и соответственно на γ , всестороннее давление больше сказывается в терригенных породах на v_s и т.д.

На рис. 98 схематически изображено распределение v_p , v_s и γ в горных породах.

Наряду с отличием во влиянии разных факторов на v_p и v_s главные особенности разрезов в значительной мере одинаково проявляются в распределении v_p и v_s . Именно этим и объясняется совпадение большинства отражающих и преломляющих горизонтов для волн разных типов. Эта особенность распределения v_p и v_s в реальных средах проявляется в наличии корреляционной связи между ними. Обобщением экспериментальных материалов установлено, что эти связи удобно представлять в виде

$$v_s = A v_p - B, \quad \gamma = A - B/v_p. \quad (6.8)$$

Зависимости вида (6.8) хорошо отображают известные факты, что относительный градиент v_s обычно больше, чем v_p :

$$\text{grad } v_s = A \text{ grad } v_p / \gamma, \quad (6.9)$$

а градиент величины γ обычно быстро уменьшается при увеличении v_p :

$$d\gamma / dv_p^2 = B / v_p^2. \quad (6.10)$$

Величины A и B не одинаковы для разных пород. Установлено, что для терригенных пород с $v_p > 1,5-2,0$ км/с $A = 0,65$ и $B = 0,6$; для карбонатных с $v_p > 3,0$ км/с $A = 0,6$ и $B = 0,3$. Для карбонатных пород с $v_p < 3,0$ км/с и сухих терригенных пород, величину γ можно принимать равной 0,5.

Корреляционные связи между v_p и v_s можно использовать для прогноза моделей, когда известно распределение лишь одной из указан-

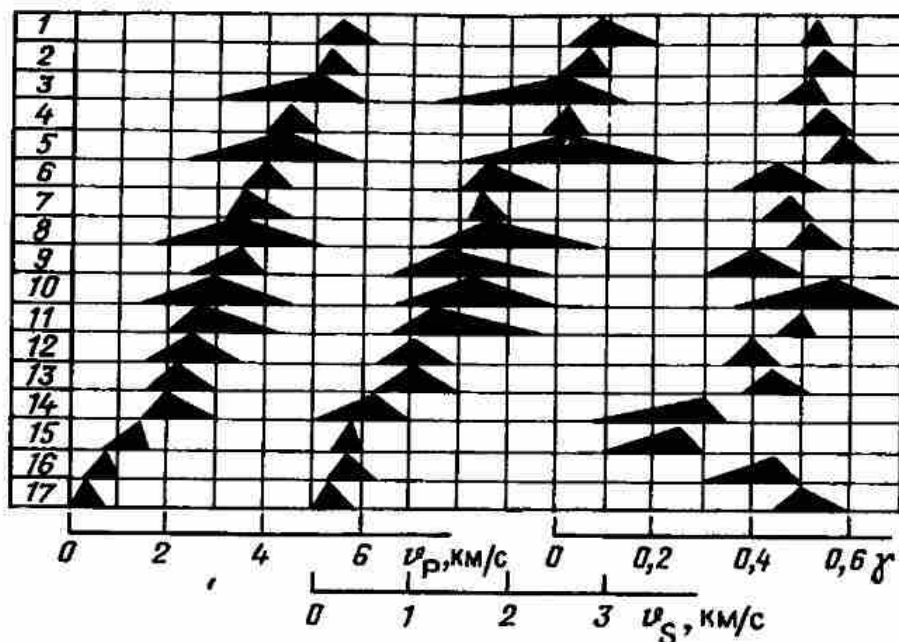


Рис. 98. Схематическое изображение распределения v_p , v_s , γ в осадочных отложениях:

1 доломит; 2 ангидрит; 3 известняк; 4 каменная соль; 5 песчаник (цементированный); 6 сланец (глинистый); 7 мерзлые терригенные породы, лед; 8 алеврит; 9-аргиллит; 10-песчаник (рыхлый); 11 мел; 12 мергель; 13 каменный уголь; 14 глины (влажная); 15 песок (влажный); 16-суглинок (сухой); 17- почвенный слой

ных величин (чаще v_p), для получения априорных представлений о соотношениях кинематических и динамических параметров волн, при определении природы регистрируемых волн.

Распределение величины $v_p(x, y, z)$, $v_s(x, y, z)$, $\gamma(x, y, z)$ и $\rho(x, y, z)$ описывает с исчерпывающей полнотой упругие свойства изучаемых геологических разрезов. Хотя при формационном подходе понятие «однородности» среды претерпевает существенную трансформацию, для понимания вопросов комплексной интерпретации данных МВС такое описание представляется достаточным. При этом, естественно, что характеристики \bar{v}_p , \bar{v}_s и $\bar{\gamma}$ приобретают смысл интегральных характеристик формационных объектов.

Наиболее существенную роль в формировании полей сейсмических волн играют границы раздела, имеющиеся в среде. При формационном подходе представления о них также несколько иные, чем в традиционной сейсморазведке (см. гл. 2, 4). Однако и здесь для описания соотношения моделей сред для волн разных типов достаточно воспользоваться обычными представлениями о дифференциации свойств среды на границах: $n = v_i/v_{i+1}$; $\Gamma = \gamma_i/\gamma_{i+1}$; $\Gamma = \rho_i/\rho_{i+1}$. Естественно, что

$$\Gamma = n_s/n_p. \quad (6.11)$$

Распределение величины Γ в разрезе отражает соотношение в дифференциации свойств среды для волн разных типов. Так, при $\Gamma = 1$ дифференциация по v_p и v_s одинакова: $n_s = n_p$. Если $\Gamma = n_s$, то граница существует лишь для поперечных волн ($n_p = 1$). При $\Gamma = 1/n_p$ граница по скоростям поперечных волн отсутствует. Важное значение имеет соотношение знаков величин $1 - \Gamma$ и $1 - n_p$. Если знаки их совпадают, то граница резче дифференцирована по скоростям поперечных волн. Именно такое

соотношение чаще всего встречается в реальных условиях. Исходя из этих представлений, можно считать положение границ раздела в разрезе одинаковым для волн разных типов, а различия их свойств описывать изменением величины Γ .

Распределение (для простоты одномерное) коэффициентов отражения κ для волн P и S (все приводимое ниже легко распространить и на волны PS и др.) определяется соотношением на границах акустических жесткостей γ_n . Для волн разных типов в силу единства геологического объекта они одинаково локализованы в пространстве и отличаются лишь величиной. В общем случае связь между коэффициентами κ_P и κ_S в компактном виде довольно громоздкая. Если рассматривать среды с относительно слабой скоростной дифференциацией, когда функции $v(z)$ можно представить как непрерывные (что, по-видимому, вполне допустимо для внутриформационных геологических объектов)

$$\kappa(z) = \frac{1}{2} \frac{d}{dz} \ln \rho v(z), \quad (6.12)$$

$$\kappa_S(z) = \kappa_P(z) + \Delta \kappa(z) = \kappa_P(z) + \frac{1}{2} \frac{d}{dz} \ln \gamma(z). \quad (6.13)$$

Видно, что коэффициенты отражения волн P и S отличаются друг от друга на величину, не зависящую от плотности $\rho(z)$ и определяющуюся распределением в разрезе величин $\gamma(z)$. Соотношение распределения коэффициентов отражения волн P и S во временном масштабе легко установить по выражению

$$\kappa_S(t) = \kappa_P \left[t k(t) + \frac{1}{2} \frac{d}{dt} \ln \gamma(t) \right], \quad (6.14)$$

где $k(t) = \frac{1}{t} \int_0^t \gamma(t) dt$ – коэффициент приведения временных разрезов коэффициентов отражения к единому временному масштабу.

Указанные соотношения справедливы в равной мере для тонко- и толстослоистых разрезов. Хорошо известно, что в тонкослоистом разрезе, который является наиболее близкой аппроксимацией реальных геологических тел – формаций, величины коэффициентов отражения представляют собой функции частоты ω . В случае однородного тонкого слоя [5] эти функции в точности одинаковы для волн P и S с учетом трансформации частотного масштаба в γ раз. Для более сложных моделей также можно записать, что

$$\kappa_S(\omega) = K \kappa_P(\omega / \tilde{\gamma}), \quad (6.15)$$

где $\tilde{\gamma}$ – интегральная характеристика отношения скоростей волн S и P в формационном объекте, на котором формируется отражение; K – масштабный коэффициент, в общем случае зависящий в первую очередь от соотношения дифференциации скоростей волн разных типов на границах этого объекта.

Приведенные выше соотношения отражают лишь основные черты сопоставляемых физических характеристик формационных объектов. Другие – такие как частоты и относительные мощности породно-слоевых ассоциаций меньших рангов (и масштабов) внутри каждого изучае-

мого ФО, характеристики наклонов и другие, либо одинаковы для волн разных типов, либо мало влияют на соотношение волновых полей, приуроченных к данным объектам. Точно также мало что меняет переход от одномерных к двумерным представлениям.

6.2.2. Соотношение процессов формирования волновых полей

Наибольшее влияние на соотношение полей волн разных типов после соотношения физических моделей для них оказывает соотношение частот и формы возбуждаемых источниками сигналов, различия в зависимостях величин коэффициентов отражения и преломления при изменениях углов падения волн на границы, процессы происходящие при регистрации волн и т. д. Остановимся лишь на соотношении сигналов, так как это в наиболее наглядном виде иллюстрирует особенности формационного подхода к интерпретации.

Частотный состав и форма сейсмических сигналов, возбуждаемых реальными источниками, зависят от многих факторов [34], некоторые из которых рассмотрены в гл. 4. Большое значение имеют глубина воздействия на среду и его вид, а также характер грунтов в месте приложения воздействия. В силу специфики характера деформаций при возбуждении продольных и поперечных (сдвиговых) колебаний и направленности используемых источников спектр возбуждаемых в среде поперечных волн всегда более низкочастотный и узкий, чем при возбуждении продольных. При этом формы амплитудных спектров волн, выходящих непосредственно из источника, как показали многочисленные эксперименты, часто достаточно близки с учетом трансформации частотного масштаба:

$$u_{su}(\omega) = K_u u_{pu} = (\omega/\gamma_u); \quad (6.16)$$

здесь γ – коэффициент трансформации частотного масштаба, обеспечивающий наилучшее подобие спектров волн. Обычно $0,4 < \gamma_u < 0,6$. Степень подобия спектров во многом зависит от грунтовых условий. При возбуждении волн в хотя бы несколько водонасыщенных породах, как правило, спектр продольных волн шире, чем поперечных, причем в сторону верхних частот. Относительная ширина их амплитудного спектра при этом может быть больше в 1,5–2,0 раза. При возбуждении волн в консолидированных породах спектры поперечных волн относительно более высокочастотны. Относительная ширина амплитудных спектров определяет диапазон длин используемых типов волн. При этом соотношение длин волн можно оценивать, сопоставляя величины $\gamma = v_s/v_p$ в конкретном интервале разреза с величиной γ_u , характеризующей соотношение спектров волн. Так, в частях разреза с пониженными величинами γ длины поперечных волн относительно короче, и наоборот, когда величины γ высоки, более короткими будут продольные волны.

Форма импульсов, на которую наиболее существенную роль оказывает глубина возбуждения, оказывается подобной для волн Р и S лишь в том случае, когда условия возбуждения для них однотипны – при невзрывных источниках, производящих воздействие по поверхности земли,

или при возбуждении тех и других волн взрывами в мелких скважинах. При этом достаточно часто оказывается [28], что

$$f_S(t) = f_P [t \gamma_u]. \quad (6.17)$$

Здесь, как и выше, величина γ_u – коэффициент трансформации временного масштаба, обеспечивающий наилучшее подобие формы возбуждаемого сигнала. Не следует путать величину γ_u и $\gamma = v_S/v_P$, характеризующую соотношение скоростей в разрезе, где приводится возбуждение, хотя между ними и отмечается некоторая корреляционная связь.

Сложнее сопоставить формы сигналов, когда возбуждение производится в разнотипных условиях: волн Р в скважинах на оптимальных глубинах, а волн S вблизи от поверхности земли. Несмотря на то, что амплитудные спектры волн с учетом трансформации масштабов в значительной мере перекрываются, фазовые спектры волн разнятся очень существенно и подобие формы сигналов невелико. Наименьшие различия в фазовых спектрах сигналов реализуются при вибрационных источниках, хотя и здесь вследствие разного затухания волн в среде форма импульсов при достаточно больших временах регистрации может оказаться разной.

Наряду с влиянием возбуждения и распространения волн в характеристику формы сейсмического сигнала, определяющего результирующее поле, целесообразно включить и влияние неизбежно применяемой при выделении и обработке для борьбы с помехами или иных целей частотной фильтрации сейсмограмм, а также условий на земной поверхности при регистрации волн. Учитывая, что распределение полей помех при регистрации волн разных типов независимо и существенно различается, это еще в большей степени подчеркивает независимость результирующих волновых полей и отсутствие полного совпадения в масштабах и разрешающей способности автономных исследований.

6.2.3. Соотношение волновых полей

Естественно при рассмотрении вопросов интерпретации учитывать лишь сигнальную часть волнового поля, отвлекаясь от влияния всех других факторов на состав и характеристики волнового поля. Тогда, следуя обычной и достаточной для анализа соотношения полей сверточной процедуре с учетом частотной зависимости коэффициентов отражения от формационных объектов, получим

$$u(t) = \kappa(\omega, t) * f(t). \quad (6.18)$$

Выпишем эти соотношения для волн Р и S, трансформируя временной масштаб последних так, чтобы синхронизировать местоположение отдельных коэффициентов отражений. При этом с учетом соотношения (6.17) оказывается

$$u_S(t) = \kappa_S(t) * f_S(t) = \kappa_P [tk(t)] * f_S(t) + \Delta \kappa(t) * f_S(t), \quad (6.19)$$

где

$$\Delta \kappa(t) = \frac{1}{2} \frac{d}{dt} \ln \gamma(t). \quad (6.20)$$

Сопоставляя $u_S(t)$ с $u_P(t) = \kappa_P(t) * f_P(t)$, видим, что поля эти различаются как по распределению амплитуд волн во времени, так и по форме записей вследствие различия $f_P(t)$ и $f_S(t)$, а также наличия добавки к полю волн S в виде $\Delta \kappa(t) * f_S(t)$. При этом вследствие того, что различие и $f_P(t)$ и $f_S(t)$ при стандартных способах получения материалов остаются практически постоянными для всего разреза так, что $f_S(t) \approx f_P(t \gamma_u)$ и $\gamma_u = \text{const}$, а величина $\gamma = v_S/v_P$ меняется по разрезу, отличия волновых полей волн P и S разные по разрезу. Отличия эти проявляются в форме записей и, в частности, в их разрешенности. Так, в случаях, когда $\gamma_u < \gamma$ в среде разрешенность выше у волн P, и наоборот, при $\gamma < \gamma_u$ разрешенность выше у волн S.

Если при обработке материалов удастся реализовать

$$f_S(t) = f_P[t \gamma_u(t)] \text{ и при этом } \gamma_u(t) \approx \gamma(t),$$

то

$$u_S(t) = u_P[t k(t)] + \Delta u(t), \quad (6.21)$$

где $\Delta u(t)$ отображает распределение величины γ в разрезе, отличия в скоростной дифференциации для волн разных типов, а также погрешности, связанные с отличием γ_u от γ и т.д.

Другие отличия в волновой картине на волнах P и S связаны с формой годографов этих волн. Не вдаваясь в подробности, связанные с учетом преломления и влияния анизотропии на эффективные скорости, укажем, что эффективные скорости волн S в γ раз меньше, чем волн P. При этом влияние преломления на отличие эффективных скоростей от средних обычно заметно больше для волн S в связи с тем, что вертикальные градиенты скоростей волн S в разрезе как правило более высокие.

Приведенные данные о соотношении полей волн разных типов свидетельствуют о том, что их совместная интерпретация практически невозможна без дополнительных специальных предположений и процедур. Рассмотрим эти дополнительные положения и процедуры на основе общих структурно-формационных представлений, изложенных выше.

6.2.4. Методика совместной интерпретации волн разных типов.

Структурно-формационный подход

В основе структурно-формационного подхода к интерпретации, как указывалось выше, лежит выделение по совокупности признаков иерархически организованных ФО различного ранга и масштаба, среди которых, естественно, основное место должны занимать ФО, представляющие разведочный интерес. Расчленение разреза должно производиться на первом этапе, по материалам, характеризующимся наилучшим качеством и наибольшей разрешенностью («приоритетный метод»), с последующим уточнением, естественно, по всей совокупности данных. При выделении ФО важным этапом является классификация сейсмических явлений на волновых полях, приуроченных к локальным породно-слоевым ассоциациям (ПСА) конечных размеров и резким сейсмическим границам. При комплексной интерпретации совместных наблю-

дений волн разных типов это имеет особое значение, так как методика определения комплексных параметров по ним несколько отличается. Приемы такой классификации изложены в работе [6]. В основе их лежит анализ данных СВАН.

Следующий этап комплексной интерпретации состоит в приведении наблюдений к единому масштабу исследований. Это один из главных этапов интерпретации данных МВС, состоящий в последовательном согласовании длин волн и отождествлении волн разных типов, приуроченных к одним и тем же отражающим объектам. Очевидно, что всегда такое приведение осуществляется на основе менее детального метода, происходит как бы «загрубление» более детальных данных. Основным средством такого «загрубления» в МВС является частотная фильтрация.

Действительно, если обратиться к формуле (6.19), то для одиночного формационного объекта, характеризуемого постоянной величиной $\tilde{\gamma} = \tilde{v}_S / \tilde{v}_P$ можно подобрать такую величину γ_u , которая обеспечит наилучшее подобие записей волн разных типов, приуроченных к данному ФО:

$$u_S(t) = k u_P(t \gamma). \quad (6.22)$$

При этом $\gamma_u = \tilde{\gamma}$. Степень подобия увеличивается при уменьшении масштаба ФО. В рамках МВС выбор соответствующего γ_u осуществляется выбором параметра фильтров. Наиболее эффективным оказалось применение для этого методики СВАН.

На рис. 99 приведены результаты СВАН фрагмента временного разреза в сопоставлении с записями на широкополосной фильтрации. Видно, что подобие записей волн на широкой полосе во многом уступает результатам сопоставления волн на фильтрациях СВАН, при этом лучшее сопоставление отмечается для разных интервалов разреза при разных соотношениях параметров фильтров.

Реализация основного принципа комплексной интерпретации в рамках СФП – приведение к единому масштабу исследований, позволяет определить по комплексным данным новые, неопределяемые в рамках каждого отдельного метода, параметры среды. Таким параметром при МВС является величина $\gamma = v_S / v_P$. Методики определения величины γ различаются в зависимости от масштаба изучаемого объекта. Совершенно очевидно, что перед определением величины γ все сейсмические явления на данных совместно интерпретируемых методов должны быть отождествлены. Для этого используется вся совокупность формационных характеристик – амплитудных, кинематических, формы записей, частот, структурных и вещественных. Результатом отождествления является для волн P и S кривая $T_S(T_P)$ (см. рис. 99), построенная по всем отождествленным сейсмическим волнам, выделяемых на фильтрациях, при которых $\gamma_u \approx \gamma$.

Определение величины γ для достаточно больших формационных объектов – систем и комплексов, а также крупных формаций, наиболее эффективно по соотношению времен регистрации волн разных типов, приуроченных к границам этих объектов. Действительно,

$$T_S(T_P) = \int_0^T \frac{dT_P}{\gamma T_P}, \quad (6.23)$$

$$\frac{dT_S(T_P)}{dT_P} = \frac{1}{\gamma(T_P)}. \quad (6.24)$$

Наклон кривой $T_S(T_P)$ таким образом является искомым параметром. Этот параметр по способу его определения назван γ_T .

Наилучшие результаты получаются для достаточно больших интервалов разреза, для которых, в частности, можно считать $\gamma_T \Delta T_P / \Delta T_S$. Систематические погрешности определения γ_T связаны в первую очередь с различием оценок T_S и T_P вследствие различного характера интерференции волн P и S. Для уменьшения их роли необходимо уравнивание длин волн, которое приводит к практически одинаковому характеру интерференции.

Определение величин γ_T возможно в том случае, когда волны от кровли и подошвы объектов полностью разрешены. В случае же полного неразрешения таких колебаний методы эти непригодны и на первый план выходит сопоставление частотных спектров этих волн. По характеру спектров волн, как уже указывалось, можно разделить волны по приуроченности их к локальным геологическим телам или резким границам раздела. Волнам от геологических тел присуща вполне определенная зависимость их спектра от параметров тела так, что

$$F_S(\omega) = k F_S(\omega / \gamma), \quad (6.25)$$

где γ – соотношение скоростей волн S и P в объекте, где они образовались. Величину эту называют γ_F . Мощность ПСА, в которых еще возможно определение величин γ_F , зависит от параметра спектра волн на фоне помех. При использовании для этого метода СВАН мощность можно оценить приблизительно как $1/8\lambda$ (где λ – длина самых коротких волн, по которым производится анализ). При среднечастотной сейсморазведке в относительно среднескоростном разрезе это составляет 8–10 м при достаточной интенсивности волн от таких объектов. Очевидно, что такое повышение детальности анализа по сравнению с возможностями автономной интерпретации, связано именно с комплексностью интерпретации на формационной основе, когда удается связать регистрируемые волны с конкретным локальным геологическим телом.

В тех случаях, когда по независимости амплитуд и формы записи отражений от частоты в пределах имеющегося диапазона частот, удастся приурочить отражение к конкретной резкой границе раздела, отношение скоростей волн S и P определяется по соотношению амплитуд волн. С достаточной точностью это можно сделать по формуле

$$\Gamma = \frac{1 - \Delta u}{1 + \Delta u}, \quad (6.26)$$

где $\Gamma = \gamma_{i+1/i}$ и $\Delta u = u_S - U_P$ – отличие в интенсивностях волн S и P от данной конкретной границы. Естественно, что интенсивности волн при этом должны быть пронормированы по интенсивностям волн от границ, на которых величина Γ известна.

Промежуточные случаи по разрешающей способности применяемых методов, когда волны от кровли и подошвы объектов разрешены лишь частично (находятся в интерференции), а форма записей зависит от мощности объекта, наиболее эффективно определение параметра γ

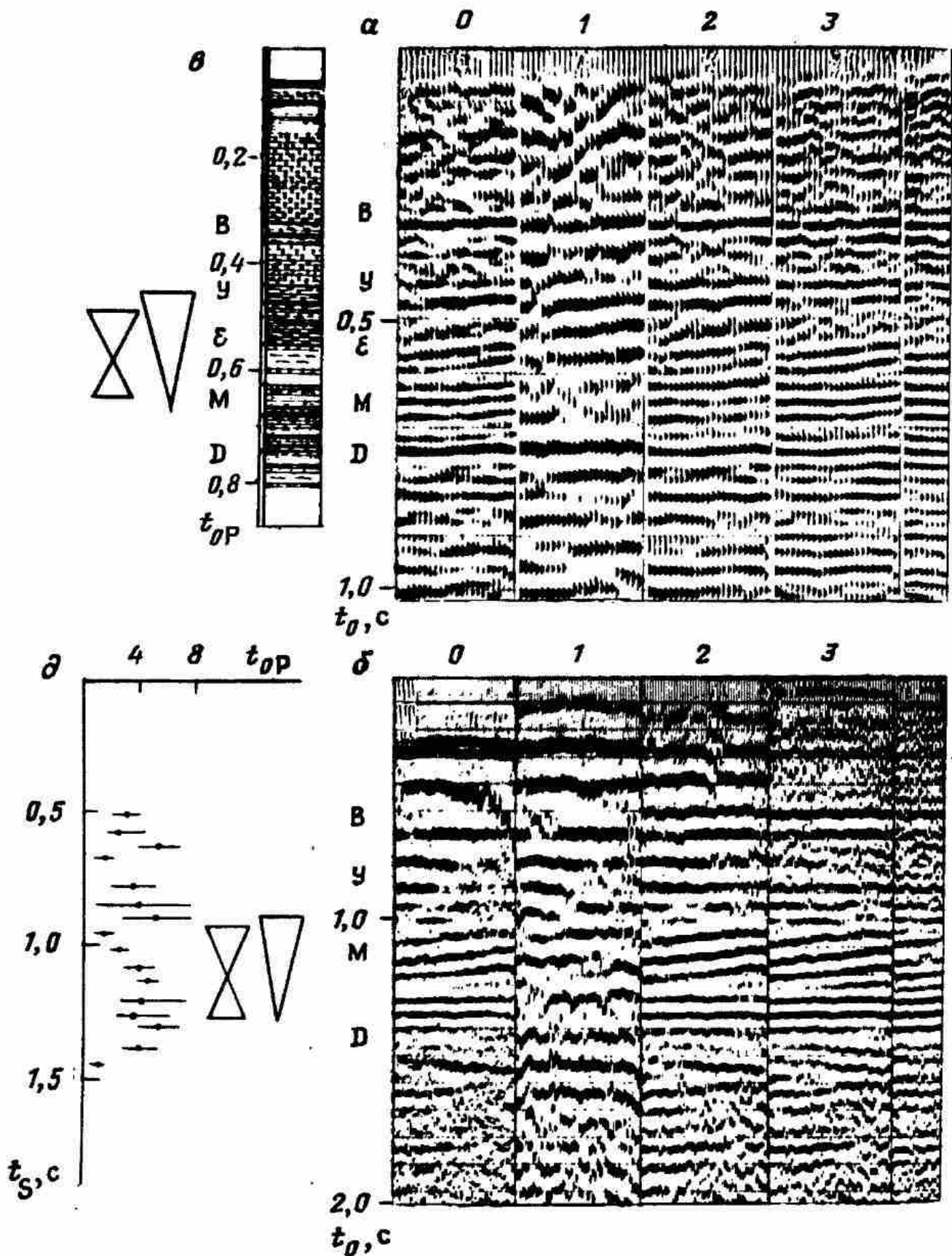
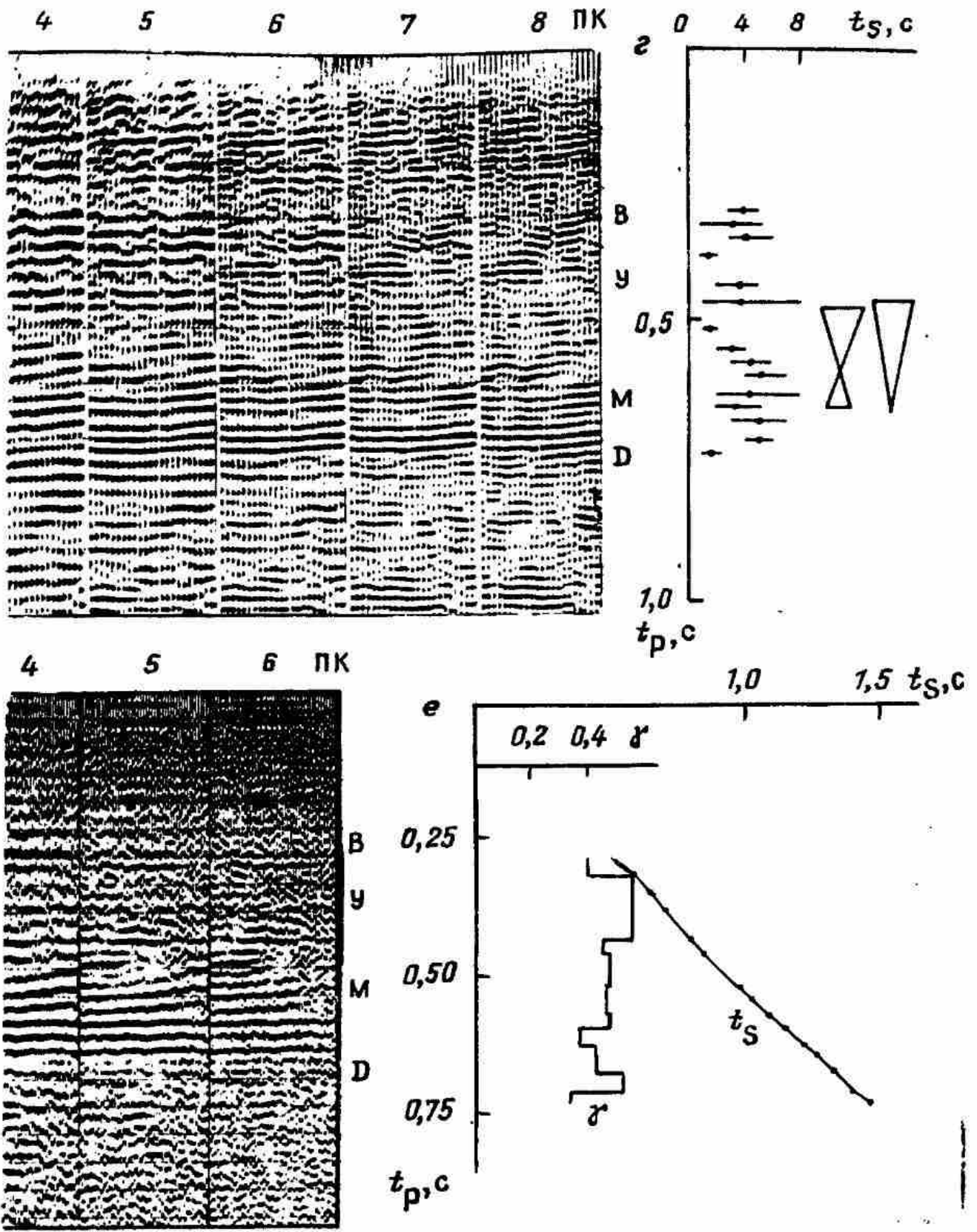


Рис. 99. СФИ данных МВС:

Результаты СВАН: а по Р; б по S; в - данные по скважине; г, д сейсмоциклиты по Р и S; е кривые $t_s(t_p)$ и $\gamma(t_p)$

путем трансформации временного масштаба одной из записей волны, до обеспечения максимального подобия ее с другой,

$$u_s(t) = k u_p(t \gamma_g). \quad (6.27)$$



Величина эта названа γ_g . Естественно, что наименьшее смещение оценок γ_g от $\gamma = v_s/v_p$ происходит в том случае, если соблюден главный принцип формационной комплексной интерпретации – согласованы длины волн P и S так, что $\gamma_u \approx \gamma$. Очевидно, что процедура эта итерационна, а приближение результата к пределу осуществляется путем оценки степени подобия и отличия величин γ_g и γ_u . Величину γ_u при этом можно оценивать путем сопоставления СВАН волн P и S в достаточно больших окнах на сейсмограммах вокруг анализируемого интервала записей.

Набор величин $\gamma_T, \gamma_F, \gamma_\theta, \gamma_A$ в сочетании с другими характеристиками и, в частности, с величиной $\gamma = v_{\text{эфS}}/v_{\text{эфP}}$ является набором формационных характеристик изучаемых геологических объектов (ФО) в широком диапазоне их масштабов и рангов. Очевидно, что одним из критериев правильности ранговой, иерархической подразделенности изучаемых ФО является «вложенность» их формационных характеристик – соотношение интегральных и дифференциальных характеристик, величины дисперсии интегральных характеристик, указывающие на степень неоднородности объектов, и т.д.

6.2.5. Геологическое истолкование

Так же, как и в рамках автономных исследований, оно состоит в переходе от полученной в результате интерпретации физической модели к прогнозированию эффективной структурно-формационной геологической модели (ЭСФГМ). Основные отличия заключаются в том, что во-первых, за счет комплексирования повышается точность, надежность, а также детальность изучения общих для комплекслируемых методов структурных факторов, а во-вторых, – в силу реализованного при комплексировании «принципа полноты результата» – новая, более полная совокупность полученных параметров позволяет уменьшить неоднозначность обратного перехода к ЭСФГМ за счет учета разного влияния ее основных характеристик на весь более широкий и полный набор параметров физической модели.

Одной из важнейших структурно-формационных характеристик разреза является его цикличность, отображающая цикличность осадконакопления. В рамках автономных методов основными средствами изучения цикличности является анализ кинематических параметров соотношений временных мощностей, частот, временной частоты отражений и т.д. И в этом случае всегда остается неразрешимой постоянной неоднозначность, характерная для сейсморазведки, – невозможность различить влияния на кинематику чисто структурного (мощность) и вещественного (скорость) факторов. В то же время в геологической практике основным методом изучения цикличности является анализ вещества разреза, построение и выделение конкретных и локальных литологических рядов в пределах относительно единообразно построенных интервалов разреза [6]. Многоволновая сейсморазведка (МВС), комплексность интерпретации обеспечивают здесь совершенно новое качество. Дело в том, что структура разреза для комплекслируемых методов едина и при комплексной интерпретации (определении параметра γ) она исключается. Получаемый же параметр γ (в отличие от $\Delta t, f$ и др.) свободен от влияния структурного фактора и позволяет изучать непосредственно вещество разреза, а его распределение по разрезу – направление изменений свойств, характеристику цикличности. Возможность эта хорошо видна на рис. 98, когда изучение распределения $\gamma(t)$ дополняет изучение цикличности по распределению частот волн.

Такая независимость параметра, характеризующего вещественный состав разреза, особенно полезна при латеральном изучении изменений свойств разреза при наличии структурных несогласий, когда из-за

ограничений разрешающей способности автономной интерпретации для маломощных тел других путей разделения структурного и вещественного факторов не существует.

Другой важный аспект повышения эффективности перехода от физической модели к геологической – прогноз геологических характеристик по физическим параметрам. Действительно, хорошо известно, что параметры по одному только типу волн обладают значительной неоднозначностью по отношению к довольно широкому диапазону изменений геологических характеристик. Так, изменение флюидонасыщения разреза почти не сказывается на скоростях поперечных волн при неизменной литологии разреза. И наоборот, изменение флюидонасыщения часто невозможно отличить от изменения литологии по скоростям продольных волн. Только комплекс МВС позволяет в силу исчерпывающей полноты изучения упругих характеристик разреза с достаточной степенью определенности судить об этих факторах, что уже широко используется на практике [28]. Аналогичные примеры можно привести из области изучения степени глинизации терригенных и карбонатных отложений, влияния типа и характера порового пространства, изучения напряженного состояния и т.д. Точно также комплексирование МВС приносит неоценимую помощь при всякого рода палеореконструкциях, так как расширение представлений о физических свойствах модели – веществе, флюидонасыщениях, напряженном состоянии и т.д., является по сути дела основным путем повышения эффективности учета априорных историко-геологических представлений.

6.3. КОМПЛЕКСНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ И ДРУГИХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ

Использование данных нескольких геофизических методов для их комплексной интерпретации с данными сейсморазведки в 80-х годах существенно расширилось. Начали формироваться автоматизированные технологии такого использования. Интерес к комплексированию сейсморазведки с другими методами стимулируется:

усложнением традиционных геологических задач (необходимость обеспечения высокой точности структурных построений в районах с резко неоднородной верхней частью разреза);

постановкой в производственных масштабах новых геологических задач (поиски и оконтуривание неструктурных ловушек);

переход к использованию сейсморазведки на стадии разведочного бурения (где ранее полевая геофизика не применялась) для ускорения удешевления разведки за счет оптимизации сети разведочных скважин, т.е. снижения числа лишних скважин, заложенных ошибочно.

Основным содержанием комплексной интерпретации, как и интерпретации автономной (в рамках одного метода), остается обнаружение перспективных с точки зрения стоящей геологической задачи объектов, оценка параметров выявленных объектов и обоснование задач следующего этапа или стадии геолого-разведочных работ (ГРР).

Комплексирование методов может быть попарным (совместно рассматриваются данные двух методов) или множественным; интерпретация бывает качественной или количественной. Методология может базироваться на детерминистическом, статистическом или чисто эвристическом подходах. Процесс анализа данных и принятия решений может опираться на формальный аппарат распознавания образов, кластерного или факторного анализов и т.п., или же осуществляться чисто умозрительно.

При всем этом разнообразии результативность комплексной интерпретации еще в большей мере, чем результативность автономной обработки и интерпретации, зависит от глубины нестандартного творческого осмысления априорной геолого-геофизической информации и материалов комплекслируемых методов – исходных и получаемых в процессе формальных преобразований.

На разных этапах интерпретации роль комплексирования данных разных геофизических методов различна. В рамках общей интерпретационной схемы (см. рис. 2) интерпретатор оперирует с геофизическими и геологическими данными на этапах VI–III контура

3 → 4 → 5 → 6 → 7 → VIII → VII → VI → V → IV → III.

Этап VI – переход от результатов препроцессинга к сигнальной компоненте, включающей анализ поля (в сейсморазведке – выделение регулярных волн, распознавание сигналов и помех); подавление помех; сопоставление и корреляция элементов сигнальной компоненты.

Комплексирование методов на этом этапе применяется нечасто. Решаются следующие задачи:

использование данных ГИС – акустического каротажа, ГГК, ВСП для распознавания природы волн в МОВ (в частности, опознавания на позиционных сейсмограммах многократных отражений путем сравнения реальных сейсмограмм и временных разрезов с данными ВСП и/или с синтетическими сейсмограммами и временными разрезами, построенными с использованием материалов ГИС);

использование структурных построений по данным сейсморазведки для повышения надежности корреляции разрезов глубоких скважин (оперативная интерпретация данных ГИС), включая трассирование согласованных по масштабу ФО;

использование структурных построений по данным сейсморазведки для вычисления компонент грави- и/или электромагнитного полей, обусловленных структурными неоднородностями, с целью более точной оценки аномальных эффектов, вызванных выделяемыми ФО и неоднородностями их вещественного состава.

Этап V – переход от сигнальной компоненты поля к апостериорной геофизической модели среды, т.е. решение обратной задачи с промежуточной параметризацией полей или без таковой. Комплексирование методов на этом этапе сводится к использованию совместно с сейсморазведкой данных бурения, как правило глубин по данным ГИС, для уточнения значений скорости и выполнения структурных построений. С точки зрения решения этих задач применяемая комплексная интерпретация – независимая (с обязательной взаимоувязкой, ручной или автомати-

зированной); парная; статистическая; этапы – поисковый (в том числе выполнение сводных структурных построений по материалам работ разных партий) и разведочный.

Намечается расширение этого комплекса – включение гравиразведки и электроразведки для изучения неоднородностей распределения скоростей в верхней части разреза в сложнопостроенных районах (например, Восточная Сибирь).

К этому же этапу, видимо, следует относить построение согласованной (апостериорной геофизической) модели по данным комплекса методов – сейсмо-, грави-, электроразведки и др. В основе метода согласованной модели [23] лежит представление о том, что геологическая среда, как правило, представляет собой такую совокупность сравнительно крупных тел (например, субформаций или формаций [42]), границы между которыми являются одновременно главными границами раздела всех основных физических свойств – скорости, плотности, электрического сопротивления и т.д. Согласованная (с точки зрения данных комплекса методов) модель среды строится путем подбора таких значений физических свойств ФО и такой геометрии их границ, которые удовлетворяют наблюдаемым данным для всех используемых геофизических методов. Построение согласованной модели – это по своей сути детерминистическая процедура, реализующая цепочку $5 \rightarrow 6 \rightarrow VI \rightarrow V$ в схеме на рис. 2 и сводящаяся, главным образом, к решению прямых задач для методов, используемых в комплексе; критерий качества решения задач – степень совпадения модельных и реальных полей или параметров (блоки 6 и VI на рис. 2 соответственно). Согласованная модель применяется в основном на региональном и реже поисковом этапах. Интерпретация зависимая, множественная, детерминистическая, автоматизированная.

Этап III (совместно с IV) – переход от апостериорной геофизической модели среды к апостериорной геологической модели (ГСФМ), т.е. геологическая интерпретация. Это – главный этап применения комплексной интерпретации. Именно на этом этапе в наиболее развитом виде проявились основные подходы к комплексной интерпретации – детерминистической, статистической и эвристической. В большинстве случаев каждый из этих подходов применяется для определения лишь одной какой-нибудь характеристики геологической модели – литологии, особенностей тектоники, фаций, наличия АВПД или АНПД, и в особенности – наличия залежи углеводородов¹. Практика показывает, однако, что конечная прагматическая цель геолого-геофизических исследований на нефть и газ – выявление и оконтуривание залежи с оценкой извлекаемых запасов – достигается с большей надежностью, если геологическая модель строится по совокупности релевантных в отношении нефтегазонасности характеристик – структуры, литологии, тектоники, фаций, палеогеографии, коллекторских свойств разреза, прямых эффектов от

¹ Определение структуры, видимо, удобнее относить к предыдущему этапу (V), так как понятие структуры практически сводится к понятию геометрии границ раздела и в этом смысле целиком реализуется на стадии построения геофизической модели V.

залежи и др., что составляет сущность структурно-формационной комплексной геологической интерпретации.

Детерминистический подход в своей основе сводится к установлению смысловых и /или корреляционных функциональных связей между физическими параметрами среды или параметрами поля, с одной стороны, и характеристиками геологической модели, с другой. Наиболее изученные и широко применяемые связи – это петрофизические зависимости между пористостью и плотностью, литологией и пластовой скоростью, и т.п. Эти связи имеют довольно развитое теоретическое обоснование [39], однако из-за множества влияющих на них факторов (минеральный состав, катагенетические изменения и т.п.) предпочитают эмпирические зависимости, построенные для исследуемого интервала разреза в конкретном районе работ. Другие зависимости (между электрическим сопротивлением и нефтегазоносностью, пластовой скоростью и АВПД и т.п.) оказываются еще менее однозначными. Недостаточная устойчивость петрофизических зависимостей, их многофакторность и сложность причинных связей, управляющих этими зависимостями, стимулировали развитие других подходов.

Статистический подход в комплексной интерпретации реализуется чаще всего в форме распознавания образов.

Наиболее известными алгоритмами комплексной интерпретации, основанными на распознавании образов, являются КОРА-3 (Ш. А. Губерман), алгоритм тупиковых тестов (А. Н. Дмитриев, Ю. И. Журавлев), ПОИСК (Ю. В. Хоменюк), КОНТУР (В. М. Тихомиров), КОМПАК-ТЕОКОМПАС (Э. Ю. Миколаевский, Е. Ю. Архипова и др.). Главный недостаток распознавательного подхода – обратная сторона его преимущества в простоте: отказ от анализа причинных связей приводит к тому, что способы формирования оптимального набора параметров (признаков) оказываются неустойчивыми. Даже в пределах одного региона могут встречаться ловушки разных типов, разной литологии, с разной степенью катагенеза, разными взаимоотношениями с окружающей средой и т.п.; иначе говоря, геофизические образы эталонных объектов одного и того же класса могут меняться в широких пределах, с большими колебаниями степени информативности разных признаков.

Кроме того, формирование оптимального набора признаков при отказе от анализа причинных связей не гарантирует выбора той формы представления этих признаков, для которой связь с искомым свойством (нефтегазоносность) является наиболее тесной. Например, аномальное значение поля обычно можно выделять десятками разных способов – по отклонению от среднего, по отклонению от плавной огибающей, по отклонению от редуцированных или наблюдаемых значений и т.п. Какой способ лучше, можно установить, в рамках статистического подхода, только на множестве опытов, что в условиях большого разнообразия эталонов не дает устойчивого результата.

Эвристический подход можно рассматривать как неформализованное, или неполностью формализованное, но базирующееся на недостаточно строго обоснованных предпосылках и правилах, распознавание образов. Использование недостаточно строго обоснованных правил как раз и является следствием, попыткой преодолеть несовершенство извест-

ных формальных способов выбора оптимальной совокупности параметров и решающего правила. Примером может служить комплексная интерпретация данных сейсмо- и гравиразведки в известном способе ГОНГ (И. Н. Михайлов). По кривым Δg на профилях высокоточной (масштаб 1:50 000 и крупнее) гравиметрии выделяются локальные отрицательные аномалии на фоне положительных аномалий, приуроченных к антиклинальным структурам; характерная особенность этих отрицательных аномалий – сравнительно большие градиенты на периферии предполагаемой залежи, т.е. в области предполагаемых водонефтяных (водогазовых) контактов.

Локальные минимумы, прослеживающиеся от профиля к профилю, позволяют оконтуривать отрицательную аномалию типа залежи в плане. Комплексирование гравиметрических данных с сейсморазведочными заключается в сопоставлении контуров локальной положительной аномалии в поле времен (такая аномалия соответствует антиклинальной структуре) и отрицательной аномалии Δg . Наиболее характерным для структур с промышленной нефтегазоносностью считается некоторое смещение контуров друг относительно друга, обусловленное тем, что минимум Δg бывает приурочен к своду антиклинали (для сводовых залежей), а минимум поля времен бывает смещен от свода в связи с тем, что наличие залежи обуславливает локальное понижение скоростей в своде структуры.

6.3.1. Комплексирование данных сейсморазведки и ГИС

Этот вид комплексирования рассмотрен применительно к разведке нефтегазовых месторождений Западной Сибири.

Предпосылки комплексирования. Ретроспективный анализ результатов разведки бурением месторождений Западной Сибири показывает существенную их переразведку. Это выражается в том, что доля низкоинформативных приконтурных и законтурных скважин достигает 20–40% общего числа разведочных скважин; при этом, как правило, данные по всем скважинам оказываются недостаточными для построения детальной модели месторождения по двум причинам: из-за неоптимальной сети приуроченных скважин и из-за того, что структурные и коллекторские свойства в межскважинном пространстве определялись путем линейной интерполяции. Использование сейсморазведки в комплексе с бурением (точнее, с данными ГИС) позволяет ослабить действие этих причин: оптимизировать сеть скважин и вести интерполяцию между ними, опираясь на сейсморазведочные данные.

Задачи комплексирования сейсморазведки и ГИС на этапе разведки бурением: геометризация ловушки углеводородов, т.е. установление ее пространственного положения, геометрии геологических границ в подстилающих и покрывающих отложениях; картирование литологических, тектонических и стратиграфических экранов в комбинированных и неантиклинальных ловушках; уточнение конфигурации участков коллектора повышенной мощности и/или с улучшенными фильтрационно-емкостными свойствами в межскважинном пространстве, прогнозирование типа порозаполняющего флюида, картирование ВНК, ГНК, ГВК.

Исходные данные. В качестве таковых используются: 1) материалы профильной, а в случае сложно построенных ловушек – площадной сейсморазведки МОВ в высокоразрешающей модификации, временные разрезы (вертикальные и горизонтальные срезы); вертикальные и горизонтальные спектры скоростей, результаты расчета по ним пластовых скоростей; свандиаграммы; структурные карты по отражающим горизонтам и карты мощностей; 2) материалы ВСП – вертикальные профили, графики пластовых скоростей; 3) результаты акустического каротажа, предпочтительно в широкополосной модификации, полученные аппаратурой АКИ-I или ПЛАСТ-II; результаты гамма-гамма-каротажа плотности (ГГК-II). Эти виды каротажа должны быть проведены по всему стволу скважины.

Этапы и способы интерпретации. В качестве первого шага по данным ГИС (АК, ГГК и ВСП) строится линейная геоакустическая модель (ЛГАМ), представляющая собой скоростной разрез акустических жесткостей, построенный с детальностью соответствующей разрешающей способности наземной сейсморазведки. Далее по данным ГИС и наземных наблюдений МОВ строится детальная эффективная сейсмоакустическая модель (ЭСАМ) или ЭСМ, представляющая собой акустический разрез, в котором параметры подобраны таким образом, что решение по нему прямой задачи сейсморазведки дает синтетическое волновое поле, достаточно близкое к наблюдаемому при ВСП и МОВ.

Аналогичный результат – детальный одномерный скоростной разрез – но с более низкой точностью достигается рядом технологий псевдоакустического каротажа, преобразующих с учетом данных АК, наземные записи МОВ в последовательности эффективных коэффициентов отражения $k(t)$ и затем – в кривые истинной скорости $v(t)$.

Следующим шагом в прогнозировании геологического разреза по комплексу скважинных и наземных методов является методика построения детальных литолого-акустических разрезов (ПАРМ).

Завершающим этапом является оптимизация мест заложения разведочных скважин. Положение очередной скважины (или группы скважин) намечается с учетом суммы накопленных данных по всем методам, включая данные о текущей оценке запасов и прогнозируемой погрешности этой оценки.

Таким образом, в процессе разведки материал должен неоднократно перерабатываться с учетом новых данных бурения, а при параллельном проведении детальной наземной сейсморазведки – также и последних материалов наземных наблюдений.

Построение псевдоакустических разрезов. Существует несколько технологий (ПАК в СЦС-3, РЕАПАК в СЕЙСПАК и СОС-ПС, ВЕЛОГ в СОС-САЙБЕР, СОА в ИНТЕРСЕЙС и др.), которые позволяют получить эффективную сейсмоакустическую модель не путем усреднения исходной ЛГАМ или кривой АК, а путем перехода к зависимости $\hat{k}(t)$ эффективных коэффициентов отражения \hat{k} от времени прихода отраженной волны t непосредственно от сейсмических трасс МОВ, наблюдаемых на поверхности земли, использованием скважинных данных (кривой АК) в качестве вспомогательных, обычно только для оценки формы импульса.

Из технологий построения псевдоакустических трасс наименьшие требования к полноте и точности априорной информации предъявляется комплексом ПАК (СЦС-3). Однако получаемые при этом псевдоакустические разрезы характеризуются сравнительно небольшой разрешенностью по вертикали. В комплексах ЭПМ и ВЕЛОГ разрешенность выше благодаря применению стратиграфической деконволюции (обратная фильтрация) с оценкой формы импульса, основанной на взаимной корреляции трансформированных кривых АК или кривых ЭГАМ с наблюдаемой в окрестностях скважины позиционной трассой центрального луча. Наибольшую разрешенность дает РЕАПАК, однако он, как и ЭПМ, требует в качестве априорной информации значения наиболее сильных коэффициентов отражения (знак, величина, временная привязка) и, видимо, уступает технологии ЭПМ по точности и надежности оценки рядовых коэффициентов отражения.

Построение литолого-акустических разрезов. Основным принципом решения этой задачи на основе комплексирования данных ГИС и сейсморазведки является экстраполяция и/или интерполяция между скважинами сведений о литологии (включая характер насыщения) путем использования данных наземной сейсморазведки. Применяются два подхода к решению этой задачи, особенности которых рассмотрим на примере технологий ЗАЛЕЖЬ [23] и ПАРМ [12].

Залежь является типичным распознаванием с обучением. На временных разрезах МОВ выделяется интервал между двумя опорными сейсмическими горизонтами, для которого поставлена задача изучения вещественного состава по сейсмическим профилям с использованием данных о литологии по скважинам, пробуренным в непосредственной близости к таким профилям в нескольких точках площади, где представлен полный диапазон изменения литологии исследуемого интервала разреза. Отрезки сейсмической записи на выбранном интервале времен вблизи каждой скважины рассматриваются в качестве эталонов. Распознавание применяется дважды: первый раз – для автоматического прослеживания опорных отражений в кровле и подошве выделенного интервала и второй раз – для распознавания литологических разностей по форме записи на исследуемом интервале для каждой трассы каждого временного разреза с последующим сглаживанием оценок.

Комплекс ЗАЛЕЖЬ обладает высокой технологичностью и хорошо обоснованным алгоритмом распознавания; однако возможности его ограничиваются двумя принципиальными недостатками. Во-первых, комплекс далеко не полностью использует обширную информацию, содержащуюся в данных ГИС. Во-вторых, распознавание литологических разностей производится чисто формально, без попыток оценить и использовать причинную сторону связи между формой записи и литологией. Для ослабления этих недостатков предусмотрен подготовительный этап моделирования вклада основных отражающих границ исследуемого интервала в волновое поле: вначале моделируется поле со всеми границами, выделенными по данным ГИС, затем – без какой-либо одной границы, затем без другой границы и т.д., т.е. фактически реализуется процедура построения ЭСАМ. Такая процедура позволяет решать задачу более обоснованно и прогнозировать надежность оконтуривания

интересующей нас особенности разреза (например, нефтенасыщенности коллектора) по степени отражения изменений этой особенности в волновом поле.

ПАРМ в известной мере является попыткой преодолеть недостатки комплекса ЗАЛЕЖЬ. Начальные этапы ПАРМ – построение ЛГАМ и ЭСАМ. К этим подготовительным этапам при наличии данных ВСП добавляется еще один – построение опорной трассы однократно-отраженных волн. На трассах ВСП, зарегистрированных вблизи отражающих границ, выделяются такие временные окна, где однократные отражения наименее искажены интерференцией с другими волнами. Из записей этих однократных отражений строится сводная трасса с высоким отношением сигнал/помеха [12]. Опорная трасса используется при построении ЭСАМ.

Собственно экстраполяция литологии от очередной скважины по латерали начинается со стратиграфической привязки отражений. Она осуществляется путем сопоставления исходной ЭСАМ и литологической колонки по скважине с ЭСАМ и определения стратиграфической приуроченности всех характерных экстремумов записи отраженных волн с использованием доступных данных ГИС и с применением моделирования; устанавливаются корреляционные связи между литологическими и сейсмическими параметрами.

Далее по сейсмической трассе вблизи скважины и модели среды, построенной с использованием опорной трассы и импульса ВСП, определяется сейсмический импульс для наземной трассы. Экстраполяция по латерали осуществляется путем решения обратной динамической задачи (ОДЗ) для каждой трассы временного разреза. При этом выбор начального приближения сейсмического импульса $s_0(t)$ и кривой акустической жесткости $\gamma_0(t)$ выполняется с использованием хранящегося в памяти набора эталонов, каждый из которых состоит из функций $s(t)$ и $\gamma(t)$, полученных при решении ОДЗ ранее для той или иной предыдущей трассы, а также из соответствующего участка этой трассы: в качестве $s_0(t)$ и $\gamma_0(t)$ для очередной трассы берется тот набор $s(t)$ и $\gamma(t)$, для которого подобие записей наилучшее. По мере обработки временного разреза состав эталонов меняется.

Полученные разрезы $\gamma(t)$ сглаживаются и интерпретируются с помощью сведений о литолого-стратиграфической привязке и корреляционных связей, установленных в начале этапа экстраполяции; в результате получается разрез, подобный изображенному на рис. 100. Разрешающая способность комплекса ПАРМ зависит от диапазона частот сейсмической записи и акустической контрастности пропластков, составляющих исследуемый интервал разреза.

Оптимизация сети разведочных скважин и подсчет запасов. Для подсчета запасов на этапе разведки требуется геометризовать залежь, т.е. установить в пространстве ее кровлю, подошву и контур и определить подсчетные параметры – пористость, насыщенность, проницаемость, коэффициент нефтеотдачи. Оптимизация решения задачи в общей постановке сводится к тому, чтобы обеспечить достаточную для оценки запасов промышленных категорий и проектирования эксплуатации достоверность определения геометрии и подсчетных пара-

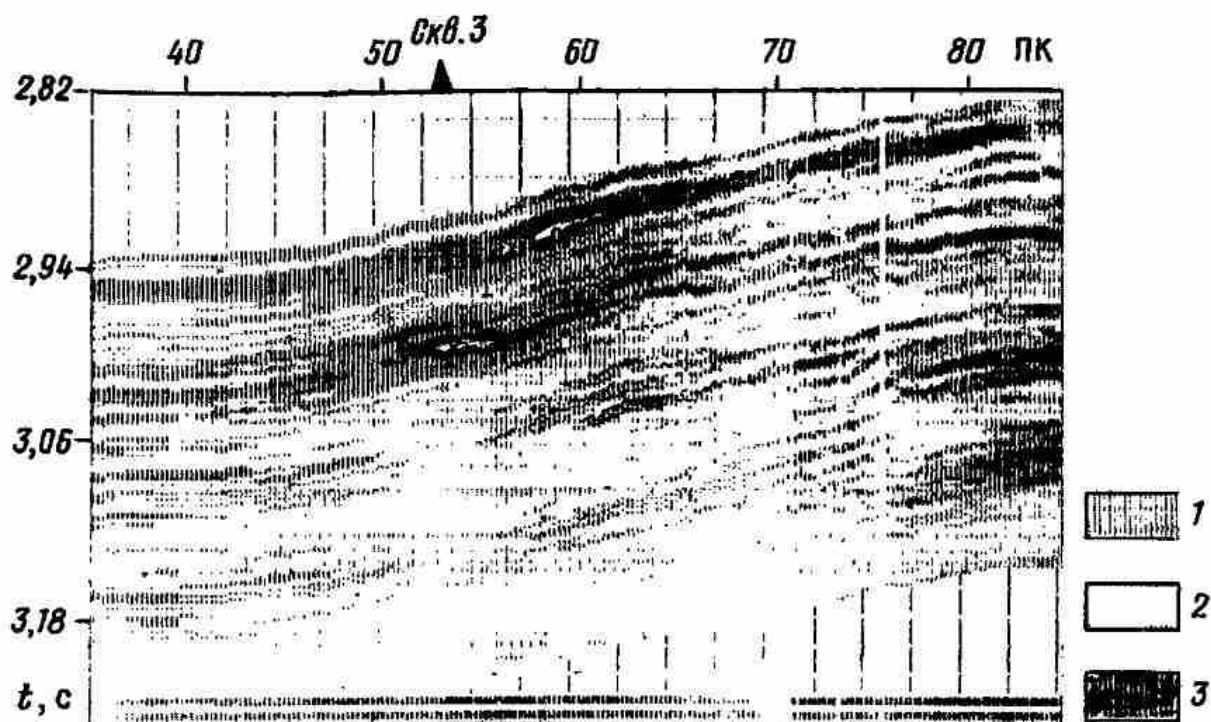


Рис. 100. Литолого-временной разрез, полученный с помощью технологии ПАРМ

метров с минимальной затратой средств и времени. Эта общая постановка недостаточно конкретна и в какой-то мере противоречива: одновременно минимизировать два таких параметра, как затраты средств и времени, невозможно. Существует несколько других, более конкретных и непротиворечивых критериев оптимизации, соответствующих разным стадиям и подстадиям поискового и разведочного этапов, или же конкурирующих между собой в рамках одной и той же стадии:

максимум прироста информации от заложения скважины на поисковом и разведочном этапах;

максимальная похожесть по информативным признакам точки заложения на точки продуктивных скважин на поисковом и разведочном этапах;

максимальная непохожесть точки заложения на точки непродуктивных скважин на поисковом и разведочном этапах;

максимум запаса на неразбуренную площадь на разведочном этапе;

максимум величины прогнозируемого параметра – например, нефтенасыщенной мощности;

максимальное отношение сигнал/помеха для прогнозируемых физических и коллекторских параметров на разведочном этапе и др.

Конкретный алгоритм оптимизации строят, выбрав какой-либо один из этих критериев. Наиболее полно, практически для всех перечисленных критериев, представлены решения задачи оптимизации в пакете КОМПАК – ГЕОКОМПАС системы ГЕОПАК. Возможность многовариантных решений повышает достоверность получаемых с помощью этого пакета результатов (рис. 101).

Дополнительно КОМПАК – ГЕОКОМПАС позволяет по данным ГИС с использованием банка петрофизических моделей оценивать основные петрофизические и коллекторские параметры на скважинах-эта-

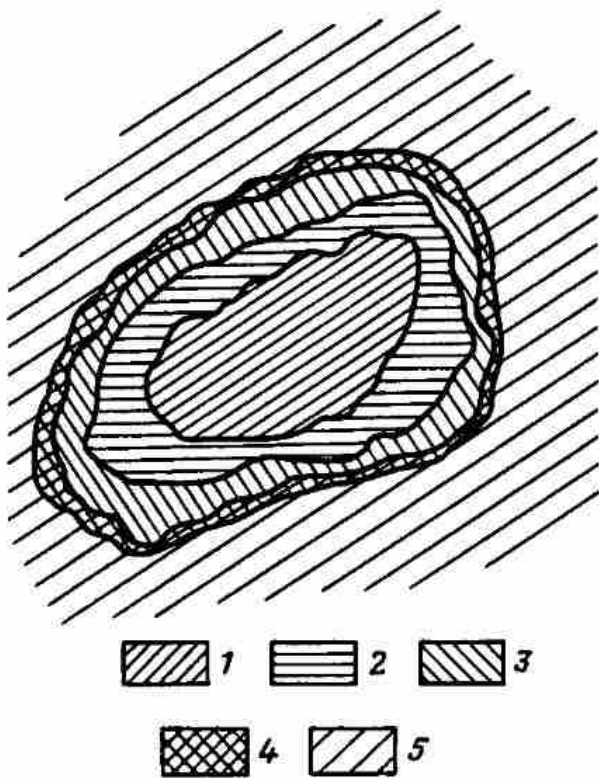


Рис. 101. Пример обнаружения одного из газонефтяных месторождений Западной Сибири на поисковом этапе. Комплекс программ КОМПАК-ФКАРТ. Использовано четыре параметра: 1, 2, 3, 4 – зоны с последовательно убывающей достоверностью наличия залежи; 5 – зона, прогнозируемая как законтурная

лонах: пористость, проницаемость, песчаность, слоистую дисперсную глинистость, коэффициенты нефте-, газо-, водонасыщенности, класс коллектора, доли фильтрующих и нефилтрующих пор, параметр цементации и др., с установлением корреляционных связей с физическими характеристиками, оцениваемыми по полевым геофизическим методам (скорость, плотность, электрическое сопротивление и др.).

Обработку данных по эталонным скважинам с целью оценки петрофизики по комплексу данных ГИС и полевых методов целесообразно выполнять в качестве одного из первых шагов комплексной интерпретации.

Следующими этапами обычно являются определение контура нефтегазоносности, экстраполяции и интерполяции подсчетных параметров внутри контура с использованием данных сейсморазведки и других методов, и подсчет запасов. Решение этих задач реализуется в нескольких вариантах с использованием тех же подходов, что и при обосновании точек заложения очередных скважин.

6.3.2. Комплексирование данных сейсмо- и гравиразведки

Для гравиразведки 80-е годы отмечены все более массовыми и успешными попытками не только изучения регионального строения, но и выполнения локального прогноза как автономно, так и в комплексе с другими методами, прежде всего с сейсморазведкой. Сложилось несколько новых подходов, среди которых выделяются метод согласованной модели [23] и методика ГОНГ возросло число примеров успешного применения традиционных статистических подходов, одна группа которых основана на распознавании образов по комплексу сейсмо-, гравиразведки и других методов, а другая – на корреляционных зависимостях между структурными построениями по данным сейсмо- и гравиразведки.

Метод согласованной модели. Цель применения этого метода – построение такой геофизической модели строения среды, которая точнее, достовернее (однозначнее) и богаче в информационном смысле, чем модели, получаемые при автономной «пометодной» интерпретации, благодаря своей непротиворечивости, т.е. согласованности с данными всех геофизических методов, используемых при комплексной интерпретации. В основе технологии лежит давно известный геофизикам интерпретационный метод подбора, особенно широко применяемый в гравиразведке.

Классическая схема этого подхода в соответствии с принципом последовательности изучения факторов (6.1) включает этапы:

1) составление исходной модели на основе данных приоритетного метода;

2) решение прямых задач с целью реализации метода подбора;

3) сравнение расчетных полей с наблюдаемыми;

4) уточнение модели с последующим повторением процедур 2–4.

Для составления исходной модели используются глубинные сейсмические разрезы МОВ–ОГТ (а также МПВ и ГСЗ, если имеются); обязательно использование имеющихся данных бурения. Ключевым моментом на этом этапе является выбор границ ФО, которые удовлетворяют принципу согласованности, т.е. являются одновременно и скоростными, и плотностными границами. Обычна ситуация, когда резкие скачки скорости и плотности приурочены к разным геологическим границам, и лишь немногие горизонты являются одновременно сильнейшими границами раздела и по v , и по ρ . Поэтому для построения единой согласованной модели приходится принимать компромиссные решения, вводя модели разных уровней значимости.

На этом же этапе выделенным геологическим телам приписывают исходные значения пластовой скорости v_i и плотности ρ_i , $i = 1, \dots, I$ – номер слоя. При этом необходимо уделять особое внимание заданию модели горизонтальных градиентов скорости и плотности, в частности, отображению вертикальной зональности, если имеются признаки ее существования.

Решение прямых задач – как правило наиболее автоматизированный этап, сравнительно простой, хотя и времязатратный. Имеется опыт использования наиболее простых решений – расчета кинематических годографов в предположении слоистооднородной среды и расчета поля Δg для набора призм, аппроксимирующих реальное распределение плотностей.

Следующий этап – сопоставление результатов расчета с наблюдаемыми полями – должен выполняться с обязательным учетом достоверности наблюдаемых данных, точности измерений времен, скоростей, плотностей, других параметров, а также разницы в разрешающей способности методов и точности аппроксимации при выборе модели. Для учета различий в этих характеристиках авторами методики согласованной модели рекомендовано использование весовых коэффициентов при оценке значимости расхождений между расчетными и наблюдаемыми данными для разных геофизических методов. Соответствующие количественные данные о влиянии погрешностей измерений появляются в процессе повторения итерационных циклов подбора модели, что же

касается ошибок выбора модели (например, расчет годографов без учета преломления при резко несогласных границах пластов с сильно различающимися скоростями в случае солевой тектоники), то они в процессе подбора себя не проявляют и могут оказаться причиной ошибочных заключений.

Один из наиболее ответственных этапов – оптимизация (уточнение) модели на основании сопоставления расчетных и наблюдаемых данных. Скорость и правильность подбора в решающей степени зависят от опыта и геологической интуиции интерпретатора, так как формальные средства обеспечения (и ускорения) сходимости процесса здесь пока отсутствуют. По уточненной модели вновь решается прямая задача (второй этап), и т.д., до тех пор, пока расхождение наблюдаемых и расчетных данных не будет признано малозначимым по сравнению с погрешностями этих данных.

Реализацию методики согласованной модели проиллюстрируем примером по одному из участков Астраханского свода (юго-запад Прикаспийской впадины). Для одного из профилей на этом участке рассмотрены три варианта исходной модели: основной и два дополнительных. Основной вариант связывает наблюдаемый резкий гравитационный минимум в середине профиля (рис. 102) с наличием соляного купола большой амплитуды в отложениях девона; дополнительные – с наличием на этом же участке профиля глубокого грабена по фундаменту и с зоной разуплотнения соответственно. Исходная модель содержит семь слоев. Верхний отвечает отложениям мезокайнозоя, второй – четвертый – в основном каменноугольным отложениям, пятый – седьмой – в основном девону. Скоростные и плотностные характеристики выбраны путем усреднения значений, определенных для этих комплексов разными исследователями. В пределах выбранных слоев среда аппроксимировалась

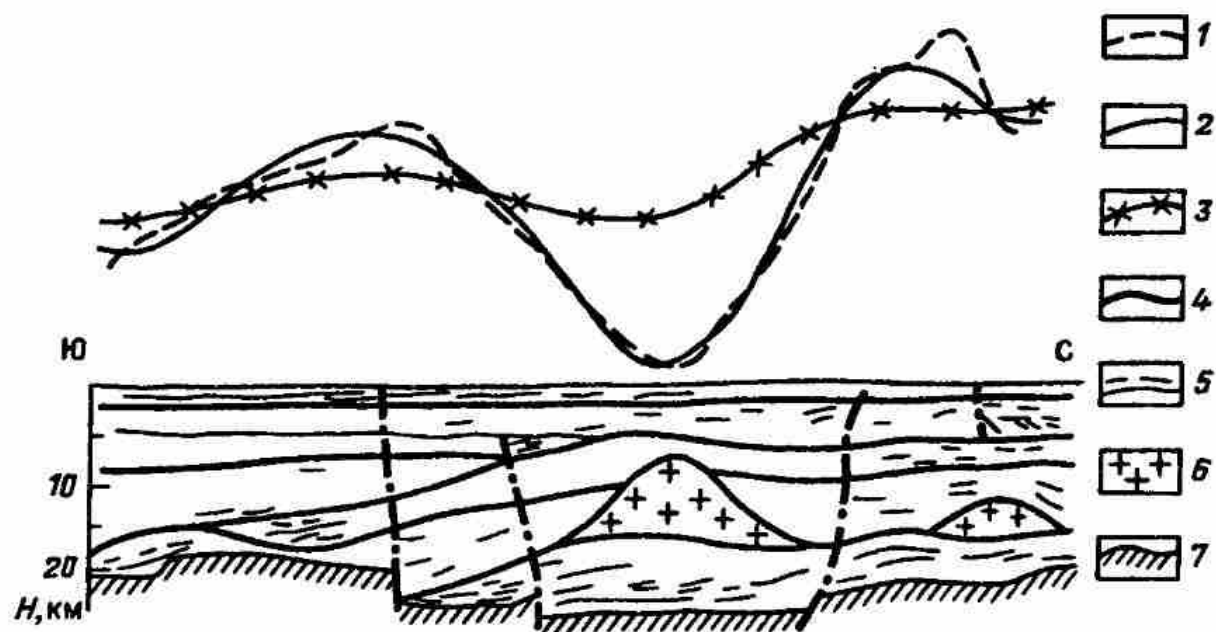


Рис. 102. Подбор согласованной модели для одного из участков Астраханского свода:

1 - наблюдаемая кривая Δg ; расчетные кривые Δg : 2 - по согласованной модели, 3 - по исходной модели; 4 - границы раздела согласованной модели; 5 - отражающие горизонты; 6 - соль; 7 - поверхность кристаллического фундамента

набором призм, учитывающим горизонтальные изменения плотности; рассчитывалось поле Δg , годографы и линии t_0 временных разрезов. В процессе подбора изменяли плотность отдельных призм без изменения границ модели и пластовую скорость в верхней части разреза на небольшом участке в середине профиля. Для совпадения расчетных и наблюдаемых гравиметрических данных с точностью до $0,5 \div 1,0$ мГл по основному варианту геологического строения потребовалось 10 итераций; для данных сейсморазведки достаточными оказались всего две с обеспечением расхождения не более 0,02 с для первой границы. По двум другим вариантам моделей удовлетворительного схождения расчетных и наблюдаемых данных не получено, что свидетельствует об их нереальности и подтверждает правильность основного – первого варианта. В результате сделан важный вывод о существовании крупного соляного тела в зоне сочленения Прикаспийской впадины с валом Карпинского – гряды девонского возраста с амплитудой около 8 км на глубине 8–16 км (см. рис. 102), и о перспективности этого района для поисков ловушек углеводородов в палеозойском осадочном комплексе.

Примеры структурно-формационного комплексирования сейсмо- и гравиразведки имеются и при решении других задач на различных этапах информационного процесса (см. рис. 12). Так, данные высокоточной гравиразведки используют, в частности, для улучшения выделения сейсмических сигналов (коррекция статических поправок) в районах Восточной Сибири, в зонах развития в верхней части разреза трапповых образований (Н. В. Умперович, А. В. Исаев, А. П. Федянин).

Вместе с тем, по данным сейсморазведки выделяют «зараженные» траппами ФО и определяют их различные масштабы (О. К. Кондратьев, Г. А. Захарова), используемые при анализе данных гравиразведки.

6.3.3. Комплексирование данных сейсмо- и электроразведки

Одним из наиболее интересных примеров является совместное использование высокоразрешенных данных ЗСБЗ, полученных и обработанных по методу многократных перекрытий, и данных МОВ – ОГТ в районе Астраханского свода. Повышенная разрешенность достигается использованием импульсного возбуждения, расширением полосы частот регистрации вправо до 150–200 Гц, многократными дифференциальными трансформациями измеренного поля, увеличением плотности полевых наблюдений и применением пространственного накапливания сигналов, аналогичного накапливанию по ОГТ в сейсморазведке. При этом на кривых становления обнаруживаются относительно высокочастотные составляющие, природа которых, по В. В. Тикшаеву, может быть объяснена взаимодействием индукционного и «высокочастотного» поляризованного полей.

При комплексировании методов данные ЗСБ служат в основном для прогнозирования латеральных изменений вещественного состава ФО, а МОВ – ОГТ – для выяснения их морфологии и внутренней структуры.

Одним из наиболее плодотворных элементов технологии комплексирования, разработанного Н. П. Смилевец (Угаровой), В. А. Сидоровым, В. А. Глечиковым и другими, является построение сейсмо-электрических

временных разрезов (СЭВР), на которых сведены взаимоувязанные данные сейсмо- и электроразведки. Физическая основа такой взаимоувязки – взаимосвязь между временами t пробега сейсмических отраженных волн и временами $t_{ЗСБ}$ становления электромагнитного поля в горизонтально-слоистой среде. Общий смысл этой взаимосвязи очевиден из особенностей скоростей распространения сейсмических и электромагнитных волн в однородном полупространстве: продольные упругие волны распространяются со скоростью v , не меняющейся с глубиной, в то время как импульс вихревых токов, стремясь занять большую площадь в плане (по принципу минимума тепловых потерь), распространяется в проводящем полупространстве со скоростью $v_{ЗСБ}$, экспоненциально убывающей с глубиной (рис. 103). В слоистых толщах кривые $v(z)$ и $v_{ЗСБ}(z)$ ведут себя более сложно, однако общая закономерность сохраняется. Вследствие этой закономерности между величинами t и $t_{ЗСБ}$ существует соотношение

$$t = a t_{ЗСБ}^b, \quad (6.28)$$

выведенное теоретически и подтвержденное экспериментально [38]. Коэффициент b незначимо отклоняется от $1/2$, так что

$$t \approx a \sqrt{t_{ЗСБ}}. \quad (6.29)$$

Коэффициент a варьирует существенно, и эти вариации связаны в основном с литологией, что и определяет роль электроразведки ЗСБ в комплексе. В работе [38] показано, что

$$a = c / (v \sqrt{\mu \sigma}), \quad (6.30)$$

где σ – удельная электрическая проводимость; μ – магнитная проницаемость среды; c – коэффициент, определяемый характеристикой направленности электромагнитного зондирования.

Для участков Прикаспийской впадины характерна слабая изменчивость a с $t_{ЗСБ}$. Изменения физических параметров разреза, в частности скорости v и суммарной продольной проводимости s , возникающие при переходе через бортовой уступ с заменой преимущественно сульфатно-карбонатного комплекса преимущественно терригенным, вызывает уменьшение v и увеличение s , т.е. одновременное увеличение t и $t_{ЗСБ}$ с приблизительным сохранением соотношения между ними. Это обстоятельство оправдывает применение горизонтально-слоистой интерпре-

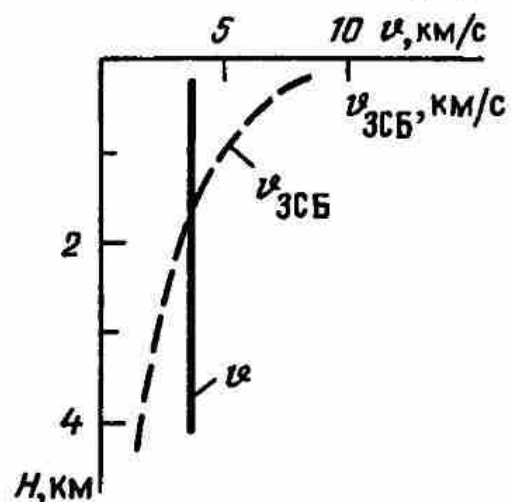


Рис. 103. Зависимости $v_{ЗСБ}(z)$ и $v(z)$

тационной модели для ЗСБ даже там, где разрез фактически далеко не горизонтально-слоистый. Заметим, что в Западной Сибири, например, такой компенсации не наблюдается и параметр a ведет себя менее устойчиво.

Методика построения СЭВРов сводится к следующему.

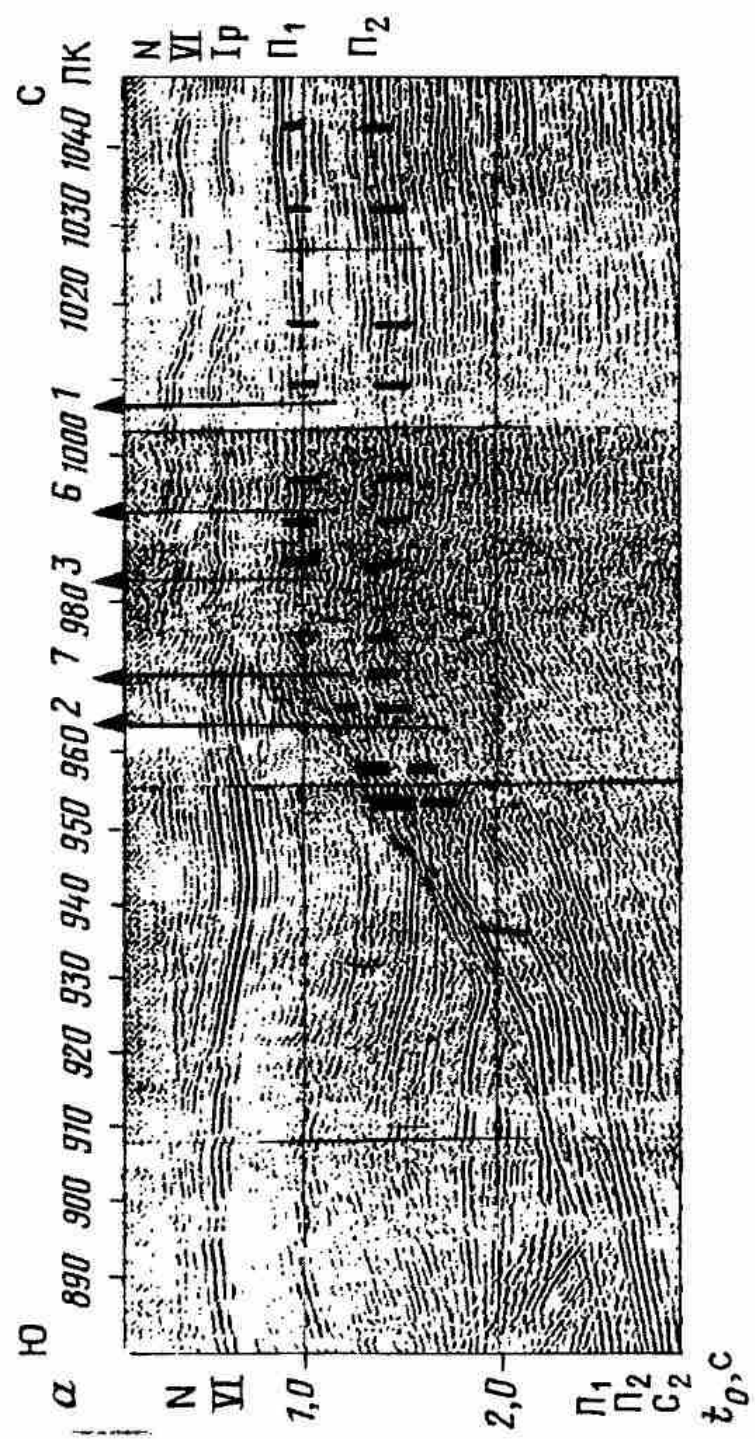
Вблизи каждой глубокой скважины, где проведен сейсмокаротаж, отрабатываются 1 ÷ 3 точки ЗСБ. Полученные кривые ЗС путем дифференциальных трансформаций, основанных на замене проводящего разреза эквивалентной плоскостью, пересчитывают в графики $s(t_{ЗСБ})$ или $t_{ЗСБ}(z)$. С вертикальных годографов – сейсмокаротажного $t(z)$ и электромагнитного $t_{ЗСБ}(z)$ – для одних и тех же глубин z с определенным шагом снимают времена t и $t_{ЗСБ}$; находят коэффициент $a = t/\sqrt{t_{ЗСБ}}$; если a меняется по площади, то выполняют районирование на участки с $a = \text{const}$; наконец, используя найденные a , разрезы ЗС из масштаба $t_{ЗСБ}$ перестраивают в масштаб t и результаты наносят на временные разрезы. В частности, при надежной корреляции диаграмм ЗСБ на сейсмический временной разрез выносят временные отметки t опорных геоэлектрических границ и далее на полученном СЭВР осуществляют совместную корреляцию данных сейсмо- и электроразведки. При затруднениях с корреляцией диаграмм ЗСБ на СЭВР выносят результаты ЗСБ с сохранением динамики: в простых районах – всю кривую $s_k(t)$, в сложных – только схематизированные диаграммы приращений $\Delta s(t)$.

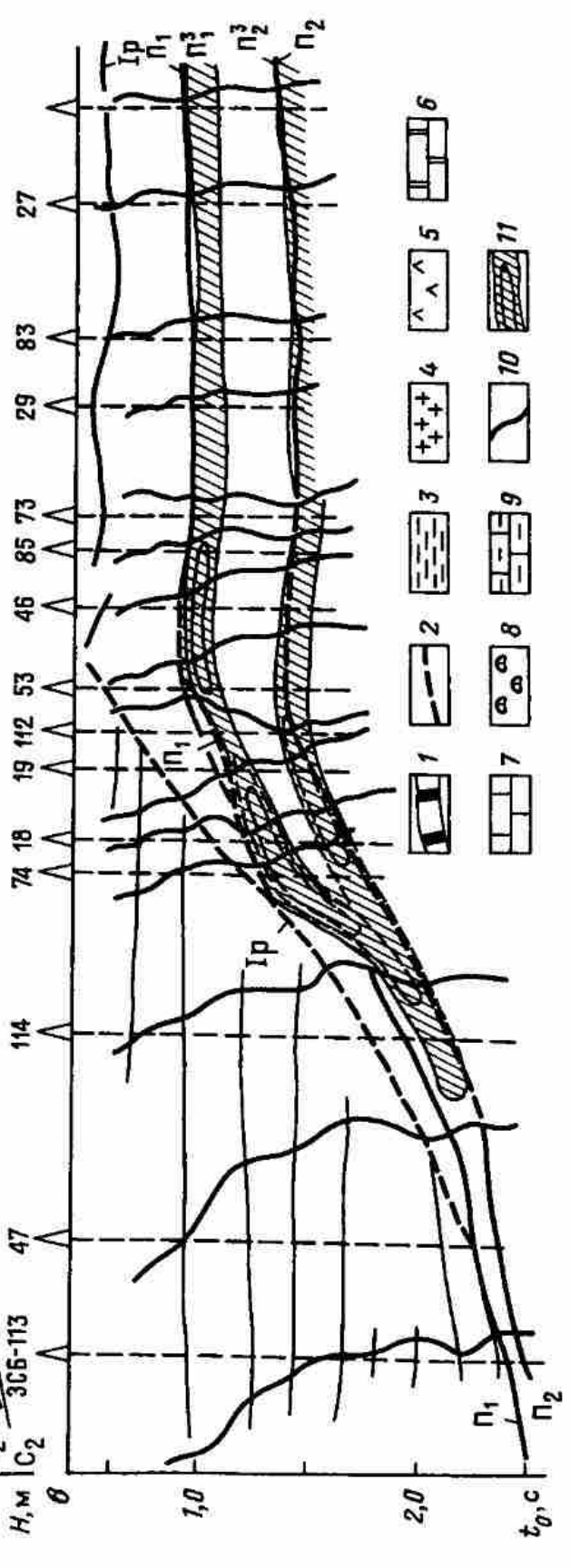
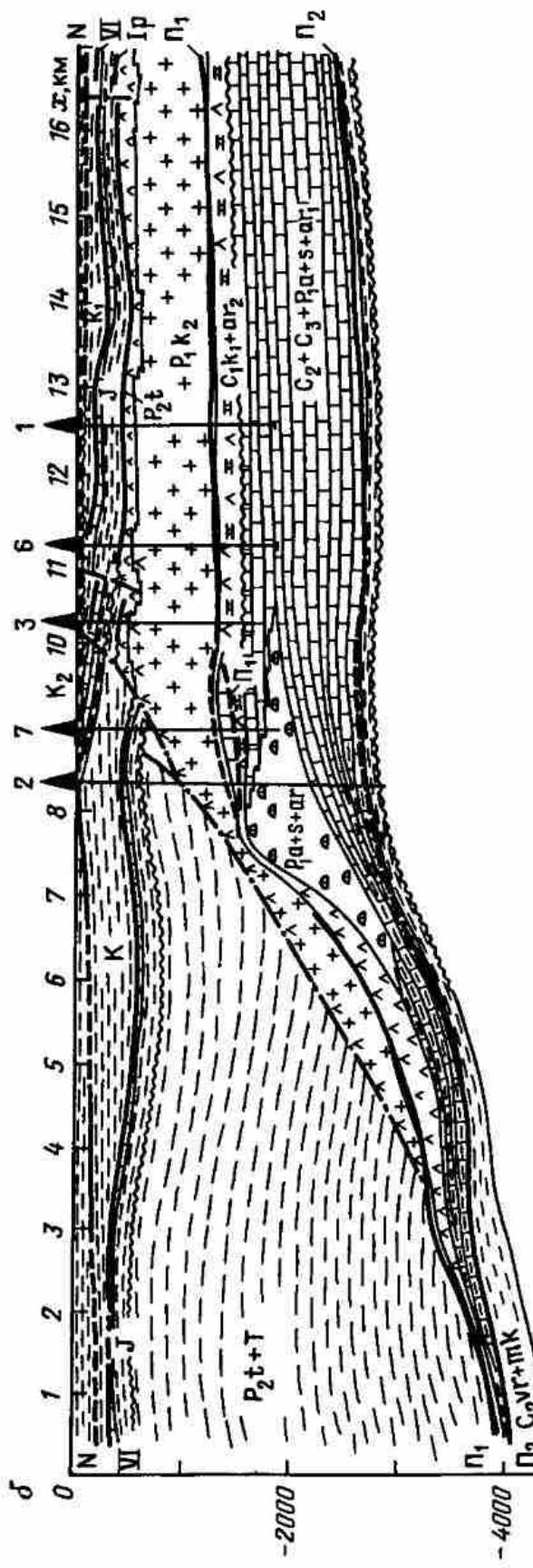
На рис. 104 приведены результаты комплексной интерпретации данных сейсморазведки ОГТ и электроразведки ЗСБ, полученные на основании анализа СЭВР по двум пересечениям бортовой части Прикаспийской впадины в пределах Милорадовской площади (Саратовское Заволжье). Здесь по данным ОГТ в пределах бортового уступа по ряду характерных признаков волнового поля в нижнепермских отложениях выделена зона, интерпретируемая как нижнепермский барьерный риф. Как видно из рис. 104, в пределах предполагаемой органогенной структуры отмечается аномальное поведение геоэлектрического горизонта $\Pi_1^?$, характеризующееся увеличением мощности и увеличением в 5 раз продольной проводимости в его пределах. Наличие инверсионных кривых ЗСБ при подходе к рифовому сооружению с юга и с севера свидетельствует о резкой смене литолого-фациальной характеристики, что присуще обрамлению рифовых зон; инверсные кривые ЗСБ вблизи контуров рифовых тел наблюдаются и в других районах. Из рис. 104 видно, что выявленная геоэлектрическая зональность хорошо согласуется с зональностью сейсмического поля; данные сейсмо- и электроразведки, таким образом, взаимно дополняют и подтверждают друг друга.

Следует отметить, что нередко встречаются рифовые массивы, для которых характерно не повышение, а понижение продольной проводимости. Это, как правило, рифовые постройки, перекрытые терригенными отложениями (девонско-турнейские рифы Волгоградской области, внешнего обрамления Прикаспийской впадины, Камско-Кинельской системы прогибов и др.). Повышенными проводимостями, как правило, обладают органогенные сооружения, перекрытые галогенно-сульфатными отложениями, что характерно для бортовой и внутренней зон Прикаспийской впадины.

Рис. 104. Геолого-геофизический разрез Милорадовского пересечения:

а СЭВР; б сейсмогеологический разрез; в схема корреляции кривых $s_x(t_0)$; г низкоомные горизонты на СЭВР; д латективные нарушения; е терригенные породы; ж соль; з ангидриты; и лоомнты; к мелководно-шельфовые слонстые известняки; л рифовый комплекс; м глубоководные образования; н кривые $s_x(t_0)$; о низкоомные горизонты с нзольными равных значений





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

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Значимость любого научно-методического направления исследований, как известно, определяется:

практической ценностью получаемых в рамках направления результатов;

перспективами развития основной и смежных областей исследований, связанными с использованием этого направления.

С обеих этих позиций СФИ можно характеризовать как важнейшее для практики и одновременно как наиболее перспективное направление в области геологической интерпретации данных сейсморазведки, а также ГИС и других геофизических методов.

Действительно, в рамках СФИ интегрирован широкий спектр вопросов геологической и геофизической интерпретации. Принципы СФИ позволяют охватить все этапы и стадии геологоразведочных работ на нефть и газ, а также и на другие полезные ископаемые. Являясь реализацией системных принципов в геологической интерпретации, СФИ позволяет обосновать современный подход к комплексированию геолого-геофизических методов. Чрезвычайно широк класс геологических задач – от детального районирования изучаемых территорий до поисков и разведки локальных объектов, в том числе нового типа, возможность решения которых в рамках СФИ можно считать доказанной.

Структурно-формационный подход дает мощный импульс развитию физико-геологических основ сейсморазведки, ГИС и других геофизических методов. Структурно-формационные модели уже повлияли на идеологию, методологию и практическую методику ведения полевых геофизических работ и обработки данных на ЭВМ. Особенно очевидны эти изменения в области сейсморазведки и прежде всего на стадии обработки сейсмической информации. Эти изменения коснулись как наращивания состава обрабатываемых пакетов, так и содержания таких ключевых процедур обработки, как фильтрация, коррекция статических поправок, деконволюция, миграция и др. Важно, что именно эти процедуры являются ключевыми и при обработке данных объемной сейсморазведки, становящейся в последнее время достоянием производственной практики.

Существенна роль СФИ в развитии геофизической интерпретации, в том числе данных ПГР. Основные результаты ПГР – эффективные параметры изучаемых разрезов, – получают при СФИ новое истолкование, базирующееся на представлениях об иерархической организации разрезов как совокупности ФО разного ранга и масштаба.

В ближайшей перспективе определяющими будут установленные нами соотношения СФИ с быстро прогрессирующими модификациями сейсморазведки: высокоразрешающей (ВРС), многоволновой (МВС) и объемной (ОС). Развитие этих модификаций расширяет возможности СФИ как по детальности, так и по достоверности получаемых результатов. С другой стороны, именно СФИ представляется сегодня наиболее

плодотворным базисом для геологической интерпретации данных ВРС, МВС и ОС.

В области геологической интерпретации ценность приложений СФИ уже показана в различных геологических дисциплинах: тектонике, седиментологии, стратиграфии и формационной теории, при палеорекострукциях и т.п. Интеграция этих данных в рамках СФИ позволяет существенно расширить объем информации, извлекаемой из сейсмических данных при геологической интерпретации. Ключевыми геологическими задачами, получившими в СФИ свое количественное решение, являются:

выделение, трассирование и распознавание типов формационных объектов разного ранга и масштаба по комплексу сейсмоформационных признаков (на этапе сейсмоформационного анализа);

изучение генезиса (историко-геологические реконструкции) выявленных ФО с последующим прогнозированием основных характеристик вещественного состава и нефтегазоносности (на этапе сейсмоформационного прогнозирования).

Эффективность сейсмоформационного анализа можно считать практически доказанной. Объем же исследований по сейсмоформационному прогнозированию на основе геологического моделирования пока невелик и вряд ли выходит за рамки первого опыта. Поэтому ближайшее будущее СФИ – это выход на промышленные технологии применения методов сейсмоформационного анализа и прогнозирования. Наиболее значительные перспективы развития методов СФИ связаны с их применением при комплексной интерпретации данных сейсморазведки, ГИС и других геолого-геофизических методов. Именно в этом направлении следует ожидать самого существенного прироста информативности геофизической разведки при все возрастающей роли и практической значимости методов СФИ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Авербух А. Г.* Изучение состава и свойств горных пород при сейсморазведке. – М.: Недра, 1982. – 232 с.
2. *Автоматизированная методика* детального прогнозирования геологического разреза для поисков неантиклинальных залежей нефти и газа / В. И. Берилко, Д. И. Рудницкая, В. В. Фоменко и др. // Применение ЭВМ для решения геолого-геофизических задач в Сибири. – Новосибирск: Наука, 1985. – С. 3–17.
3. *Ахромеева Т. С., Курдюмов С. П., Малинецкий Г. Г.* Парадоксы мира нестационарных структур // Математика и кибернетика. Вып. 5. – М.: Знание, 1985. – 48 с.
4. *Бакиров А. А., Мальцева А. К.* Литолого-фациальный и формационный анализ при поисках и разведке скоплений нефти и газа. – М.: Недра, 1985. – 159 с.
5. *Берзон И. С.* Сейсморазведка тонкослоистых сред. – М.: Наука, 1976. – 224 с.
6. *Бродов Л. Ю., Мушин И. А.* Спектрально-временной анализ сейсмических данных при структурно-формационной интерпретации // Геология и геофизика. – 1985. – № 9. – С. 114–126.
7. *Геологические тела: Терминологический справочник* / В. Ю. Забродин, Г. Л. Кириллова, В. А. Кулындышев и др. – М.: Недра, 1986. – 334 с.
8. *Гогоенков Г. Н., Михайлов Ю. А.* Сейсмостратиграфический анализ в нефтегазопроисловых исследованиях // Нефтегазовая геология и геофизика. – М.: ВНИИОЭНГ, вып. 33, 1984. – 56 с.
9. *Гогоенков Г. Н.* Прогнозирование геологического разреза по сейсмическим данным // Геология нефти и газа. – 1981. – № 1. – С. 48–55.
10. *Голубовский В. А.* Формационный анализ сложных регионов. – М.: Недра, 1983. – 212 с.
11. *Губерман Ш. А.* Неформальный анализ данных в геологии и геофизике. – М.: Недра, 1987. – 261 с.
12. *Дубровский З. М., Шушакова Н. С.* Усреднение акустических моделей для прогноза волновых свойств среды по сейсмическим данным. – М.: Изд. ВНИИЯГГ, 1982. – с. 69–76.
13. *Забродин В. Ю.* Системный анализ дизъюнктивов. – М.: Наука, 1981. – 200 с.
14. *Зайченко В. Ю., Козлов Е. А., Тихомиров В. М.* Выбор оптимальных направлений геолого-геофизических исследований в подсистеме АСУ – Геофизика // Обзор. Сер. Региональная, разведочная и промысловая геофизика. – М.: ВИЭМС, 1982. – 42 с.
15. *Зейбольд Е., Бергер В.* Дно океана. – М.: Мир, 1984. – 320 с.
16. *Использование метода главных компонент при локализации АТЗ* / А. Г. Лурье, С. И. Завьялов, М. Е. Левитон, А. А. Чернов // Экспресс-информация. Сер. Нефтяная геология и геофизика. – Вып. 11. – М.: ВИЭМС, 1985. – 7 с.
17. *Карогодин Ю. Н.* Седиментационная цикличность. – М.: Недра, 1980. – 242 с.
18. *Карогодин Ю. Н.* Основа понятийно-терминологической базы сейсмолитологии. – Новосибирск, Наука, 1985. – 34 с.
19. *Клушин С. В.* Прогноз относительных изменений условий седиментации по динамике отраженных сейсмических волн // Советская геология. – 1987. – № 4. – С. 106–111.
20. *Клушин С. В., Тальвирский Д. Б.* Отображение цикличности осадочных толщ и направленности процессов седиментации в спектральном составе отраженных волн // Советская геология. – 1985. – № 7. – С. 115–121.
21. *Козлов Е. А.* Распознавание и подавление многократных волн в сейсморазведке. – М.: Недра, 1982. – 246 с.
22. *Козлов Е. А.* Миграционные преобразования в сейсморазведке. М.: Недра, 1986. – 246 с.

23. *Комплексование методов разведочной геофизики: Справочник геофизика* / Под ред. В. В. Бродового и А. А. Никитина. – М.: Недра, 1984. – 385 с.
24. *Косыгин Ю. А.* Тектоника. – М.: Недра, 1983. – 535 с.
25. *Кушин Н. Я., Кучерук Е. В.* Сейсмостратиграфия в решении проблем поисков и разведки месторождений нефти и газа. – М.: ВИНТИ, 1984. т. 13. – 185 с.
26. *Мальцева А. К., Крылов Н. А.* Формационный анализ в нефтяной геологии. – М.: Недра, 1986. – 184 с.
27. *Метод эффективной сейсмической модели* / Под ред. Б. А. Гельчинского. – Л.: Изд. ЛГУ, 1975. – 203 с.
28. *Многоволновые сейсмические исследования* / Под ред. Н. Н. Пузырева. – Н.: Наука, 1987. – 212 с.
29. *Мушин И. А., Хатьянов Ф. И., Бродов Л. Ю.* Структурно-формационная интерпретация данных сейсморазведки. – М.: Недра, 1985. – С. 19–36 (Прикладная геофизика; Вып. 112).
30. *Мушин И. А.* Коинструирование алгоритмов и графов обработки данных сейсморазведки. – М.: Недра, 1983. – 264 с.
31. *Рамберг Х.* Сила тяжести и деформации в земной коре. – М.: Недра, 1985. – 393 с.
32. *Рухин Л. Б.* Основы литологии. – Л.: Гостоптехиздат, 1961. – 779 с.
33. *Сейсмическая стратиграфия* / Под ред. Ч. Пейтона. – М.: Мир, 1983. – 846 с.
34. *Сейсмическая разведка методом поперечных и обменных волн.* / Н. Н. Пузырев, А. В. Трегубов, Л. Ю. Бродов и др. – М.: Недра, 1985. – 277 с.
35. *Сейсмоформационное прогнозирование геологических разрезов* / И. А. Мушин, Е. А. Козлов, Л. Ю. Бродов, Ф. И. Хатьянов // Труды XXXI Международного геофизического симпозиума. Т. 1. – Гданьск, 1986. – С. 11–20.
36. *Системный подход в геологии. Тезисы докладов II Всесоюзной конференции* // Труды МИНГ, 1986. – 749 с.
37. *Теория и практика сейсмического метода РНП* / Под ред. Л. А. Рябинкина // Труды МИНХиГП. Вып. 39, 1962. – 293 с.
38. *Угарова Н. П.* Комплексная интерпретация геофизических данных в сложнопостроенных районах. – М.: Недра, 1980. – С. 68–79. (Разведочная геофизика; Вып. 91).
39. *Физические свойства горных пород и полезных ископаемых* / Под ред. Н. Б. Дорман. – М.: Недра, 1984. – 455 с.
40. *Харбух Дж., Бонэм-Картер Г.* Моделирование на ЭВМ в геологии. – М.: Мир, 1974. – 319 с.
41. *Хатьянов Ф. И.* Структурно-формационная интерпретация данных сейсморазведки // Обзор. Сер. Нефтегазовая геология и геофизика. Вып. 20. – М.: ВНИИОЭНГ, 1982. – 43 с.
42. *Хатьянов Ф. И.* Сейсмоформационное прогнозирование // Обзор. Сер. Нефтегазовая геология и геофизика. Вып. 11. – М.: ВНИИОЭНГ, 1985. – 45 с.
43. *Херасков Н. П.* Геологические формации (опыт определения) // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. – Т. 27. – № 5. – 1952. – С. 3–23.
44. *Шатский Н. С.* Избранные труды. Т. 3. – М.: Наука, 1965. – 346 с.
45. *Шафрановский И. И.* Симметрия в природе. – М.: Недра, 1985. – 168 с.
46. *Шейдеггер А. Е.* Физические аспекты природных катастроф. – М.: Недра, 1981. – 232 с.
47. *Banik N. C., Lerche I. L., Resnick J. R.* Stratigraphic filtering. Part II: Model spectra // Geophysics. – Vol. 50. – N 12. – 1985. – P. 2775–2783.
48. *Shtivelman V., Landa E. and Gelchinsky B.* Phase and group time section and possibilities for their use in seismic interpretation of complex media. // Geophysical Prospecting. – Vol. 34. – 1986. – P. 508–536.
49. *Walden A. T. and Hosken J. W. J.* An investigation of the spectral properties of primary reflection coefficients // Geophysical Prospecting. – Vol. 33. – 1985. – P. 400–435.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение	5
1. Структурно-формационная интерпретация. Основные определения	7
1.1. Объекты структурно-формационной интерпретации	7
1.2. Структурно-формационные модели	14
1.3. Методология	21
1.4. Соотношения структурно-формационной интерпретации с другими направлениями интерпретации сейсмических данных	26
1.5. Основные принципы структурно-формационной интерпретации	32
2. Геологические основы структурно-формационной интерпретации. Статические модели	34
2.1. Морфологический классификатор моделей	34
2.2. Основные структурно-формационные характеристики	37
2.3. Дислокации слоистой структуры формационных объектов	64
2.4. Переход от геологических к физическим и эффективным сейсмоформационным моделям	72
3. Геологические основы структурно-формационной интерпретации. Динамические модели	80
3.1. Геологические процессы	81
3.2. Динамические модели процессов формирования дислокаций	87
3.3. Математические описания колебательных (циклических) режимов	96
3.4. Моделирование процессов мобилизации	103
3.5. Моделирование флювиальных процессов	109
3.6. Модели бассейна осадконакопления (схемы бокового наращивания)	116
3.7. Марковские цепи в описаниях геологических моделей	120
3.8. Модели консолидации	125
4. Физические основы структурно-формационной интерпретации	129
4.1. Структурно-формационные модели в интерпретации геофизических данных	129
4.2. Одномерные эффективные сейсмоформационные модели – потоки коэффициентов отражения	132
4.3. Модель сейсмического импульса – одномерный случай	147
4.4. Примеры одномерных моделей реальных акустических разрезов	155
4.5. Спектры мощности логарифма акустического импеданса	161
4.6. Двумерные и трехмерные эффективные сейсмические модели	164
4.7. Конструирование эффективных сейсмоформационных моделей	179
5. Методологии структурно-формационной интерпретации	181
5.1. Модификации технологии работ	184
5.2. Сейсмоформационный анализ	192
5.3. Количественные методы сейсмоформационного анализа	199
5.4. Спектрально-временной анализ	215
5.5. Палеотектонические реконструкции	234
5.6. Палеогеоморфологический анализ	242
5.7. Палеогеографический анализ	246
5.8. Прогнозирование нефтегазоносности	252

6. Комплексная интерпретация на структурно-формационной основе	256
6.1. Принципы комплексирования	257
6.2. Интерпретация данных многоволновых сейсмических исследований	263
6.3. Комплексная интерпретация данных сейсморазведки и других геофизических методов	277
Заключение	294
Список литературы	296

ПРОИЗВОДСТВЕННОЕ (ПРАКТИЧЕСКОЕ) ИЗДАНИЕ

**Мушки Иосиф Аронович
Бродов Леонид Юрьевич
Козлов Евгений Алексеевич
Хатьянов Фаддей Исаакович**

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

**Заведующий редакцией *Е. Г. Першина*
Редактор издательства *Н. А. Тарусова*
Переплет художника *А. С. Андреева*
Художественный редактор *В. В. Шутько*
Технические редакторы *В. В. Михайлова, Н. В. Жидкова*
Корректор *Г. Л. Петушкова***

ИБ № 7078

**Сдано в набор 23.03.90. Подписано в печать 27.08.90. Формат 60 × 90^{1/16}. Бумага офсетная
№ 1. Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Усл. печ. л. 19,0. Усл. кр.-отт. 19,0. Уч.-изд. л. 22,27.
Тираж 2170 экз. Заказ 1106/1210-3. Цена 1 р. 50 к.**

**Ордена «Знак Почета» издательство «Недра»,
125047 Москва, пл. Белорусского вокзала, 3.**

**Набрано в Можайском полиграфкомбинате В/О
«Совэкспорткнига» Государственного комитета СССР по печати
г. Можайск, ул. Мира, 93**

**Отпечатано в Московской типографии № 6
Государственного комитета СССР по печати,
109088, Москва, Южнопортовая, 24.**