

**ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ НЕФТЯНОЙ ИНСТИТУТ**

**СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКОЕ
МОДЕЛИРОВАНИЕ
КАРБОНАТНЫХ
ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ**

Составление и общая редакция Н.К. Фортунатовой

Москва РЭФИА

2000

УДК 553. 98. 001. 57 : 552. 54

ISBN 5-7844-0044-4

Авторы: Н.К. Фортунатова (Введение, гл. 1–6, 8–9); А.Г. Швец-Тэнэта-Гурий (гл. 1, 4, 6, 8); Р.К. Гумаров (гл. 7); В.Д. Ильин (гл. 9); Г.В. Агафонова (гл. 3, 6); А.В. Баранова (гл. 6), В.П. Фарбирович (гл. 1), И.Г. Михеев (гл. 1)

Книга издана по решению редакционно-издательского совета ВНИГНИ

Рецензент В.Т. Фролов, докт. геол.-минерал. наук, проф. (МГУ)

Седиментологическое моделирование карбонатных осадочных комплексов
/ Сост. и общ. ред. Н.К. Фортунатовой. – М.: РЭФИА, 2000. – 239 с.: ил.

Рассмотрены закономерности формирования внутренней структуры карбонатных осадочных тел различных иерархических уровней. Предложена технология моделирования их строения на основе интегрирования палеонтологических, литологических, геохимических, петрофизических, промыслово-геофизических и сейсмических исследований. Приведены описания традиционных и оригинальных методов изучения карбонатных отложений в естественных выходах на дневную поверхность и вскрытых глубокими скважинами. На примерах палеозойских отложений России и других регионов показаны примеры использования технологии для поиска месторождений нефти и газа.

Книга написана для широкого круга специалистов научных и производственных геологических и геофизических организаций – геологов-съемщиков, геологов-нефтяников, литологов, стратиграфов, геофизиков, для аспирантов и студентов геологических вузов.

© Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт (ВНИГНИ)

© Н.К. Фортунатова, А.Г. Швец-Тэнэта-Гурий, Р.К. Гумаров, В.Д. Ильин,

Г.В. Агафонова, А.В. Баранова, В.П. Фарбирович, И.Г. Михеев

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|---|--|
| Указатель рисунков..... | |
| Указатель таблиц..... | |
| ПРЕДИСЛОВИЕ | |
| ВВЕДЕНИЕ . <i>Фортулатова Н.К.</i> | |
| ГЛАВА 1. ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ КАРБОНАТНЫХ И КАРБОНАТОСОДЕРЖАЩИХ ОСАДОЧНЫХ ТЕЛ . <i>Фортулатова Н.К, Михеев И.Г., Фарбирович В.П., Швец-Тэнэнта-Гурий А.Г.</i> | |
| 1. Особенности карбонатной седиментации | |
| 2. Система генетической организации структуры карбонатных тел | |
| ГЛАВА 2. МЕТОДИКА ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ КАРБОНАТНЫХ ОБЪЕКТОВ . <i>Фортулатова Н.К.</i> | |
| 3. Методика проведения полевых исследований | |
| Геоморфологические признаки карбонатных тел – . Типичные ошибки, возникающие при изучении формы ископаемых органогенных построек – . Полевое изучение карбонатных пород органогенных построек – . Полевое изучение карбонатных пород рифовых шлейфов – . Полевое литологическое изучение различных типов «нерифовых» карбонатных отложений – . Полевое описание и правила хранения керн скважин – . | |
| 4. Микроскопическое изучение карбонатных пород, методика кодирования содержания различных структурных компонентов и определение номера литотипа | |
| Состав карбонатных пород – . Структурные и текстурные признаки карбонатных пород – . Графический метод кодирования структурных компонентов карбонатных пород и методика диагностики литогенетических типов отложений – . Экспертная система диагностики литогенетических типов карбонатных пород «Stepclass-Reef» – . | |
| 5. Генетический анализ карбонатных отложений (классификация, методы, генетические типы) | |
| ГЛАВА 3. МЕТОДИКА, ЦЕЛИ И ЗАДАЧИ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ . <i>Фортулатова Н.К., Агафонова Г.В.</i> | |
| 6. Биостратиграфические и седиментологические методы, используемые при моделировании строения карбонатных отложений | |
| 7. Анализ седиментационной цикличности карбонатных отложений | |
| 8. Фациальный анализ и его использование при корреляции карбонатных отложений | |
| ГЛАВА 4. МЕТОДИКА ИНТЕРПРЕТАЦИИ СТРОЕНИЯ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ | |

| | |
|--|--|
| ПО ДАННЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ СКВАЖИН. <i>Фортунова Н.К., Швец-Тэнэа-Гурий А.Г.</i> | |
| 9. Формы зависимостей структурных и петрофизических характеристик карбонатных и карбонатосодержащих пород, положенные в основу интерпретации данных ГИС | |
| 10. Методика определения коэффициента глинистости и выделения седиментационных циклитов III порядка | |
| 11. Методика диагностики литогенетических типов, определения их емкостных свойств и выделения седиментационных циклитов II порядка | |
| ГЛАВА 5. СТАНДАРТНЫЕ СЕДИМЕНТАЦИОННО-ЕМКОСТНЫЕ МОДЕЛИ И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПРИ МОДЕЛИРОВАНИИ СТРУКТУРЫ КАРБОНАТНЫХ ТЕЛ РАЗЛИЧНЫХ ИЕРАРХИЧЕСКИХ УРОВНЕЙ. <i>Фортунова Н.К.</i> | |
| ГЛАВА 6. ТЕХНОЛОГИЯ ТРЕХМЕРНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ВНУТРЕННЕЙ СТРУКТУРЫ КАРБОНАТНЫХ ПРИРОДНЫХ РЕЗЕРВУАРОВ. <i>Фортунова Н.К., Швец-Тэнэа-Гурий А.Г., Агафонова Г.В., Баранова А.В.</i> | |
| ГЛАВА 7. МЕТОДИКА ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИ СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКОМ МОДЕЛИРОВАНИИ. <i>Гумаров Р.К.</i> | |
| 12. Стратиграфическая привязка опорных отражающих горизонтов | |
| 13. Построение изохронных поверхностей и структурных карт | |
| ГЛАВА 8. МЕТОДИКА КАРТИРОВАНИЯ СТРУКТУРЫ КАРБОНАТНЫХ РЕЗЕРВУАРОВ И ПРОДУКТИВНЫХ ПЛАСТОВ НА ЛОКАЛЬНЫХ ОБЪЕКТАХ. <i>Фортунова Н.К., Швец-Тэнэа-Гурий А.Г.</i> | |
| ГЛАВА 9. МЕТОДИКА ЭКСПРЕСС-ОЦЕНКИ ВОЗМОЖНЫХ ЗАПАСОВ В ВЫЯВЛЕННЫХ ЛОВУШКАХ НЕФТИ. <i>Фортунова Н.К., Ильин В.Д.</i> | |
| 14. Способ экспресс-оценки запасов залежей углеводородов | |
| 15. Экспресс-оценка прогнозируемых геологических запасов в верхнедевонско-турнейском карбонатном комплексе Чувашской республики | |
| Список принятых сокращений..... | |
| Список сокращений, употребляемых при описании разрезов естественных обнажений (см. рис. 14–21)..... | |
| Список основных библиографических источников | |

Указатель рисунков

1. Система генетической организации органогенных (бентогенных) карбонатных образований. *Фортунова Н.К.*
2. Формы зависимости структуры каркаса, состава заполнителя, пористости и скорости седиментации в литогенетических типах биогермных известняков. *Фортунова Н.К.*
3. Ряд № 2 – ряд устойчивости Л Г Т биогермных (каркасных) карбонатов. *Фортунова Н.К.*
4. Ряд № 2 А – ряд дифференциации материала заполнителя в Л Г Т биогермных отложений. *Фортунова Н.К.*
5. Последовательности Л Г Т известняков и генетических типов отложений рифовой группы и закрытого шельфа. Верхняя юра. Разрез Баглыдара. Юго-западные отроги Гиссарского хребта. Узбекистан. *Фортунова Н.К., Швец-Тэнэта-Гурий А.Г.*
6. Последовательности Л Г Т известняков и генетических типов отложений рифовой группы и открытого шельфа. Верхняя юра. Разрез Баглыдара. Юго-западные отроги Гиссарского хребта. Узбекистан. *Фортунова Н.К., Швец-Тэнэта-Гурий А.Г.*
7. Последовательности Л Г Т известняков и генетических типов отложений рифовой группы и склона бассейна. Верхняя юра. Разрез Баглыдара. Юго-западные отроги Гиссарского хребта. Узбекистан. *Фортунова Н.К., Швец-Тэнэта-Гурий А.Г.*
8. Идеализированная схема волновой зональности Карибских рифов. *Гейстер Д.*
9. Ряд устойчивости элементарных органогенных построек. *Фортунова Н.К.*
10. Пример полевой зарисовки биогерма, сделанной с помощью сети квадратов (р. 1х1 м). Верхняя юра. Юго-западные отроги Гиссарского хребта. Пос. Вандоб. Узбекистан. *Фортунова Н.К.*
11. Строение верхнеюрского биогермного массива. Юго-западные отроги Гиссарского хребта. Сай Чильгаз. Туркменистан. *Фортунова Н.К.*
12. Схема распределения ископаемых организмов на поверхности биогермного массива. Верхняя юра. Юго-западные отроги Гиссарского хребта. Сай Чильгаз. Туркменистан *Фортунова Н.К.*
13. Литолого-фациальный профиль Хильванчского биогермного массива. Верхняя юра. Юго-западные отроги Гиссарского хребта. Сай Хильванч. Туркменистан. *Фортунова Н.К.*
14. Строение верхнебатско-нижнекелловейских карбонатных отложений в области открытого шельфа (зона-индекс 1 г стандартной модели – см. рис. 48). Разрез Алчисай. Юго-западные отроги Гиссарского хребта. Узбекистан. *Михеев И.Г., Фортунова Н.К.*
15. Строение келловейских карбонатных отложений в области закрытого шельфа (зона-индекс 1 г стандартной модели – см. рис. 48). Разрез Алчисай. Юго-западные отроги Гиссарского хребта. Узбекистан. *Михеев И.Г., Фортунова Н.К.*
16. Строение келловейско-оксфордских карбонатных отложений в области закрытого шельфа (зона-индекс 1 г стандартной модели – см. рис. 48). Разрез Алчисай. Юго-западные отроги Гиссарского хребта. Узбекистан. *Михеев И.Г., Фортунова Н.К.*
17. Строение верхнебатско-нижнекелловейских карбонатных отложений в области развития береговых баров (зона-индекс 1 г стандартной модели – см. рис. 48). Разрез Коласай. Юго-западные отроги Гиссарского хребта. Узбекистан. *Михеев И.Г., Фортунова Н.К.*

18. Строение келловейских карбонатных отложений в области развития береговых баров (зона-индекс 1 г стандартной модели – см. рис. 48). Разрез Коласай. Юго-западные отроги Гиссарского хребта. Узбекистан. *Михеев И.Г., Фортунатова Н.К.*
19. Строение верхнекелловейско-оксфордских карбонатных отложений в области закрытого шельфа и приливно-отливных равнин (зона-индекс 1 г стандартной модели – см. рис. 48). Разрез Коласай. Юго-западные отроги Гиссарского хребта. Узбекистан. *Михеев И.Г., Фортунатова Н.К.*
20. Строение келловейских карбонатных отложений в области открытого шельфа (зона-индекс 1 г стандартной модели – см. рис. 48). Разрез Курек. Юго-западные отроги Гиссарского хребта. Узбекистан. *Михеев И.Г., Фортунатова Н.К.*
21. Строение верхнекелловейско-оксфордских карбонатных отложений в области закрытого шельфа (зона-индекс 1 г стандартной модели – см. рис. 48). Разрез Курек. Юго-западные отроги Гиссарского хребта. Узбекистан. *Михеев И.Г., Фортунатова Н.К.*
22. Соотношение изменения площади нормально соленых морских вод (I) с числом видов некоторых организмов (II) в девоне Русской платформы. *Тихомиров С.В.* ...
23. Седиментационная цикличность III порядка в нижнепермских отложениях севера Печорской плиты. Скважина Южно-Хыльчюуская-26. *Агафонова Г.В.*
24. Схема строения разнопорядковых седиментационных циклитов в нижнепермских карбонатных отложениях. Скважина Южно-Хыльчюуская-25. Колвинский мегавал. *Агафонова Г.В.*
25. Корреляция седиментационных циклитов в отложениях открытого шельфа. Площадь Южно-Хыльчюуская. *Агафонова Г.В.*
26. Седиментационная цикличность III порядка в нижнепермских отложениях севера Печорской плиты. Скважина Южно-Хыльчюуская-30. *Агафонова Г.В.*
27. Седиментационная цикличность III порядка в нижнепермских отложениях севера Печорской плиты. Скважина Южно-Хыльчюуская-23. *Агафонова Г.В.*
28. Соотношение генетических, фациальных и надпородных уровней организации отложений. *Фортунатова Н.К.*
29. Модель осадконакопления по зонам «X», «Y» и «Z». *Ирвинг Х. /142/*
30. Фациальная карта среднеоксфордских отложений Узбекистана (Уртабулак-Зекринский нефтегазоносный район. 8 горизонт). *Фортунатова Н.К.*
31. Фациальная карта среднеоксфордских отложений Узбекистана (Уртабулак-Зекринский нефтегазоносный район. 9 горизонт). *Фортунатова Н.К.*
32. Зависимость первичной пористости M_n (в % от площади шлифа) от показателя E гидродинамического режима осадконакопления. *Белозерова Г.Е. /7/*
33. Схема сопоставления кривой содержания НО (нерастворимого остатка) в естественном обнажении и диаграммы Г К в скважине. *Фортунатова Н.К., Фарбирович В.П.*
34. Пример корреляции карбонатных отложений естественного обнажения Дербент (юго-западные отроги Гиссарского хребта) с отложениями, вскрытыми скважиной № 1 на площади Восточный Караиль в Узбекистане. *Фарбирович В.П., Фортунатова Н.К.*
35. Изменение содержания НО (нерастворимого остатка) в разрезе карбонатных юрских отложений хребта Кугитанг. *Фортунатова Н.К.*
36. Модель рифа с геофизической характеристикой (Н Г К). *Фортунатова Н.К., Швец-Тэнэнта-Гурий А.Г.*
37. Зависимость размера плитчатости (в м) от содержания НО в Л Г Т рифовой группы отложений. *Швец-Тэнэнта-Гурий А.Г.*
38. Зависимость размера плитчатости (в м) от содержания НО в Л Г Т пород открытого шельфа. *Швец-Тэнэнта-Гурий А.Г.*

39. Зависимость размера плитчатости (в m) от содержания НО в ЛГТ пород закрытого шельфа. *Швец-Тэнэта-Гурий А.Г.*
40. Зависимость размера плитчатости (в m) от содержания НО в ЛГТ отложений прибрежной группы. *Швец-Тэнэта-Гурий А.Г.*
41. Зависимость размера плитчатости (в m) от содержания НО в ЛГТ отложений склона бассейна. *Швец-Тэнэта-Гурий А.Г.*
42. Зависимость интервального времени (ΔT) и пластовой скорости ($V_{пл}$) от открытой пористости ($K_{п}$) в стандартных ЛГТ (табл. 2). *Фортунова Н.К., Поляков Е.А.*
43. Зависимость интервального времени (ΔT) и пластовой скорости ($V_{пл}$) от открытой пористости ($K_{п}$) для стандартных ЛГТ (табл. 2) карбонатных пород, измененных вторичными процессами. *Фортунова Н.К., Поляков Е.А.*
44. Расчет введения поправок на вторичные изменения пород в значения открытой пористости ($K_{п}$), определяемые по графикам зависимости интервального времени (ΔT) и пластовой скорости ($V_{пл}$) от открытой пористости ($K_{п}$). *Фортунова Н.К., Швец-Тэнэта-Гурий А.Г.*
45. Зависимость интервального времени (ΔT) от открытой пористости ($K_{п}$) с учетом введения поправок на вторичные изменения в скважине В. Щельяюрская-1. *Швец-Тэнэта-Гурий А.Г.*
46. Диагностика генетических типов отложений по данным керна и ГИС в скважине Щельяюрская-1. *Агафонова Г.В., Бушуева М.В.*
47. Интерпретационный разрез верхнеюрских карбонатных отложений по скважине Восточно-Кумбетская-4 (зона-индекс 1 в). *Крючков В.Е.*
48. Стандартная седиментационно-емкостная модель бентогенной карбонатной формации. *Фортунова Н.К.*
49. График зависимости коэффициента глинистости ($K_{г}$) и седиментационного градиента мощности ($G_{с}$) в карбонатной и карбонатно-глинистой формации. *Фортунова Н.К., Швец-Тэнэта-Гурий А.Г.*
50. График изменения толщин карбонатных формаций. *Фортунова Н.К.*
51. Модель распределения зон-индексов бентогенной карбонатной формации в седиментационном бассейне. Амударьинский бассейн. Верхняя юра. *Фортунова Н.К., Швец-Тэнэта-Гурий А.Г.*
52. Седиментационно-емкостная модель отложений барьерной рифовой системы. *Фортунова Н.К.*
53. Соотношение разномасштабных стандартных сечений седиментационно-емкостной модели. *Фортунова Н.К.*
54. Модель распределения стандартных зон-индексов карбонатной формации в области развития барьерной рифовой системы. *Фортунова Н.К., Швец-Тэнэта-Гурий А.Г.*
55. Седиментационно-емкостная модель одиночного рифа. А – модель распространения стандартных зон-индексов в плане (модель 3 D). Б – седиментационно-емкостная модель в разрезе (модель 2 D). *Фортунова Н.К.* ..
56. Седиментационно-емкостная модель закрытого шельфа и приливно-отливной зоны. *Фортунова Н.К., Швец-Тэнэта-Гурий А.Г.*
57. Стандартная тонкослоистая модель природного резервуара в зоне развития приливно-отливных отложений. *Швец-Тэнэта-Гурий А.Г.*
58. Тонкопластовая модель рифово-барового комплекса. Зоны-индексы 1 г – 1 д (2 и 3 седиментационные циклиты III порядка стандартной модели). *Фортунова Н.К., Михеева А.И.*
59. Строение подводных конусов выноса, развитых в пределах склона палеобассейна: 1) – схема осадочной системы второго глобального уровня (по А.П. Лисицыну); 2) – отражение карбонатного конуса выноса в типовых разрезах карбонатной формации. *Фортунова Н.К.*
60. Модель распределения зон-индексов в области развития подводных конусов выноса. *Фортунова Н.К., Швец-Тэнэта-Гурий А.Г.*

61. Стандартная модель распределения пород-коллекторов в верхней продуктивной секции карбонатной подформации подводного конуса выноса (руслевая часть). *Фортунова Н.К., Швец-Тэнэта-Гурий А.Г.*
62. Образец геолого-геофизического интерпретационного разреза анализируемой скважины. *Фортунова Н.К.*
63. Формационные ряды палеозоя Урала северо-восточной окраины Восточно-Европейской платформы. *Фортунова Н.К., Швец-Тэнэта-Гурий А.Г.*
64. Седиментационно-емкостная модель формации. Месторождение Западно-Тепловское. Пример использования программы СЕМ для определения положения скважины. (Блок III). Распечатка с экрана. *Фортунова Н.К.*
65. Седиментационно-емкостная модель карбонатной формации, подводный конус выноса. Месторождение Западно-Тепловское. Пример использования программы СЕМ для определения положения скважины. (Блок III). Распечатка с экрана. *Фортунова Н.К.*
66. Типовая седиментационная модель строения девонско-нижнекаменно-угольного карбонатного комплекса северо-востока Токмовского свода. *Фортунова Н.К., Швец-Тэнэта-Гурий А.Г.*
67. Карта строения ассельско-сакмарских формаций Печорской плиты и прилегающих районов Пай-Хоя, Урала и Тимана. *Фортунова Н.К., Швец-Тэнэта-Гурий А.Г., Агафонова Г.В.*
68. Карта распространения верхнефранских формаций Печорской плиты и прилегающих районов Волго-Уральской антеклизы, Пай-Хоя, Урала и Тимана. *Фортунова Н.К., Швец-Тэнэта-Гурий А.Г., Баранова А.В.*
69. Типовая седиментационно-емкостная модель ассельско-сакмарской карбонатной формации севера Печорской синеклизы. *Агафонова Г.В., Швец-Тэнэта-Гурий А.Г.*
70. Типовая модель франско-фаменского карбонатного комплекса Колвинского мегавала. *Баранова А.В.*
71. Техника составления карт строения карбонатной формации: А – стандартная модель строения карбонатной формации; Б – карта с линейным расположением зон-индексов; В – карта со сложным расположением зон-индексов. *Фортунова Н.К., Швец-Тэнэта-Гурий А.Г.*
72. Техника составления карт строения карбонатной формации в случае нарушения ее залегания разрывными дислокациями: А – ненарушенное залегание карбонатной формации; Б – строение карбонатной формации нарушено пологими надвиговыми дислокациями; В – строение карбонатной формации нарушено пологими сдвиговыми дислокациями. *Фортунова Н.К., Швец-Тэнэта-Гурий А.Г.*
73. Пример составления карты строения карбонатной формации с использованием седиментационно-емкостных моделей и графиков изменения толщины формации: А – карта фактического материала; Б – карта строения формации. *Фортунова Н.К.*
74. Карта строения ассельско-сакмарской карбонатной формации Колвинского мегавала и Хорейверской впадины. *Агафонова Г.В., Швец-Тэнэта-Гурий А.Г.*
75. Карта строения верхнефранской карбонатной формации Хорейверской впадины. *Баранова А.В., Швец-Тэнэта-Гурий А.Г.*
76. Модель строения карбонатного природного резервуара. Разрез. Франский ярус. площадь Оленья. Хорейверская впадина. *Швец-Тэнэта-Гурий А.Г., Заузолков В.Ф.*
77. Технологическая схема седиментационно-сейсмического и седиментационно-емкостного моделирования карбонатных формаций. *Фортунова Н.К.*
78. Технология моделирования природных резервуаров с использованием методик ЧВЗ и СЕМ. *Фортунова Н.К., Швец-Тэнэта-Гурий А.Г., Гумаров Р.К.*
79. Отображение модели низкоскоростного клина в виде трасс кодированных гармоник в методике ЧВЗ. *Гумаров Р.К.*

80. Привязка геологических границ к сейсмическим горизонтам временного разреза М О Г Т. *Гумаров Р.К., Королев М.Л.*
81. Привязка геологических границ к цветовым ритмам разреза Ч В З. *Гумаров Р.К.* ..
82. Турмышская площадь. Карта изохрон по отражающему горизонту (С₃). *Гумаров Р.К.*
83. Турмышская площадь. Карта средних скоростей до кровли верхнекаменноугольных отложений (С₃). *Гумаров Р.К.*
84. Определение корректирующих статистических поправок. *Гумаров Р.К.*
85. Турмышская площадь. Схема корректирующих поправок на скоростную неоднородность пермских и четвертичных отложений. *Гумаров Р.К.*
86. Турмышская площадь. Карта изохрон по отражающему горизонту (С₃) с введенными корректирующими поправками. *Гумаров Р.К.*
87. Учет скоростной неоднородности разреза с применением программы Визуального Интерактивного Моделирования горизонтов. *Гумаров Р.К., Редикон В.А.*
88. Синтетическая скоростная модель формации. (Блок IV). *Погожев В.М.*
89. Глубинный разрез скоростей (I) и синтетический временной сейсмический разрез (II). (Блок IV). *Погожев В.М.*
90. Разрез девонско-каменноугольных отложений. Северо-восток Токмовского свода. Площадь Турмышская. *Фортулатова Н.К.*
91. Типовая седиментационно-емкостная модель карбонатного комплекса береговых рифов Ижма-Печорской впадины. *Швец-Тэнэта-Гурий А.Г.*
92. Типовая седиментационная модель строения девонско-турнейского карбонатного комплекса и ее отображение в разрезах Ч В З. *Фортулатова Н.К., Швец-Тэнэта-Гурий А.Г., Гумаров Р.К.*
93. Пример интерпретации сейсмического разреза на основе типовой модели (рис. 91). *Швец-Тэнэта-Гурий А.Г.*
94. Пример интерпретации сейсмического разреза, обработанного по методике Ч В З, на основе типовой модели (рис. 92). *Фортулатова Н.К., Швец-Тэнэта-Гурий А.Г.*
95. Количественная оценка макротрещиноватости по сейсмическому профилю. *Фортулатова Н.К., Митрофанов Д.В., Швец-Тэнэта-Гурий А.Г.*
96. Модель строения карбонатного природного резервуара. Карта. Франский и фаменский ярусы. Месторождение Харьяга. Колвинский мегавал. *Баранова А.В.* ..
97. Модель строения природного резервуара. Разрез. Франский, фаменский ярусы. Месторождение Харьяга. Колвинский мегавал. *Баранова А.В.*
98. Карта строения верхнедевонско-турнейского карбонатного комплекса северо-востока Токмовского свода. *Фортулатова Н.К., Швец-Тэнэта-Гурий А.Г., Гумаров Р.К., Васильев И.В.*
99. Карта распространения систем макротрещиноватости и разрывных дислокаций в верхнедевонско-нижнекаменноугольном карбонатном комплексе на северо-востоке Токмовского свода. *Фортулатова Н.К., Швец-Тэнэта-Гурий А.Г.*
100. Модель строения фаменско-турнейского карбонатного природного резервуара. Площадь Турмышская. Токмовский свод. *Фортулатова Н.К., Швец-Тэнэта-Гурий А.Г.*
101. Карта строения и распределения коэффициентов эффективных толщин пород-коллекторов ($K_{эф}$) верхней части доманиковых отложений. *Швец-Тэнэта-Гурий А.Г., Гумаров Р.К., Тарасов П.П.*
102. График зависимости приведенной плотности запасов от коэффициента эффективной мощности ($K_{эф}$). *Ильин В.Д.*
103. Определение возможной площади залежи по структурной карте – по кровле пласта-коллектора (продуктивного горизонта). *Ильин В.Д.*
104. Зависимость приведенной концентрации запасов ($\Pi_{пр}$) от коэффициента эффективной мощности ($K_{эф}$). *Ильин В.Д.*

Указатель таблиц

1. Условные обозначения (карбонатные отложения, формационные ряды, карты строения формаций). *Фортунова Н.К., Михеев И.Г.*
2. Стандартные литогенетические типы карбонатных пород и их характеристика. *Фортунова Н.К.*
3. Средние значения параметров литогенетических типов не измененных и слабо измененных карбонатных отложений. *Фортунова Н.К., Швец-Тэнэта-Гурий А.Г.*
4. Генетический ряд рифовых массивов юго-западных отрогов Гиссарского хребта. *Фортунова Н.К.*
5. Геохимическая характеристика генетических типов юрских карбонатных отложений Узбекистана. *Фортунова Н.К., Михеев И.Г., Фарбирович В.П.*
6. Седиментационная цикличность в бентогенных карбонатных формациях. *Фортунова Н.К.*
7. Соотношение седиментационных циклитов III порядка и аммонитовых зон в юрских отложениях. *Фортунова Н.К.*
8. Мощности элементов седиментационных циклитов в нижнепермских отложениях на площади Южно-Хыльчующей. *Фортунова Н.К.*
9. Соотношение значений седиментационных горизонтов и градиентов скорости погружения морского дна в различных палеогеоморфологических и тектонических зонах, определяющее седиментационную мощность карбонатных отложений. *Фортунова Н.К.*
10. Параметры разреза для определения места разреза скважины на стандартной модели. *Фортунова Н.К.*
11. Коэффициенты эффективных толщин генетических групп отложений. *Фортунова Н.К.*
12. Классификация ловушек и уровни карбонатных объектов. *Фортунова Н.К.*
13. Сравнение данных экспресс-оценки и утвержденных запасов. *Ильин В.Д.*
14. Подтверждаемость запасов У В в различных типах резервуаров, рассчитанных по графику зависимости приведенной плотности запасов от типа отложений и коэффициента эффективной толщины ($K_{эф}$). *Ильин В.Д.*
15. Расчет геологических запасов в различных ловушках в верхнедевонско-фаменском карбонатном комплексе на Турмышском блоке. *Швец-Тэнэта-Гурий А.Г.*
16. Расчет геологических запасов в верхнедевонско-турнейском карбонатном комплексе на юге Токмовского свода. *Швец-Тэнэта-Гурий А.Г.*

ПРЕДИСЛОВИЕ

Геологическое моделирование – самый последний актуальный запрос современной науки и практики, и одними из первых на него откликнулись геологи-нефтяники и литологи научно-исследовательской группы, руководимой профессором Н.К. Фортунатовой. Пионеры геологического моделирования, накопившие большой опыт практической работы на месторождениях и в нефтеносных бассейнах по прогнозированию, поискам и разведке, хорошо подготовленные литологически, эти ученые и практики первыми поняли необходимость построения моделей внутреннего строения нефтегазоносных комплексов для обобщения разнородной (геологической, литологической, геофизической и иной) информации, ее «свертывания» для использования – в качестве основных документов – при лицензировании и определении направлений поисково-разведочных работ. Они разработали новую, оригинальную методику седиментологического моделирования таких сложных и изменчивых природных объектов, какими являются карбонатные резервуары, все более привлекающие к себе внимание не только большими запасами флюидов, но и исключительной историко-геологической информативностью, так что для их «анатомирования» были мобилизованы, помимо литологических, геохимических и геологических, разные геофизические методы. Неотложные задачи практического и научного освоения карбонатных резервуаров и вызвали к жизни разработку методов моделирования, открывших новые возможности для геологической интерпретации данных сейсморазведки, ГИС, и приносящих наиболее существенные результаты в комплексе с новыми современными методами обработки геолого-геофизических материалов в системах 3D и 2D. Особенно ярко это проявляется при исследовании карбонатных толщ, изучение внутреннего строения которых без привлечения методов моделирования часто оказывается невозможным.

Прежние публикации авторов, как и данная книга, однако, показывают не только большие возможности и ясную перспективу методов моделирования в геологии, но и по крайней мере две группы ограничений, объективно осознаваемых творцами этой прогрессивной и неизбежной методики. Первая группа ограничений связана с тем, что почти все геометоды, включая и методы моделирования, отражают статическое состояние исследуемого объекта, хотя последний, особенно при поисках и разведке, а также при эксплуатации залежей углеводородов и воды, чаще всего является подвижной, нередко нестационарной системой. В таких системах происходит непрерывное изменение многих наблюдаемых параметров, в том числе пористости, проницаемости, плотности и структуры пород. Изучение и прогнозирование этих изменений невозможны без построения разномасштабных моделей структур объектов, в том числе, одного и того же объекта (тела, породы), претерпевшего различные стадии изменения, то есть, без «динамического» моделирования. Предлагаемая авторами методика направлена на решение и этих сложных задач, и основой ее стало выявление многоуровневой иерархии геообъектов.

Вторая группа ограничений – не только общегеологическая, но и общенаучная, точнее та, что связана с историческим характером наук, к которым по основному содержанию, методам, целям и задачам относится и геология. Цель геологии – реконструкция, восстановление индивидуального, неповторимого наземного или подводного ландшафта или другого навсегда исчезнувшего из области фактов участка Земли (или структуры) и такого же индивидуального этапа его жизни (ведь размещение полезного ископаемого происходило не только по типовым, но и по индивидуальным законам и при индивидуальных комбинациях процессов). Методы же решения этих задач – по необходимости « типовые », « модельные », нацеленные на общее, стандартное. Это объективное противоречие между целью исторических наук и основными методами решается сложным и длительным, идущим путем постепенного приближения к тому, что было (как и к тому, что скрыто на глубине и недоступно для непосредственного изучения), сбором фактов, построением на их основе моделей, новыми наблюдениями на основе первых моделей и исправлением последних на основе новых фактов, и снова к сбору фактов, применению новых методов, все более изощренных (это и делали авторы при сборе материалов для данного исследования) – и так до тех пор, пока есть средства, время и потребность для решения научных и практических задач этого бесконечного приближения модели к оригиналу, существовавшему когда-то или существующему, но недоступному. Авторы понимают отмеченное противоречие и разрабатывают не только комплексную, адекватную методику, но и методологические принципы исследовательских работ, лежащих на стыке науки и практики, имеющих значение для экономики.

Книга состоит из девяти глав, в которых авторы раскрывают все стадии технологии построения моделей: от теоретического обоснования (Введение, глава 1, а также вводные части к главам 2, 3, 4 и 7) до построения объёмных моделей локальных и региональных карбонатных комплексов и экспресс-оценок возможных запасов в ловушках нефти. Уже во «Введении» убедительно обоснован выбор «тотального» моделирования для всех стадий изучения, начиная с появления у геолога самых первых, крайне неполных данных и фактов – и кончая стадией разведки, оценки и эксплуатации. Авторский подход несомненно самый эффективный, плодотворный и открытый для развития и «наращивания» как новыми методами, так и фактами. Этот подход раскрывается в конкретных аспектах и этапах исследования и практически везде обнаруживает свою продуктивность.

Глава 1 «Теоретические основы моделирования карбонатных и карбонатосодержащих осадочных тел» состоит из краткого необходимого введения в особенности карбонатной седиментации и более обширного раздела, посвященного системе генетической организации структуры карбонатных тел, которая кладется в основу седиментационно-ёмкостного моделирования (СЕМ). Она концентрированно дана в оригинальной научно значимой схеме на рисунке 1. Следует отметить то, что авторы термин «генетический» понимают широко, включая в него не только строгое, узкое понятие способа образования, но и разнообразные условия, обычно выражаемые «обстановками» или «фациями», понимаемыми «генетически», как географические ландшафты. Поэтому средние и крупные генетические типы отложений (ГТО) теряют свою генетическую однородность и «разрешающую способность» в генетическом анализе и переходят в разряд «парагенетических типов» (ПГТ), понятием о которых авторы пользуются лишь в неявном виде, хотя оно выручило бы их из некоторой непоследовательности и алогичности.

Элементы эклектичности просматриваются и в применении базисного литологического понятия «литотип» (ЛТ), который в книге чаще выступает под архаичным и двусмысленным именем «литогенетический тип» (ЛГТ), изобретённым в наивную стадию генетического анализа и позволявшим тогда объединение в одном термине и объективного, литологического содержания (ЛТ слоя) и его генетического истолкования (генотип), которое чаще всего оказывалось предположительным и вероятностным в самой разной мере. Тогда «навешивание генетических ярлыков» на ЛТ не считалось большим грехом, но с тех пор наука ушла далеко вперёд. Один из главных итогов ее прогресса – осознание обязательности разделения понятий и классификаций на объективные, морфологические (структурные, минеральные и т.п.), являющиеся инструментом познания и потому наиболее ценные для науки и практики, и истолковательные, генетические, вероятностные, но не «обязательные» (в смысле соответствия истине и природе).

Таблицы 1 (условные обозначения) и 2 (стандартные ЛГТ) системно представляют основной инструментарий методики и демонстрируют пока нигде в мире не достигнутую детальность и глубину научного анализа. Человек «вручную» не может ими пользоваться (вероятно ни у кого, и даже у авторов, не хватит силы их запомнить), но авторов «выручает» современная компьютерная техника, не только оправдывающая такую «сверхмерную» детальность, но и требующая ее. Авторы, таким образом, и здесь оказались на высоте самых современных требований.

Ценные примеры расчленения рифовых образований показаны на рисунках 5–7 и обобщены в таблице 4 (верхняя юра, Узбекистан) – их следует рассматривать как эталоны. Раздел заканчивается геоисторическим экскурсом по рифовым комплексам мира.

Таким образом, подробное обоснование методики седиментологического моделирования, данное в первом разделе, позволяет понять и принять, почему авторы выбрали направление "стандартного моделирования", и как формируется структура карбонатных тел различных уровней организации. Даны система генетической, точнее структурно-генетической, организации разноуровневых объектов, классификации структур карбонатных пород, разработаны формулы структур, отражающие соотношение процессов их формирования во времени, в таблицах и графиках показаны формы зависимостей седиментационных структур, петрофизических свойств пород и скоростей осадконакопления.

Глава 2 «Методика литологических исследований карбонатных объектов» и по объему, и по значению, и содержанию является основной. В ней сформулированы задачи и освещены методы литологических исследований карбонатных комплексов в поле, в керне скважин, в шлифах, формы привлечения данных геохимического изучения и обстоятельно освещен примененный генетический анализ по разделам: классификации, методы, генетические типы. Основное внимание сконцентрировано на рифовых телах – наиболее трудных для моделирования из-за мелкой нерегулярности, резких границ и общей «незакономерности»

строения. Предложен метод кодирования результатов макро- и микроописания и изображения в колонках и разрезах. Продемонстрировано исключительно детальное палеонтологическое изучение карбонатолитов. Все это приведено к методике получения формул структур, облегчающих распознавание ЛТГ и выделения седиментационных циклитов (рисунки 14–21). Фиксация общих, типовых, и индивидуальных черт пород интегрируется стандартизацией литологического, палеонтологического и геохимического изучения. Ценно указание на типичные ошибки при изучении формы ископаемых органогенных построек. Довольно обстоятельно освещена экспертная система диагностики ЛТГ с помощью компьютерной техники – «Stepclass-reef» на основе системы «Stepclass», разработанной в институте системных исследований РАН. В заключение представлен генетический анализ в авторском понимании и кратко описаны ПГТ или ландшафтные фации.

Одно из больших достоинств книги – большое внимание к стратиграфии (глава 3), как к биостратиграфии, так и в особенности к различным видам литостратиграфии и региональной стратиграфии, что свидетельствует о понимании значения самой фундаментальной геологической науки и той роли, которую она играет в проблемах седиментологического моделирования. Авторы и в этом чисто геологическом разделе верны себе и принятому ими детальному квантированию природных тел, когда стратиграфические проблемы и методы переходят в литологические. Но здесь они следуют лучшим образцам американской и западно-европейской геологии, когда расчленение и прослеживание (корреляция на площади) доводится до элементарного пласта, и это относится к стратиграфии. Правильно и продуктивно доведение расчленения до выделения не только элементарных тел, но и циклитов разных рангов, от микро- до мегациклитов, а также использование их для корреляции разрезов и для генетического анализа – в качестве парагенотипов (хотя этот ёмкий термин отсутствует в книге). О глубоком понимании стратиграфии, особенно детальной и разноранговой, говорит внимание авторов к перерывам, к их подразделению по длительности и площади проявления. Они приходят к обоснованному выводу, что часто на платформах длительность перерывов (размывов или ненакопления) превосходит время седиментации. Заканчивается раздел также правильно, геологично, как это делал А. Грессли, – фациальным анализом, родившимся на базе стратиграфии. Авторы допускают лишь небольшую погрешность: палеогеографические карты (рисунки 30 и 31) называются фациальными. Последние – это факты, а палеогеографические карты – их интерпретация. Но и они впервые были составлены для решения стратиграфических задач, по принципу обратной связи.

В 4-ой главе впервые обоснована и продемонстрирована методика интерпретации структур и ёмкостных свойств карбонатных пород по данным ГИС, в первую очередь радиоактивного каротажа. Установленная авторами зависимость структур от скорости седиментации и содержания нерастворимого остатка использована ими для целей диагностики (в частности, по толщине плиток) по каротажным кривым стандартных структур карбонатолитов. Впервые составлены диагностические таблицы и графики зависимостей интервального времени (ΔT) и открытой пористости (K_p), коэффициента плитчатости ($K_{пл}$) и нерастворимого остатка (НО), на которых видно, что каждый выделенный авторами ГТО имеет свою форму зависимостей

В 5-ой главе даны стандартные седиментационно-ёмкостные модели (СЕМ) – эталонные (типовые) схемы распределения структурных и физических параметров осадочных тел восьми иерархических уровней – от пласта до формации. Модели представлены в графическом двухмерном варианте (в виде карт-срезов строения комплексов) и в виде программ. Все это ново и ценно как для региональной геологии и нефтегазовой поисково-разведочной практики, так и для теоретической геологии. Из примеров отчетливо видно, что под термином формация авторы понимают литоформацию, не являющуюся полноценной геоформацией. Это сниженное, американское понимание формации допустимо, но требует оговорки. Представляется сниженным и понимание генотипа, а показ на карте верхней юры Узбекистана (рисунок 51) отложений приливно-отливной зоны мало обоснованным.

В 6-ой главе подробно описана технология трёхмерного моделирования внутренней структуры карбонатных резервуаров, представленная пятью последовательными блоками – этапами со своими задачами, процедурой и результатами: начинается с описания пород в керне и по шлифам и заканчивается интерпретацией сейсмических профилей. Ценность разработанной авторами технологии заключается в возможности не только интеграции данных всех методов исследования на единой методологической основе, но и контроля за результатами предшествующей операции при проведении последующей. Такая проверка в стиле челночных операций (от фактов низшего уровня к моделям более высокого ранга и обратно) обеспечивает большую объективность и предсказуемость интерпретаций. На этом

пути авторы создают не только локальные, но и региональные модели в виде профилей и формационных карт, например, для Печорской плиты и смежных структур (рисунки 67 и 68), или для верхнефранской карбонатной формации Хорейверской впадины (рисунок 74).

В весьма интересной 7-ой главе рассмотрены специальные методики по созданию физико-геологических моделей, в частности и в особенности – методика частотно-временных зависимостей (ЧВЗ). Они повышают разрешающую способность методов ОГТ и этим позволяют «привязывать» модель резервуара к волновой картине на профилях ОГТ.

В главе 8 раскрыта методика картирования структуры и ёмкостных параметров природных резервуаров и продуктивных пластов на локальных объектах по данным бурения и сейсморазведки по технологии СЕМ и по методике ЧВЗ. На рисунке 90 приведен хороший пример построения разреза верхнедевонско-среднекаменноугольных отложений поискового объекта на Токмовском своде. На нем даны графически закодированные ЛГТ, размывы, а в специальных колонках – ГТО и покрышки, породы-коллекторы. На рисунке 91 – детальная СЕМ карбонатного комплекса береговых рифов Ижма-Печорской впадины. Рисунки 92–94 – поучительные примеры интерпретации строения разрезов по методике ЧВЗ с подробными объяснениями в тексте и легенде. На других профилях и картах (рисунки 95–101) – количественные оценки трещиноватости, примеры воссоздания строения природных резервуаров обширных осадочных комплексов и др.

В последней, 9-ой главе на обычном для книги высоком научном уровне дана методика экспресс-оценки возможных запасов в выявленных ловушках нефти – что является логическим завершением комплексной и полной методики изучения карбонатных комплексов и природных резервуаров и более мелких объектов.

Книга «Седиментологическое моделирование карбонатных осадочных комплексов» – оригинальное исследование по комплексной методике изучения карбонатных формаций, предназначенной для поисков, разведки, прогнозирования, оценки запасов и проектирования эксплуатационных работ по добыче нефти и газа. Работа уникальна по методике, обилию добротного исходного материала, насыщена современными методическими и другими теоретическими разработками, вооружающими практическую геологию и вносящими большой вклад в литологическую науку. Она является одновременно и ценным учебным пособием для студентов, и необходимым руководством для геологов-практиков.

В.Т. Фролов
доктор геолого-минералогических наук, профессор МГУ

ВВЕДЕНИЕ

За последние годы накопилось много информации о строении карбонатных отложений. Этому способствуют продолжающиеся работы по разведке и эксплуатации залежей нефти и газа в “старых” добывающих районах, освоение новых глубокозалегающих горизонтов, поиск и разведка различных типов неантиклинальных ловушек, возобновление работ в “малоперспективных” землях, использование новых, более эффективных методов и технологий обработки и интерпретации данных сейморазведки. К числу факторов, благоприятствующих накоплению и обобщению геолого-геофизической информации, относится появление многочисленных систем компьютерных баз знаний.

Задачи определения новых направлений поисково-разведочных работ, лицензионная деятельность и связанная с ней предварительная оценка масштаба открытия или повышения точности подсчета запасов на месторождениях, разработка и внедрение сложных технологий обработки и интерпретации геолого-геофизических материалов привело к широкому использованию методов моделирования на всех стадиях геологоразведочных работ. Уже на ранних стадиях проведения геофизических исследований и поискового бурения требуется модель осадочного комплекса для выбора методики полевых сейсмических работ, установления целевых горизонтов, определения интервалов отбора керна и испытания первых поисковых скважин.

При разведке, подсчете запасов и эксплуатации месторождений нельзя обойтись без модели распределения параметров резервуара – этой физической, графической или математической объемной конструкции, устанавливающей зависимости между анализируемыми параметрами изучаемого объекта /4/.

На сегодняшний день существует два подхода и три направления в моделировании природных резервуаров У В. Подход к решению задачи моделирования определяется наличием или отсутствием информации о строении анализируемого объекта на уровне общих законов, закономерностей или зависимостей, характеризующих параметры объекта в математической или графической форме. Первый подход – это решение прямой задачи моделирования (от неизвестного строения объекта к известной модели), второй – решение обратной задачи (от установленных зависимостей или известной стандартной модели к неизвестному анализируемому объекту).

И в первом, и во втором случае возможны три направления.

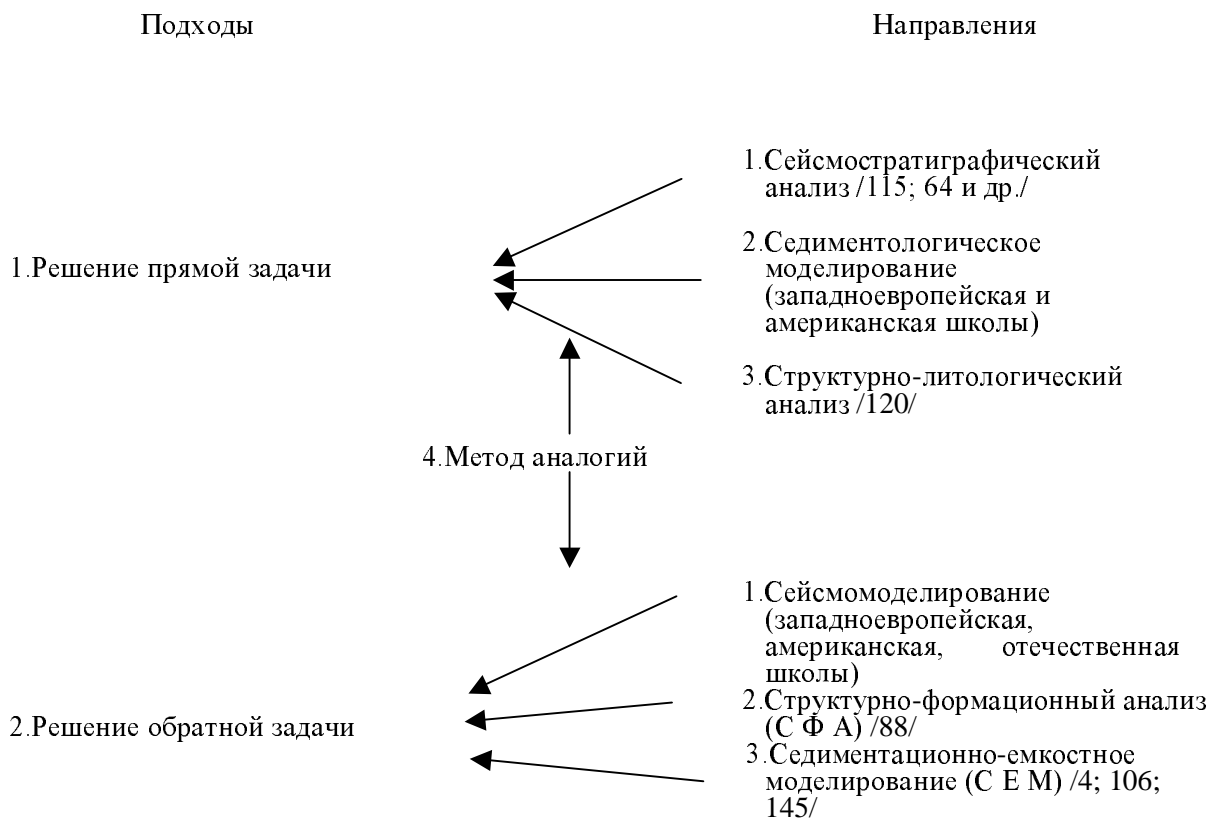
1. Первое использует ретроспективный метод. В качестве априорной предлагается модель современного осадочного тела. Моделирование проводится по следующей схеме. В результате изучения керна, обработки и интерпретации материалов ГИС и сейморазведки выбирается одна или несколько моделей современных объектов (рифов, баров и т.д.) и затем путем многократных операций сравнения параметров анализируемого объекта с априорной моделью или моделями вырабатывается окончательный вариант строения природного резервуара. Ретроспективный метод не всегда может быть использован при моделировании природных резервуаров, так как априорная седиментационная модель современного объекта всегда отличается от ископаемого аналога, который в течение геологического времени прошел различные стадии формирования и изменения внутренней структуры. Кроме того, некоторые осадочные тела не имеют современных аналогов, так как в современных осадочных телах часто еще не сформировалась окончательно их внутренняя структура. Использование ретроспективного метода требует высокой степени изученности анализируемого объекта бурением, поэтому моделирование ретроспективным методом чаще всего проводится на стадии разведки месторождения.

2. Второе направление использует метод аналогий. В этом случае в качестве априорной выбирается модель-аналог из числа хорошо изученных объектов. Обычно это уже разведанные месторождения. Работы методом аналогий требуют выполнения следующих условий: а) расстояние между моделируемым объектом и объектом-аналогом должно быть меньше расстояний, на которых происходит изменение свойств продуктивного пласта или комплекса; б) для получения адекватной модели анализируемый объект должен быть изучен бурением с той же детальностью, что и аналоговый. Поэтому наиболее точные модели резервуаров, те, что отражают изменение их параметров, могут быть созданы уже на поздних стадиях разведки и при подсчете запасов.

3. Третье, новое направление, разрабатываемое авторами /4; 78/ использует формулы или стандартные седиментационно-емкостные модели (С Е М), описывающие в количественном выражении законы формирования внутренней структуры осадочных тел различных иерархических уровней: пород – пластов – пачек – формаций, а также зависимости петрофизических свойств, формы и скорости образования объектов от их внутренней структуры. Это направление используется при решении обратных задач и дает хорошие результаты – особенно на поисковых стадиях, до того, как на подготовленных сейморазведкой участках начато поисковое бурение. Весьма эффективно использование С Е М при разработке моделей строения осадочных комплексов в пределах крупных областей, регионов и осадочно-породных бассейнов, на стадиях разведки, доразведки, подсчета запасов и при эксплуатации месторождений У В в сложнопостроенных карбонатных резервуарах. Еще одно преимущество

этого направления – постоянный контроль получаемой информации на различных стадиях обработки и интерпретации материалов: 1) при определении параметров пород петрографическими геохимическими и петрофизическими методами; 2) при изучении пластов литологическими, стратиграфическими, промыслово-геофизическими методами; 3) при исследовании природных резервуаров и продуктивных комплексов сейсмическими методами.

Существующие направления и подходы можно изобразить в виде следующей схемы:



Различные варианты подходов и направлений используются при интерпретации результатов сейсморазведки по системам 2 D и 3 D. Во всех случаях моделирование опирается на результаты бурения скважин на исследуемых объектах или на сопредельных территориях и требует проведения литолого-генетических, стратиграфических, геохимических и петрофизических исследований керн скважин. Использование технологии С Е М, особенно при выявлении внутренней структуры карбонатных нефтегазоносных комплексов, существенно повышает точность структурных построений, помогает при глубинном картировании сложных систем малоамплитудных разрывных дислокаций и макротрещин, во много раз повышает точность прогноза фильтрационно-емкостных свойств пластов.

Разработка куба разномасштабных моделей позволяет эффективно интегрировать информацию, получаемую разными методами: геохимическими, петрографическими, петрофизическими и геофизическими, а также обеспечивает возможность свободного перехода от параметров нефтегазоносных комплексов к параметрам пласта и породы. Использование С Е М при интерпретации результатов сейсморазведки, полученных в системе 3 D, понижает стоимость работ путем упрощения процедур увязки параметров разреза скважины и сейсмических атрибутов, повышает эффективность использования 3 D на стадиях поисков месторождений нефти и газа.

Существенна роль седиментологического моделирования при проведении стратиграфических исследований в естественных обнажениях осадочных комплексов для геологической съемки. Технология позволяет восполнять информацию в тех случаях, когда выходы отложений на дневную поверхность, характеризуют только отдельные интервалы разреза, а также когда скважина вскрывает только верхнюю часть осадочного комплекса.

При проведении палеотектонических исследований использование седиментологического моделирования помогает устанавливать палеоглубины осадочных бассейнов, определять вертикальные и латеральные границы формационных тел, рассчитывать градиенты скорости погружения, производить палинспастические реконструкции.

В последние годы в отечественной практике поисково-разведочных работ на нефть и газ уделяется очень мало внимания литологическому изучению пород. Особенно это ощущается в «старых» добывающих районах, характеристика осадочных продуктивных комплексов которых опубликована в многочисленных статьях и монографиях, имеется в

научно-исследовательских, производственных отчетах и диссертациях. Даже при проведении работ по оценке запасов все большее внимание уделяется геофизическим исследованиям. Для интерпретации геофизических материалов используются описания пород, сделанные ранее в других скважинах, при датировке возраста отложений применяются методы и приемы корреляции пластов с известными аналогами, все чаще используются статистические зависимости, полученные на других объектах. Это привело к тому, что потребности в изучении пород продуктивных комплексов резко снизились, а следовательно, меньше уделяется внимания литологии и стратиграфии в научно-исследовательских и учебных институтах, что приводит, в свою очередь, к нехватке квалифицированных специалистов – литологов и стратиграфов в производственных организациях. Между тем, построение моделей внутреннего строения природных резервуаров или продуктивных пластов требует обязательного использования современных литологических знаний, заключающихся не только в умении правильно описать породу в керне, образцах, шлифах, но и в способности оценить масштабы неоднородности пластов в разрезе и на площади. Специалист-литолог должен знать правила корреляции пластов в соответствии с закономерностями седиментации и стратиграфическими последовательностями слоев, уметь определить формы зависимости петрофизических свойств и структуры пород, выявить влияние постседиментационных преобразований, охарактеризовать минеральный состав, первичные и вторичные структуры, определить новообразованные минералы, направления и размеры трещиноватости, роль процессов выщелачивания и карстообразования и т.д. Сегодня литолог должен свободно владеть существующими методиками интерпретации данных геофизических исследований скважин и материалов сейсморазведки, а также современной аналитической базой изучения осадочных пород. Только такой специалист может интегрировать различные методы геолого-геофизического изучения резервуара, не опасаясь чрезмерно увлечься одним из них. При этом обязательно надо иметь в виду, что каждый метод имеет свою разрешающую способность, а поэтому направлен на изучение объекта определенного ранга (минерал, порода, пласт или пачка, осадочный комплекс).

В различных западноевропейских добывающих нефтяных компаниях используются технологии комплексного изучения месторождения. В этом комплексе значительный объем занимают литологические и седиментологические исследования. Большое внимание уделяется моделированию микро- и макротрещиноватости. Широко практикуются параллельные работы со скважинами и на естественных обнажениях, где есть возможность визуально наблюдать изменчивость пласта, плотность, конфигурацию и размеры трещиноватости. Опыт проведения работ еще в СССР и сейчас в России показал большую эффективность совместного исследования материалов скважин и естественных обнажений. Такие работы дали положительные результаты при изучении карбонатных нефтегазоносных комплексов в Тимано-Печорском, Волго-Уральском и Амударьинском нефтегазоносных бассейнах.

Основы теоретической литологии заложены фундаментальными работами: /129; 107; 162; 132; 124; 114; 13; 128; 113; 142; 99; 71, 67; 116; 117; 69; 68/.

За последние 15 лет появился ряд публикаций – учебников и монографий отечественных ученых, в которых обобщен опыт литологических исследований, рассматриваются вопросы систематики, происхождения и методов изучения осадочных пород и осадочных комплексов. К ним относятся работы В.Т. Фролова /153; 155 и др./, С.В. Тихомирова /139; 140; 138/, А.А. Байкова и В.И. Седлецкого /8/, В.Н. Шванова, В.Т. Фролова и др. /119/, О.А. Япаскурта /166/*¹, К.И. Багринцевой /7/*, Н.К. Фортунатовой /2; 46; 144; 146; 149/*/. Примечательные особенности работ последних лет – тенденция к стандартизации подходов и методов изучения пород, переход от качественных описательных методик к количественному анализу, к изучению процессов седиментации и литогенеза, к разработке технологий изучения осадочных комплексов.

В стратиграфических работах за последние годы наблюдается слияние литологических и стратиграфических подходов, появляется новое направление – событийная стратиграфия, большая роль при решении стратиграфических задач отводится изучению этапности осадконакопления, седиментационной цикличности, палеоэкологическим, биофациальным и фациальным исследованиям.

В области геофизических исследований происходит постоянное совершенствование технологических комплексов, ориентированное на получение качественной первичной информации и ее обработки, постоянно развиваются комплексы интерпретации, увеличиваются объемы, возрастает технологический уровень и расширяются задачи сейсморазведочных работ.

Все эти изменения служат предпосылкой широкого использования методов седиментологического объемного моделирования карбонатных нефтегазоносных отложений на всех стадиях геологоразведочного процесса.

Методика и технология седиментологического моделирования разрабатывалась и оформлялась в систему Н.К. Фортунатовой и А.Г. Швец-Тэнэнта-Гурием в течение многих лет, начиная с 1968 г., когда В.Д. Ильиным (ВНИГНИ) и Д.Г. Ибрагимовым (Объединение «Узбекнефтегазгеология») были организованы работы по поиску залежей УВ в

¹ Здесь и далее значком "*" помечены работы, посвященные закономерностям строения и происхождения карбонатных отложений.

нефтегазоносных рифовых комплексах Средней Азии. Авторам чрезвычайно повезло с базовым объектом исследования – верхнеюрскими отложениями Амударьинского бассейна. Организация работы предусматривала проведение синхронных исследований глубокопогруженных карбонатных комплексов и естественных выходов их на дневную поверхность (юго-западные отроги Гиссарского хребта). Карбонатные отложения в этом регионе не имеют себе равных по представительности генетических типов, непрерывности обнажений и полноте разрезов.

В становлении направления выделялись несколько этапов:

1. Развитие методологии генетического анализа карбонатных отложений И.Г. Михеевым, Н.К. Фортунатовой, В.П. Фарбировичем, А.Г. Швец-Тэнэнта-Гурием, В.Д. Ильиным (1968–1981 гг.).

2. Разработка теоретических основ и технологии моделирования карбонатных комплексов Н.К. Фортунатовой, А.Г. Швец-Тэнэнта-Гурием (1981–1999).

3. Апробация и развитие технологии при изучении палеозойских комплексов России Н.К. Фортунатовой, А.Г. Швец-Тэнэнта-Гурием, Р.К. Гумаровым, Г.В. Агафоновой, А.В. Барановой (1987–2000).

Большое значение в формировании методики генетического анализа карбонатных отложений имеют работы И.Г. Михеева, которым, совместно с авторами, произведены полевые описания типовых разрезов, сформулирован метод кодирования структурных компонентов пород, составлен первый литолого-фациальный профиль верхнеюрских отложений юго-западных отрогов Гиссара, выделены основные генетические группы отложений.

Проведение параллельных работ на территории Амударьинского бассейна и в горном обрамлении позволили собрать огромный материал, послуживший основой для разработки теории и методологии моделирования. Результаты теоретических исследований, проводившихся в период с 1968 по 1985 гг., постоянно проверялись бурением глубоких скважин. Дальнейшие работы в этом направлении были связаны с изучением разнообразных карбонатных комплексов России и сопредельных стран.

Авторы выражают благодарность директору ВНИГНИ К.А. Клещеву, постоянная поддержка которого помогала развитию исследований. Коллегам Д.В. Митрофанову, М.Л. Королеву, Г.С. Королевой, Н.В. Кругловой, В.Н. Румакину, Л.Б. Миронову, Кузнецовой М.В., оказавшим помощь в подготовке рисунков и текста.

Авторы также признательны В.Г. Кузнецову, И.Е. Постниковой, В.В. Меннеру, которые в течение многих лет помогали советами и ценными замечаниями, И.А. Мушину, Е.А. Полякову, В.Б. Левянту, Б.М. Гейману, А.Б. Кривицкому, В.С. Славкину, Е.А. Копилевичу, с которыми авторы проводили совместные исследования.

Разработка и апробация технологии не могли бы состояться без работы геологов и геофизиков производственных организаций Узбекистана, Туркменистана, Республик Коми, Чувашии и Архангельской области, которым авторы очень признательны.

ГЛАВА 1. ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ КАРБОНАТНЫХ И КАРБОНАТОСОДЕРЖАЩИХ ОСАДОЧНЫХ ТЕЛ

1. Особенности карбонатной седиментации

Главной особенностью карбонатного накопления является преобладание биогенного механизма извлечения $CaCO_3$ из морской воды. Значительно меньшее значение имеет хемогенный и биохемогенные способы. Так как основным объектом рассмотрения в данной книге являются бентогенные карбонатные формации, далее речь пойдет только о шельфовом и склоновом (верхняя и нижняя части континентального склона) карбонатонакопления, обусловленном, в основном, деятельностью бентосных организмов, обладающих карбонатной функцией. Те же организмы осаждают $CaCO_3$ на шельфах океанических островов и на океанических подводных поднятиях. Организмы могут накапливать элементы из растворов, недонасыщенных в сотни и тысячи раз. Образование биогенного карбонатного материала, в отличие от терригенного, обеспечивается солями, растворенными в речной воде, поступающей с суши. Взвешенные формы вещества, основа терригенной седиментации, – на 70 % задерживаются в устьях рек и на 20 % на шельфах и у основания континентального склона. Растворенные формы, основа биогенного карбонатонакопления, достигают шельфа и склона без заметных изменений. Содержание кальция в морской воде регулируется привнесом растворенных солей речным стоком, содержанием CO_2 в атмосфере и в океане, температурой воды и жизнедеятельностью организмов, выделяющих $CaCO_3$ в твердую фазу. Главную роль в процессе регуляции играют сложные биологические системы организмов, включающие фотосинтезирующие зеленые растения, которые способствуют поддержанию сохраняющие карбонатно-бикарбонатного равновесия в системе атмосфера – океаническая вода – донный осадок. Рифовые биоценозы – ярчайший пример таких систем, состоящих из комплексов взаимосвязанных организмов, деятельность которых направлена на извлечение карбонатов из морской воды и максимальную их концентрацию. По определению Б.В. Преображенского /103/, рифовой может быть названа экологическая система, возникшая за счет комплекса фотосинтезирующих организмов, способных к быстрому росту, размножению и выделению больших масс органической извести. В то же время рифовые биоценозы сами являются активным поставщиком карбонатного материала, в виде обломков и взвеси накапливающегося на шельфе и в верхней части континентального склона, а также поступающего в виде взвеси и раствора во внутренние части морей и океанов. Таким образом, рифы представляют собой как бы промежуточную ступень в переносе карбонатов с континента во внутренние части океанов. Английский исследователь Р.Ч. Селли образно сравнивает рифы с “машинами по производству карбонатного осадка” /117/.

Важное место в продуцировании современных мелководных карбонатов занимают также известковые водоросли, мшанки, моллюски и другие организмы, населяющие дно шельфов. Карбонатные отложения, связанные с целыми раковинами моллюсков, а также их детритом, встречаются на современных шельфах в значительном диапазоне широт. Однако низкие скорости концентрации $CaCO_3$ этими организмами являются причиной подавления карбонатонакопления во времени и образования формаций смешанного состава: карбонатно-терригенных и карбонатно-хемогенных. Сегодня ведущую роль биогенного фактора в концентрации карбонатов признается многими исследователями. Доказано, что большинство современных мелководных карбонатных илов – результат дезинтеграции известковых водорослей, кораллов, моллюсков и других организмов /210; 168; 142; 96 и др./.

Хемогенный способ извлечения карбоната кальция из морской воды имеет место только в теплых водах, насыщенных и перенасыщенных $CaCO_3$. И даже в этих случаях при осаждении карбоната определенную роль играют микроорганизмы. Примером типичных биохемогенных карбонатов являются оолитовые известняки.

Карбонатные осадки, образовавшиеся за счет механического разрушения более древних карбонатных пород, имеют очень ограниченное распространение в прибрежных зонах. Они образуют береговые косы, подводные валы, связанные с вдольбереговым потоком наносов, приливные дельты и бары в приливно-отливных ложбинах, золианитовые дюны и бары сцементированного карбонатного песка в прибрежных зонах.

До сих пор остается дискуссионным вопрос о существовании седиментационных доломитов, так как образования доломитовых осадков в настоящее время практически не происходит. Одним из важнейших динамических процессов в море является концентрация магния, выносимого речным стоком, в тканях и скелетных частях морских беспозвоночных. По данным Е.В. Краснова и др. /58/, различия в содержании магния в скелетных частях организмов наследственно обусловлены и отражают определенные, достигнутые в процессе эволюции уровни минерального обмена. Относительно этих уровней наблюдаются периодические колебания темпов кальцификации, обусловленные, в свою очередь, различными колебаниями факторов среды: солёности, температуры и т.д. Так, изучение скелетов современных кораллов Тихого океана показало, что у одних подотрядов количество магния в скелете варьирует весьма

значительно – от 0,07 % до 0,34 %, у других же интервалы колебаний магнизиальности весьма узкие – 0,19–0,21 %.

Таким образом, минеральный состав карбонатных осадков определяется минеральным составом скелетов организмов. Одни организмы выделяют только кальцит, другие арагонит, третьи – смесь этих двух минералов.

Другая особенность карбонатакопления, также являющаяся следствием преобладания биогенного механизма концентрации карбонатов: реализация солей кальция, растворенных в речной воде, происходит в виде минеральных образований не в местах их поступления в морской бассейн, а на участках с благоприятными для жизни организмов условиями. Такими условиями служат: прозрачная теплая вода, гидродинамическая активность, достаточная освещенность. Они характерны для экваториальных поясов и областей действия теплых океанических течений, в том числе таких основных областей современного шельфового и эпиконтинентального карбонатакопления, как: Багамские банки, Флоридский залив, Юкатанский шельф, шельф Белиза, залив Батабано (остров Куба), провинция Большого Барьерного рифа (Квинслендский шельф), шельф Сахул (север Австралии), Персидский залив и залив Шарк на западе Австралии, залив Акаба на северо-востоке Красного моря. Для карбонатакопления необходима температура воды, равная, в среднем, +18°C. В более холодных водах обитает большое количество беспозвоночных, образующих ракушечники и детритовые скопления, которые не формируют значительных карбонатных масс. Большинство же мелководных карбонатных осадков (рифовые, оолитовые, комковатые и пелитоморфные) формируется только в теплых водах. А.П. Лисицын /69/ отмечает, что тесная связь биоценоза коралловых рифов с температурой объясняется не теплолюбивостью отдельных организмов, входящих в сообщество, поскольку многие организмы, составляющие комплекс рифов, могут по отдельности обитать и при более низких температурах, а изменением степени насыщенности карбонатами вод при разных температурах: с падением температуры растет содержание в воде углекислоты и повышается растворимость $CaCO_3$. В холодных водах энергетические затраты сообщества коралловой колонии на постройку карбонатных скелетов превышают поступление энергии за счет фотосинтеза: биоценоз рифа не развивается, будучи энергетически нецелесообразным.

Рифовая экосистема, подобно всем остальным, экосистемам, занимает очень узкое место в ряду геоэнергетических процессов. От благоприятного сочетания энергетических факторов зависит продуктивность экосистемы, скорость экологического кругооборота и другие показатели.

Направление и сила течений и преобладающие направления ветров также оказывают большое влияние на латеральное размещение зон повышенной концентрации биогенного карбоната кальция. Градиент ветровой и гидродинамической нагрузки является определяющим для морфологических различий современных рифов. Широко известно, что зоны активного роста современных рифостроящих кораллов обращены навстречу течению и преобладающему направлению ветров, что вызвано большей скоростью поступления зоопланктона, карбоната и кислорода, а также скоростью удаления продуктов жизнедеятельности организмов.

Ограниченность оптимальных условий максимальной концентрации карбоната кальция возможностью отдельных организмов, их избирательной способностью формировать скелеты определенного минерального состава, еще более узкий диапазон условий максимальной концентрации $CaCO_3$ экосистемами – одна из причин латеральной зональности карбонатных отложений и определяют очень незначительные величины ширины зон максимальной биогенной концентрации карбоната (например для зон биогермообразования – 1–3 км), наряду с широким распространением известьевыделяющих организмов в пределах мелкого шельфа (десятки км).

Необходимым условием органогенного осаждения $CaCO_3$ является прозрачность воды. Поступление тонких терригенных осадков отрицательно сказывается на процессе. Карбонатакопление происходит в постоянной «борьбе» с терригенным глинистым материалом.

Поступление в бассейн терригенных осадков существенным образом снижает прозрачность воды. Известно, что современные рифостроящие кораллы в своем мягком теле содержат одноклеточные водоросли, так называемые зооксантеллы. Некоторые губки имеют симбиотические цианобактерии. В рифах большую роль играют известьевыделяющие зеленые, красные и сине-зеленые водоросли. Всем этим организмам необходимы оптимальные условия освещенности, которые обеспечиваются сочетанием определенных глубин с минимальной замутненностью вод.

Вертикальная зональность карбонатного осадконакопления (относительно уровня моря) подчинена двум контролирующим факторам: оптимальной глубине концентрации $CaCO_3$ в зоне фотосинтеза и растворимости карбонатов. Нижний предел распространения карбонатных осадков определяется компенсационной глубиной, где количество карбонатного материала, поступающего в донные осадки, равно его растворению. Критической называется глубина, на которой содержание $CaCO_3$ снижается до 10 % и менее. Растворимость $CaCO_3$ определяет и латеральную зональность карбонатных осадков. Чем дальше источник максимальной концентрации бентогенного карбоната, тем меньше критическая глубина его растворения. Следовательно, положение критической глубины определяется широтной климатической зональностью, количеством “разбавляющего” (терригенного, вулканогенного и кремнистого

биогенного) материала, а также удаленностью от источника биогеоаккумуляции. Критическая глубина карбонатонакопления меняется от 3500 м до 6000 м. Глубина проникновения обломочного бентогенного карбоната контролируется также минеральным составом и структурой обломков. По данным М. Петерсона /203/, который проводил опыты по растворению сферул из оптического кальцита в тропической части Тихого океана, на глубинах 3500–3700 м растворения кальцита не происходит, а начинается только на глубине 3700 м. В то же время, растворение фораминифер, имеющих пористые стенки, идет гораздо быстрее, чем кальцитовых шаров и начинается с глубин около 2 км. Еще меньше эта глубина для пористых скелетов арагонитового состава.

Еще одной отличительной чертой карбонатонакопления является специфика взаимодействия факторов концентрации и рассеивания вещества. Если при концентрации карбонатов основную роль играет биогеоаккумулятивный механизм, то при их разрушении (рассеивании) параллельно действуют различные факторы. Например, химическое растворение, с одной стороны способствует выносу в растворе $CaCO_3$, с другой – подготавливает “почву” для действия биологических и механических факторов. Биологическую функцию разрушения выполняют различные организмы, начиная с рыб, морских звезд и кончая сверлящими, илоедными животными организмами, бурыми и зелеными водорослями, гетеротрофными и автотрофными бактериями. Некоторые животные и растительные организмы соединяют в себе биологический и химический механизмы разрушения. Р. Бромлей /171/ на Бермудских рифах в интервале глубин 0–20 м выделил 25 видов сверлящих организмов, включая губки, актинии, сипункулиды, двустворки, гастроподы, барнаклы, морских ежей. Исследования показали, что распределение сверлящих организмов почти не зависит от батиметрии, но разные их виды тяготеют к обстановкам с различной энергией среды. Только отдельные виды сверлящих организмов способны сверлить живые кораллы. Скорость биоэрозии на одном из участков твердого дна оценена Р. Бромлей в 1,3 мм/год. Большую разрушительную роль на рифах играют рыбы. Питаясь зообентосом, они поглащают в большом количестве карбонатные частицы, которые после усвоения пищи выходят, образуя существенный компонент осадков – комки, размером от долей микрометра до 5 мм.

Механическое разрушение бентогенного карбоната обуславливается, главным образом, постоянно действующими гидродинамическими факторами: волнением, течениями, турбулентностью вод и др. В то же время важную роль играют и кратковременные явления: ураганные штормы, землетрясения и т.д.

Для карбонатного обломочного материала характерно отсутствие четкой гранулометрической дифференциации, что связано со слабой устойчивостью карбонатных минералов к процессам разрушения. Если производная биогеоаккумуляции карбонатов – это, главным образом, скелетный материал организмов, то производными химического, биохимического, биологического и механического разрушения являются четыре компонента: окатанные обломки (гравийной и песчаной размерности), неокатанный органогеоаккумулятивный детрит (и шлам), комковатый (пеллетовый, копролитовый) и пеллитовый материал (арагонитовые и кальцитовые илы). Эти компоненты возникают почти одновременно, и их возникновение отражает не только воздействие различных факторов разрушения биогеоаккумулятивных карбонатов, но и различные стадии дифференциации осадков: осаждение обломков и твердых пеллет, аналогичное ему осаждение кварцевых песков, осаждение шлама, комков – мягких пеллет из взвеси аналогичное осаждению алевритовых зерен кварца и осаждение карбонатных илов из взвеси.

Обломочные компоненты образуются в результате раздробления литифицированных пород или скелетов организмов и воздействия на обломки гидрологических агентов (течений, волнений, штормов). Так возникают глыбы биогеоаккумулятивных известняков, брекчии, органогеоаккумулятивные обломочные известняки. При формировании зернистых карбонатных осадков законы терригенной седиментации имеют свои особенности вследствие нечеткой дифференциации источников карбонатных частиц и участков их накопления, специфичности дробления органических скелетов, формы обломков и, главное, гидравлических скоростей скелетного лома. Органогеоаккумулятивный детрит и шлам чаще всего представляют собой продукты биогеоаккумулятивного и биохемогеоаккумулятивного разрушения. В биогеоаккумулятивных отложениях детрит и шлам обычно находятся в пропорциональных количествах. Дифференциация пород на шламовые и детритовые разновидности является результатом гранулометрической сортировки обломочного материала под воздействием гидрологических факторов.

Комковатый (пеллетовый и копролитовый) материал образуется в результате деятельности илоедных, сверлящих и других организмов, реже – вследствие действия волнения, разрывающего полужатвердевший ил и способствующего слипанию отдельных иловых частиц. Современные пеллитовые осадки формируются на обширных мелководьях Большой Багамской банки. Для них характерно слипание отдельных комочков и возникновение гроздевидных агрегатов – грейпстоунов. Большая же часть комочков имеет копрогенное происхождение. Образование микрокомков возможно также в результате идущих биохимических процессов при разложении мягких тканей животных.

Большинство комочков (копролитов) перед окончательным захоронением испытывает небольшую транспортировку в водной среде под влиянием волнения или течений, что приводит к перемешиванию их с другими компонентами. Как показали лабораторные исследования пеллет, взятых на Багамских островах и во Флоридском заливе, твердые

карбонатные пеллеты осаждаются со скоростью кварцевых шариков, имеющих средний диаметр в 100–70 % от размера пеллета, мягкие пеллеты с примесью алевроитовых зерен осаждались как кварцевые шарики со средним диаметром в 90–80 % от размера пеллета. У мягких карбонатных пеллет, состоящих из арагонитовых игольчатых микрокристаллов, это значение составило 60–25 %. Таким соотношением скоростей осаждения объясняется тот факт, что твердые пеллеты при гидродинамической сортировке образуют скопления из зерен с размерами более узкого диапазона, чем мягкие пеллеты, и по динамике накопления близки терригенным пескам.

Пелитовый компонент образуется за счет механического раздробления скелетных остатков или в результате диагенетических преобразований арагонитовых скелетных фрагментов размером менее 4 мкм. Исследования карбонатных илов на Большой Багамской банке показало, что они состоят из тонких арагонитовых кристаллов, образовавшихся в результате дезинтеграции известковых водорослей, скелетных частей фораминифер, моллюсков и кораллов /210/. Образованию карбонатных илов в результате действия динамических факторов водной среды предшествует интенсивная разрушительная деятельность животных и растительных организмов. Поселения сверлящих бактерий – хитинобластов на кораллах, пронизывающих весь скелет кораллов, делает его более хрупким. Часто разрушение идет с той же скоростью, что и карбонатонакопление /175/.

Процессы концентрации и рассеивания карбонатного материала находятся в постоянном взаимодействии, что особенно ярко выражено при формировании рифовых карбонатных тел. Как правило, рифы подвержены интенсивным процессам эрозии, которые находятся в равновесии с процессами осадконакопления и цементации, благодаря чему поверхность рифов удерживается в пределах межприливной зоны. Другим примером взаимодействия этих факторов является хемогенное осаждение кальцита в рифовых полостях (инкрустации, структуры выполнения полостей и др.), с одной стороны, и растворение, перекристаллизация в рифах – с другой.

Из-за незначительной устойчивости к процессам разрушения карбонатный материал, за редким исключением, не претерпевал значительной механической транспортировки и находится на месте своего первоначального образования. Это обстоятельство позволяет в ряде случаев наблюдать в карбонатных породах их первичные структурные и текстурные особенности. Карбонатное осадконакопление преимущественно автохтонное. Присутствующий в карбонатных породах нерастворимый в соляной кислоте остаток всегда аллохтонный по отношению к вмещающей породе, и это позволяет использовать его для решения ряда геологических задач, в том числе задач разномасштабной корреляции разрезов полифациальных карбонатных отложений.

Необходимо отметить, что задачи сопоставления мощности разнофациальных карбонатных отложений, особенно сопоставления мощности рифовых и нерифовых фаций, до последнего времени не находят однозначного решения. Главная причина, затрудняющая корреляцию мощностей, заключается в разбросе скоростей седиментации мелководных карбонатов: от очень высоких до крайне низких.

Зависимость форм колоний и скорости их роста от освещенности подробно рассмотрена в работе “Биология коралловых рифов” /12/. Плохая освещенность приводит к резкому сокращению скорости роста рифостроящих организмов; сильный свет оказывается не менее вредным для кораллов, так как нарушает фотосинтезирующий аппарат зооксантелл и, таким образом, приводит к гибели самих кораллов. Большое влияние на рост организмов оказывают глубина, освещенность, соленость вод, постоянно действующие волны и течения, кратковременные разрушительные штормы, биоэрозийная деятельность, сильные ливни, цунами, катастрофические отливы и другие факторы. Сочетание всех этих факторов определяет прерывистый механизм концентрации карбоната в известковых образованиях организмов. Так, например, суточные вариации света определяют чередование светлых и темных зон у кораллов. Чередование пористых, образованных водорослевыми нитями и плотных (микритовых) микрослойков соответствует фазам роста и приостановок роста онколитов. Темные и светлые зоны, по всей видимости, отражающие, сезонные изменения роста, встречаются также у кораллов, багряных водорослей, строматопорат, двустворок. Прерывистость роста рифостроящих организмов обусловлена и сезонными колебаниями температур. В холодные месяцы года скорости роста кораллов замедляются. В то же время М.С. Гиляров /26/ приводит интересный факт массового отмирания мадрепоровых рифообразующих кораллов, имевший место весной 1983 г. по обе стороны Панамского перешейка (на площади более 1000 км²). Причиной гибели кораллов стало значительное повышение температуры воды у тихоокеанского побережья Центральной Америки, связанное с возникновением течения Эль-Ниньо. Экосистемы коралловых рифов адаптированы к прозрачным, содержащим минимум питательной взвеси олиготрофным водам. По данным П. Галлока и В. Шлагера /190/, увеличение притока питательных веществ губительно для коралловых рифов, поскольку оно увеличивает биомассу планктона и количество органической взвеси, замутняющей воды, сопровождается ростом концентраций ортофосфата, подавляющего кристаллизацию карбоната Са, вызывает излишнюю продуктивность водорослей в симбиозе с кораллами, что приводит к образованию вредной для кораллов слизи, а также стимулирует рост числа конкурентов и биоэрозию рифов. Приостановка жизнедеятельности рифовых экосистем происходит и под воздействием сильных дождей. Как отмечает Б.В. Преображенский /103/, необычайно сильные

дожди на острове Пасха в 1980 г. привели большинством колоний *Pocilloroga* (основных массовых родов кораллов у берегов острова) к утрате зооксантел и к полному обесцвечиванию животных до глубины 10 м. Те же явления возникают при чрезвычайно низких и продолжительных отливах /175; 178; 199/. Гибель коралловых рифов резко понижает количество осаждающегося карбоната в пределах шельфовых и склоновых зон бассейнов седиментации.

Прерывистость карбоната накопления – основная причина несоответствия скоростей седиментации современных мелководных карбонатов мощностям ископаемых карбонатных тел. Весьма чувствительно биогенное карбоната накопление к эвстатическим колебаниям уровня моря, нередко приводящим к затоплению участков биогенного карбонатообразования, к прекращению карбоната накопления или замедлению темпов седиментации. Строение разреза карбонатных отложений отражает суммарный эффект взаимодействия различных факторов: скорости карбонатной седиментации, локальных тектонических движений земной коры, вызванных складчатостью, изостазией, термальным режимом, различной скоростью уплотнения подстилающих отложений и эвстатических колебаний уровня моря, являющихся следствием климатических изменений и вариаций формы и объема океанического бассейна. В механизме взаимодействия локальных тектонических движений, скорости седиментации и эвстатических колебаний уровня моря, определяющем общую направленность карбоната накопления через соотношение факторов концентрации $CaCO_3$ и его рассеивания, ведущую роль играют эвстатические колебания уровня моря, являющиеся основной причиной дифференциации разреза. Благодаря регулярности и повсеместному действию в бассейне они, вызывая смещение фаций и чередование генетических типов отложений в разрезе, обуславливают распространенность на больших территориях связанных с ними седиментационных циклов. В то же время для концентрации больших объемов карбонатных осадков, в частности для устойчивого рифообразования, необходимы тектонические погружения, соизмеримые со скоростями рифообразования. Сами по себе эвстатические колебания не могли бы обеспечить накопление широко распространенных мощных толщ мелководных карбонатов, так как концентрация $CaCO_3$ уравновешивалась бы его разрушением. Взаимодействие указанных факторов во времени определяет разнообразие типов цикличности карбонатов и – таким образом – структуру карбонатных толщ.

Падение уровня моря на мелких карбонатных шельфах приводит к образованию стратиграфических несогласий, т.е. к размыву и разрушению карбонатных осадков. Часто, регрессивные эпизоды в разрезе карбонатных отложений выражены как “паузы в осадконакоплении” или горизонты твердого дна /157/. Обращает на себя внимание слабая сопротивляемость карбонатных осадков размыву, что приводит к образованию перерывов на глубоководном океанском дне. Размыв карбонатных илов происходит при скорости подводных течений 7–10 см/с, тогда как для терригенных песчаников критической скоростью является 20 см/с, а для красноцветных глин 30–100 см/с. На рифах относительное падение уровня моря приводит к резкому замедлению или даже приостановке карбоната накопления, поскольку постепенной миграции рифов вслед за отступающим морем препятствует большая крутизна склонов, обращенных к глубоководным областям бассейна. Карбонаты, которые накапливаются в небольшом количестве на поверхности рифа, быстро разрушаются или, наоборот, цементируются в субаэральных условиях, поэтому регрессивным этапам на поверхности рифов чаще всего соответствуют развитие процессов эрозии, карстования, пресноводной цементации /195; 202/ или образование маломощных прослоев глин либо глинистых известняков (слоев конденсации аллохтонной примеси). В последнем случае обмеление рифов будет выражено в разрезе отложений так же, как и их полное затопление: рифовые известняки будут перекрыты глинами (глинистыми известняками). Отличием мелководных глин является малая их мощность и отсутствие в них пелагических и большей части бентосных организмов.

Таким образом, относительные изменения уровня моря определяют вертикальную неоднородность разреза, проявляющуюся в его цикличности, обусловленной миграцией фаций во времени, в смене типов пород (слоистость, ритмичность) или в наличии перерывов (плигчатость, стратиграфические несогласия).

2. Система генетической организации структуры карбонатных тел

Структура карбонатных тел различных иерархических уровней определяет количество и тип сочетаний слагающих элементов, физические свойства (скоростную неоднородность, закономерности распределения значений плотности, емкостные и фильтрационные характеристики) и геометрические параметры тел. Существующая взаимозависимость между структурными, физическими и геометрическими параметрами позволяет представить строение карбонатных объектов разных рангов в виде моделей распределения: пористости пород, их пластовых скоростей, профилей и других модификаций.

Теоретической основой седиментационно-емкостного моделирования является **система генетической организации структуры карбонатных тел различных иерархических уровней, формирующейся в результате взаимодействия во времени процессов концентрации и дифференциации вещества (рис. 1)**. Система охватывает восемь уровней карбонатных тел: структурный компонент породы или осадка, литогенетический тип (порода), генетический тип (линза, пласт), генетическая подгруппа (пачка), генетическая группа (свита, гилеация), подформация (серия), формация (геоформация). Каждому уровню соответствуют генетические ряды карбонатных отложений, в которых происходит непрерывное последовательное изменение внутренней структуры тел. Ряды левой ветви отражают устойчивость биогенного карбоната к процессам разрушения, правой – рассеивание обломочного карбонатного материала. В структуре карбонатных тел надпородных уровней организации генетические ряды проявляются в виде седиментационных циклитов или фациальных последовательностей. В моменты приостановки карбонатной седиментации имеют место другие процессы осаждения, образуются пласты иного минерального состава (ангидрит, гипс, каменные соли, глины, пеплы и т. д.). Влияние приостановок карбонатной седиментации на формирование структуры осадочных тел возрастает с увеличением уровня организации. Стандартные седиментологические модели тел различных рангов образуют единую систему, что позволяет одновременно работать с моделями структур карбонатных образований разных иерархических уровней.

В формировании геологических тел разного масштаба постоянно действуют две группы процессов: концентрации и рассеивания вещества. Главной особенностью карбонатного осадконакопления является преобладание биогенного механизма извлечения карбоната кальция из морской воды. Биогенная концентрация приводит к формированию скелетов отдельных организмов или колоний.

Скелетный материал, образующий определенный структурный компонент осадка (породы), является элементарным генетическим подразделением, отражающим биогенный механизм концентрации карбоната. К подразделениям того же ранга относятся карбонатные окатанные обломки, органогенный детрит и шлам, комки и пелит, образующиеся в результате химического, биологического и механического разрушения биогенного карбоната кальция (табл. 1). Изменение соотношения процессов концентрации и рассеивания карбонатов во времени определяет структуру карбонатных пород. В таблице 2 приведена характеристика структур ЛГТ карбонатных пород, различающихся процентным соотношением слагающих компонентов. Каждый тип структуры описан формулой. Буквенные, цифровые обозначения и правила построения формулы изложены в разделе, посвященном микроскопическому изучению карбонатных пород (см. разд. 4).

Структурный компонент, формирование которого происходит в результате действия какого-либо одного процесса, генетически однороден и его возможно рассматривать в качестве элементарного генетического подразделения. Карбонатные тела более высоких уровней организации – гетерогенные образования, отражают пространственно-временные соотношения процессов концентрации и дифференцированного перераспределения биогенного карбоната. Чем выше уровень организации карбонатного тела, тем выше степень его гетерогенности. Концентрация скелетов колоний в пространстве и во времени приводит к образованию органогенного каркаса. Дифференциация продуктов разрушения скелетов обуславливает формирование комковатого, обломочного, детритового и пелитового заполнителя органогенного каркаса. Конкретными типами заполнителя и каркаса определяются ЛГТ биогермных известняков, целиком слагающих биогермы. Дальнейшая дифференциация типов заполнителя и разрушение известняков биогермов приводит к образованию различных ЛГТ межбиогермных отложений, слагающих линзы и пачки слоистых пород, выполняющих промежутки между биогермами в сложных органогенных постройках – биогермных массивах. Производными рассеивания материала биогермных массивов и дифференциации межбиогермных отложений являются шлейфовые и лагунные отложения, которые наряду с биогермными входят в состав рифовых массивов. Пространственно-временная ассоциация рифовых массивов и разделяющих их межрифовых отложений представляет собой рифовую систему. Группы отложений рифовых систем и связанных с ними отложений открытого и закрытого шельфов слагают карбонатную шельфовую подформацию. Прибрежная, шельфовая и склоновая подформации входят в состав единой бентогенной карбонатной формации.

Таким образом, в предлагаемой классификации выделяются генетические подразделения различных рангов: 1) элементарные генетические подразделения – структурные компоненты породы (обломки, детрит, шлам, оолиты и т.д.), отражающие различные процессы их образования; 2) ЛГТ– породы, характеризующиеся определенными количественными соотношениями структурных компонентов, зависящими от соотношения во времени различных способов образования карбоната; 3) генетические типы – геологические тела, объединенные по сходству формы и строения, определяющимися преобладанием во времени какого-либо из механизмов концентрации или дифференциации вещества; 4) генетические группы – комплексы генетических типов отложений, обладающие характерной структурой (составом, вертикальной и латеральной последовательностью генетических типов), отражающей устойчивость обстановок седиментации во времени и пространстве; 5) подформационные типы (подформации) – естественные ассоциации генетических групп отложений, связанные общностью ведущих процессов аккумуляции карбонатов (биологических, биохимических,

гидродинамических, гравитационных); 6) формационные типы (формации) – комплексы подформаций, взаимосвязанных единым способом концентрации вещества и единством исторического развития.

Уровни организации каркасных (скелетных) образований обычно соответствуют рангам генетических подразделений: скелет – элементарным генетическим подразделениям, каркас – ЛГТ, органогенные постройки (биогермы и биогермные массивы) – генетическому типу и подгруппе отложений, рифовые комплексы (рифовые массивы и рифовые системы) – генетической группе отложений. На более высоких уровнях организации собственно каркасные образования не выделяются.

Система генетической организации бентогенных карбонатных отложений объединяет две “ветви” (концентрации и рассеивания карбоната) и восемь уровней организации вещества. Каждому уровню соответствует ряд или последовательность геологических объектов, в которой усложнение структуры происходит вследствие изменений количественных соотношений слагающих компонентов. В левой ветви системы ряды построены по принципу устойчивости биогенных карбонатов к процессам разрушения.

Ряд №1 – это ряд карбонатных скелетов организмов, построенный по степени устойчивости их к процессам разрушения. Известно несколько типов этого ряда. Один из них предложен Дж. Сендерсом и Дж. Фридменом /118/. Он отражает различную устойчивость скелетов организмов к перекристаллизации и начинается наименее устойчивыми скелетами кораллов, включая скелеты *Halimeda* (зеленая водоросль), моллюсков, фораминифер, морских ежей и заканчивается наиболее устойчивыми скелетами красных водорослей. Р.Н. Гинсбург /142/ предложил ряд скелетов организмов, построенный по степени их устойчивости к механическим процессам разрушения. Он включает наименее устойчивые чехловые и спикуловые скелеты (*Penicillua*, альционии, кораллы, губки, оболочники, голотурии); сегментированные скелеты (*Halimeda*, членистые красные водоросли и иглокожие); ветвистые скелеты (некоторые кораллы, красные водоросли и мшанки), камерные скелеты (гастроподы, трубки червей – серпулид, фораминиферы, некоторые ракообразные, иглокожие, брахиоподы и двусторонки); наиболее устойчивые корковые (некоторые водоросли, кораллы, мшанки, черви, гидрокораллы) и массивные (кораллы, некоторые кораллиновые водоросли) скелеты. Суммарное воздействие всех факторов разрушения наиболее ярко отражает ряд устойчивости “жизненных форм”², или “форм роста” рифостроителей: кораллов, строматопорат, известкывыделяющих водорослей и др. Многие животные и растительные организмы, строящие каркас, имеют близкие формы роста. Различными исследователями выделено пять основных форм, которые образуют ряд устойчивости относительно гидроклиматических факторов разрушения: действия прибоя, штормов, цунами, сильных отливов, катастрофических ливней и т.д. Конкретные скелеты колоний организмов могут быть представлены либо основной формой, либо ее разновидностью, либо комбинацией основных форм. Такие ряды установлены при изучении современных рифов /206; 193; 186; 104; 105/, наблюдались у палеозойских и юрских рифостроителей /24/. Н. Джеймс /194/ обратил внимание на следующую особенность расселения колоний кораллов различной формы и водорослей на современных Бермудских рифах. По его данным вершины рифов построены массивными корковыми кораллами *Montastrea*, *Diplorora*, *Porites astreoides*, *Millepora*, нарастающими на плоскую поверхность рифа или на ветвистые обломки кораллов. Ветвистые формы кораллов (*Oculina*, *Madracis decactis*) растут близ основания рифа. “Узловатые” колонии (разновидность массивных *Siderastrea* и *Isophyllia*) покрывают его центральную часть. Большая часть поверхности породы покрыта кораллиновыми водорослями, которыми обрастают мертвые кораллы и скелетные гальки на вершине рифа. По данным Б.В. Преображенского /103/, поиск устойчивых зависимостей между распределением организмов-рифостроителей и разрушительными факторами физико-географической среды привел И. Гейстера /186/ к заключению о строгой приуроченности отдельных видов-доминант, рифостроителей к определенной силе волнового воздействия.

Структура карбонатных пород, характеризующаяся закономерным сочетанием структурных компонентов (скелетов колониальных форм рифостроителей, раковин, известковых образований водорослей, раковинного детрита, шлама, обломков скелетов известкывыделяющих организмов, обломков карбонатных пород, комков, копролитов, кристаллического кальцита и др.), **отражает взаимодействие во времени процессов концентрации и рассеивания (дифференциации) биогенного карбоната.**

Среди карбонатных отложений, слагающих шельфы и палеосклоны континентов, выделяется 78 типов структур или ЛГТ карбонатных пород, отражающих взаимодействие определенных процессов концентрации и дифференциации карбоната и характеризующихся наличием зависимостей петрофизических свойств (значений открытой первичной пористости, плотности, акустической жесткости) от типа структуры. Каждому ЛГТ карбонатов соответствует определенный тип структуры, формула которого отражает состав и соотношение структурных компонентов (см. табл. 2). Основой для выделения и формализованного описания типов структур послужили карбонатные отложения осадочных комплексов венда, кембрия,

² Под формой роста (или жизненной формой) понимают ту вынужденную форму, которая создается в конкретной обстановке под влиянием суперпозиции – наложения симметрии порождающей среды на симметрию тела /102; 87/.

ордовика, силура, девона, карбона, перми, триаса, юры, мела, палеогена и неогена, исследованные в различных регионах СНГ. Выборка для каждого типа структуры составила от 3 до 10 тыс. шлифов.

На **рисунке 2** показаны формы зависимости пористости, скорости седиментации и структуры биогермных известняков. **Структура биогермных известняков определяется типами органогенного каркаса и карбонатного заполнителя.** Встроении биогермов фанерозоя участвует пять жизненных форм рифостроителей, независимых от таксономического состава организмов: кустистые и пластинчатые, древовидные, сферические, полусферические и корковые формы. Они сгруппированы в ряд, отражающий устойчивость скелетов относительно разрушающей силы волн (генетический ряд № 1, см. рис. 1). В результате разрушения скелетов образуются различные структурные компоненты рыхлых карбонатных осадков: пелит, комки, детрит, обломки. Заполнитель ветвистого каркаса недифференцирован и представлен всеми компонентами примерно в равных количествах (25 % от 100 % заполнителя). Для образования жесткого каркаса ветвистыми формами необходимым и достаточным бывает 30 %-ное содержание скелетного материала. Таким образом, ЛГТ биогермных известняков, построенных ветвистыми формами (№ 9–№ 11), содержит 30 % скелетных целых форм и 70 % материала–заполнителя, представленного различными структурными компонентами. Открытая пористость ЛГТ определяется пористостью скелетного материала, слагающего каркас, и достигает значений 6–8 %. Присутствие в заполнителе карбонатного пелита служит причиной отсутствия пор в материале заполняющем каркас. Скорость седиментации ЛГТ № 9–№ 11, с учетом скорости разрушения, составляет 0,3–0,5 см / год. Органогенные постройки, в которых доминируют эти ЛГТ, имеют ярко выраженную холмообразную форму и обычно называются биогермами. В ЛГТ № 2, № 3, № 4 постепенно происходит дифференциация материала заполнителя: в № 2 преобладают комки, в № 3 и № 4 – обломки рифостроителей. Соответственно значения открытой пористости возрастают от 8–12 % – в № 3 до 13–20 % – в № 4. В этом же направлении возрастает процент каркасных форм от 50 % – в № 2 до 70 % – в № 4. Скорости седиментации имеют значения 0,25–0,7 см / год. Тела, сложенные ЛГТ № 8, имеют холмообразную форму, № 6–№ 4 – выпуклолинзовидную. В ЛГТ № 1–№ 2–№ 5 скелетный материал обычно слагает 90–95 % от объема породы, 5–10 % приходится на межскелетные поры и кристаллический раннедиагенетический кальцит. Открытая пористость – внутрискелетная и межскелетная. Значения ее снижаются до 10–13 %. Скорости седиментации самые низкие и составляют 0,2 см / год. Форма органогенных построек уплощенно-линзовидная, пластообразная. Это, так называемые, биостромные тела.

Подобные вертикальные и латеральные последовательности жизненных форм организмов-рифостроителей и соответствующих им типов структур в полном или сокращенном виде неоднократно наблюдались различными авторами в ископаемых органогенных постройках. Эти последовательности положены в основу построения генетического ряда устойчивости ЛГТ биогермных отложений (ряд № 2, рис. 1). Так как ЛГТ биогермных известняков характеризуются определенным типом каркаса и заполнителя, то их ряд включает, с одной стороны, ряд устойчивости каркаса, а с другой – ряд дифференциации заполнителя.

Основу ряда устойчивости ЛГТ биогермных пород к процессам разрушения (ряд № 2 – рис. 1, **рис. 3**) составляют ряд устойчивости жизненных форм каркасообразователей (см. рис. 2) и ряд дифференциации материала-заполнителя (ряд № 2А – рис. 1, **рис. 4**). В различные отрезки геологического времени функцию каркасостроителей выполняли разные животные и растительные организмы. Однако принцип построения рядов устойчивости каркасов и ЛГТ биогермных известняков остается постоянным.

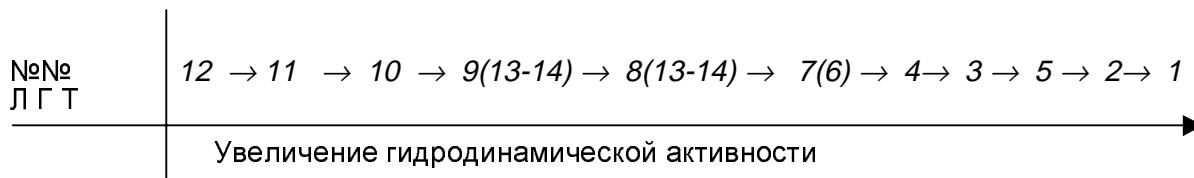


Рис. 3. Ряд № 2 – устойчивости ЛГТ биогермных (каркасных) карбонатов (№№ ЛГТ см. табл. 2)

| | | | |
|--|--|--|---|
| № Л Г Т биогермных пород | 12 → 11 → 10 → 9(13-14) → 8(13-14) → | 7(6) → 4 → 3 → | 5 → 2 → 1 |
| Состав материала- заполнителя (см. табл. 2) | поликомпонентный (Д, П, К, Об, Ш) (см. табл. 2) > 5 % от площади шлифа | двухкомпонентный (К, Д) (см. табл. 2) > 5 % от площади шлифа | монокомпонентный (Об) (см. табл. 2.) > 5 % от площади шлифа |
| Гидродинамика среды | Увеличение гидродинамической активности → | | |

Рис 4. Ряд № 2А – ряд дифференциации материала-заполнителя в Л Г Т биогермных отложений (№№ Л Г Т см. табл. 2)

Важным признаком строения карбонатных толщ является **плитчатость**. Плитчатость – свойство карбонатных отложений, отражающее прерывистость седиментации. Плитки карбонатов одной структуры отделены межслоевыми швами-диастемами, к которым приурочены тонкие слои глин, мощностью от нескольких миллиметров до 1–2 сантиметров.

Установлено, что различные Л Г Т характеризуются определенным размером плитчатости, как это показано в **таблице 3**. **Размер плиток, их мощность зависит от скорости седиментации карбонатов определенной структуры**. Плитчатость – свойство карбонатных отложений не зависящее от вторичных процессов, что позволяет успешно использовать его при диагностике Л Г Т по данным Г И С (радиоактивного каротажа) в случаях отсутствия ядра (см. гл. 4.). В табл. 3 приведены значения открытой пористости для каждого типа первичной (седиментационной) структуры карбонатных пород. Существует устойчивая зависимость между седиментационной структурой и петрофизическими свойствами карбонатов (*Kп, плотность, Vпл.*).

Существование устойчивых зависимостей между первичными структурами пород, размерами плитчатости, отражающей скорость седиментации, и петрофизическими свойствами 78 литотипов карбонатных пород свидетельствует о том, что выделенные структурные типы соответствуют естественным генетическим подразделениям породного уровня организации вещества.

На **рисунках 5–7** показаны примеры вертикальных последовательностей Л Г Т известняков в отложениях различных генетических групп: рифовой, открытого и закрытого шельфа.

Ряды структурных типов биогермных известняков образуют вертикальные и латеральные последовательности в элементарных органических постройках – биогермах.

И. Гейстер /186/, распределив рифостроителей, доминирующих на соответствующих глубинах, показал, как формируются эти последовательности при росте органической постройки, и получил некое подобие мнемонической таблицы (**рис. 8**).

Ряд № 3 (см. **рис. 9**) представляет собой последовательность элементарных органических построек – биогермов, биостромов, в которых происходит изменение (упрощение) структуры, отражающее устойчивость построек к разрушающим процессам среды образования. Наиболее сложные структуры характеризуются полным набором Л Г Т. В

постройках, формирующихся в зонах активного гидродинамического воздействия постепенно редуцируются неустойчивые типы структур и сохраняются только наиболее устойчивые Л Г Т, соответственно форма построек меняется от холмообразной (биогермы) до пластообразной (биостром).

| Форма построек | Биогерм | | | Биостром |
|---------------------------------------|---|---|---|--|
| | холмообразная | холмообразная | линзовидная | уплощенная пластообразная |
| Структурообразующее соотношение Л Г Т | $\left. \begin{matrix} 8 \\ 9 \\ 10 \\ 11 \\ 12 \end{matrix} \right\} 70\%$ | $\left. \begin{matrix} 1 \\ 5 \\ 3 \\ 4 \\ 7(6) \end{matrix} \right\} 30\%$ | $\left. \begin{matrix} 8 \\ 9 \\ 10 \\ 11 \\ 12 \end{matrix} \right\} 30\%$ | $\left. \begin{matrix} 1 \\ 5 \\ 3 \end{matrix} \right\} 20\%$ |
| | | | $\left. \begin{matrix} 3 \\ 4 \\ 7 \end{matrix} \right\} 60\%$ | $\left. \begin{matrix} 1 \\ 2 \\ 5 \end{matrix} \right\} 40\%$ |
| | | | $\left. \begin{matrix} 4 \\ 7 \end{matrix} \right\} 50\%$ | $\left. \begin{matrix} 1 \\ 2 \\ 5 \end{matrix} \right\} 90\%$ |
| | | | | $\left. \begin{matrix} 3 \\ 4 \\ 7 \end{matrix} \right\} 10\%$ |

Увеличение гидродинамической активности

Рис. 9. Ряд устойчивости элементарных органогенных построек

Ряд № 4 (рис. 1) – ряд биогермных массивов, отражающий стадийность формирования органогенных построек: чередование во времени процессов образования и разрушения биогермных отложений. Биогермный массив представляет собой органогенную постройку, образованную биогермами и продуктами их разрушения – слоистыми межбиогермными породами. Биогермные известняки в таком массиве составляют значительную часть его объема, образуя основу постройки (как каркасные известняки в биогерме); межбиогермные слоистые породы играют подчиненную роль, заполняя промежутки между биогермами. Однородность строения биогермных массивов определяется величиной K_6 – отношением объема биогермных пород к объему межбиогермных отложений. По однородности биогермные массивы образуют ряд: от монобиогермных (зональных – см. табл. 4, тип Д), целиком сложенных биогермными известняками, у которых зональность обусловлена чередованием Л Г Т известняков ($K_6 = 100$) к монобиогермным, содержащим редкие линзы слоистых межбиогермных пород ($K_6 < 100$ – см. табл. 4, типы Г и В) и, наконец, к полибиогермным массивам, состоящим из отдельных биогермов, разделенных межбиогермными отложениями ($K_6 < 10$) (см. табл. 4, типы А и Б). Постройки первых двух типов характерны для внешних зон барьерной рифовой системы, массивы последнего типа – для рифового гребня и береговых рифов.

Ряд № 5 (см. рис. 1) – это генетическая последовательность рифовых массивов, отражающая соотношение скоростей роста постройки и ее разрушения. Рифовые массивы включают сложные органогенные постройки (биогермные массивы) и продукты их разрушения (шлейфовые и лагунные отложения). Они представляют собой ассоциацию генетических типов отложений (генетическую группу) и относятся к простым рифовым комплексам.

Соотношение скорости роста биогермного массива и его разрушения зависит от положения основания постройки относительно уровня моря в период ее образования и определяет такие важные признаки рифового массива, как высоту постройки, продолжительность ее роста, преобладающий тип каркасных организмов, поли- или монобиогермное строение массива, интенсивность развития шлейфовых отложений и размерность обломочного материала шлейфов.

Чем меньше, по сравнению с оптимальной, реальная скорость погружения основания органогенной постройки, тем интенсивней развит шлейф окружающих ее обломочных пород, тем меньше преобладающий размер обломков и лучше их окатанность как следствие многократного перебива шлейфовых отложений перед окончательным захоронением. Так, рифовые массивы Узбекистана и Туркмении по соотношению биогермных и шлейфовых отложений образуют последовательность, в которой выделяются 7 градаций, или типов /147/. Для массивов первого и второго типов характерна редуцированная последовательность Л Г Т

биогермных известняков, среди которых преобладают водорослевые (соленопоровые) и кораллово-строматопоровые известняки. Для них характерно развитие мощных и протяженных шлейфов, преобладание обломочных известняков песчаной и гравийной размерности, реже – карбонатных глыбовых отложений и органогенных известняковых брекчий (табл. 4). Основной объем массивов третьего – пятого типов сложен коралловыми известняками с преобладанием массивных и массивно-древовидных форм колоний (микросолен, тамнастерий, криптоцений). Они имеют мощные шлейфы, соизмеримые с размерами постройки, но менее протяженные, чем в первых двух типах. Шлейфы представлены, главным образом, органогенно-обломочными известняками песчаной размерности. Массивы шестого и седьмого типов сложены преимущественно коралловыми (каламофиллиевыми) известняками с хрупкой кустистой формой, кораллово-рудистовыми и губковыми (известковые губки) известняками. Шлейфы развиты незначительно, представлены неокатанным органогенным детритом. Как видно из таблицы 4, ряд рифовых массивов включает все генетические ряды предыдущих уровней:

ряды Л Г Т биогермных и шлейфовых отложений и ряд биогермных массивов.

Наблюдается определенная связь между строением рифовых массивов и их формой. Массивы, в которых преобладают корковые формы каркасостроителей и соответствующие им Л Г Т биогермных отложений, имеют уплощенно-линзовидную форму в разрезе, а массивы, сложенные преимущественно ветвистыми, древовидными или столбчатыми колониями – холмовидную. А. Хаддинггом /187/ установлена зависимость геометрии рифов Готланда (Швеция) от состава рифостроителей. Ими выделено три типа рифов: линзовидные рифовые постройки, созданные сферическими колониями строматопороидей; пластовые постройки, основу которых составляют днищевидные образования тех же организмов, рифовые “пики”, состоящие из тонковетвистых и столбчатых колоний строматопороидей.

Различным зонам и этапам формирования ископаемых и современных рифовых систем соответствуют массивы определенных Л Г Т. Например, в верхнеюрской барьерной рифовой системе Амударьинской впадины и юго-западных отрогов Гиссарского хребта массивы типов № 6 и № 7 развивались только по внешней зоне на ранних этапах рифообразования; массивы типов № 3 и № 5 формировались в центральной зоне системы, а первых двух типов – в зоне волнолома на завершающих этапах рифообразования.

Эту же особенность отмечает Дж. Уилсон /142/ при характеристике рэтского барьерного рифового комплекса Шлейнплат-Зонневенде (Австрия), где на ранних этапах формирования развиты коралловые (крупные древовидные колонии *Thecosmilia*) известняки с гидроидными и строматопорами, в которых преобладает пелитовый материал-заполнитель; для массивов средней стадии характерно преобладание колоний *Thecosmilia* в ассоциации с соленопорами (багряные водоросли) и разрастание шлейфов обломочных пород; на поздних стадиях развиты рифовые массивы высотой более 100 м, сложенные соленопорами и корковидными колониями кораллов *Thamnasteria*, по внешнему склону которых развиты мощные шлейфы крупноглыбовых, брекчированных и др. обломочных карбонатов. В той же работе Дж. Уилсон, ссылаясь на данные Х. Занкла, приводит описание зональности верхнетриасовых рифов Высокого Гёлла (Бавария), здесь в тыловых зонах рифов развиты карбонаты, сложенные крупными древовидными колониями *Thecosmilia*, а на склонах – известняки, состоящие из корковидных форм соленопор и известковых губок.

По данным Н. Джеймса /194/, такая же зональность свойственна многим современным барьерным рифовым системам. Он пишет, что зона рифового волнолома отличается преобладанием корковых и листоватых колоний кораллов, реже полусферических и массивных колоний и широким развитием кораллиновых водорослей, а также глыб и брекчий коралловых известняков. В центральных зонах преобладают грубые ветвистые формы кораллов *Astroga palmata*.

Ряд № 6 (рис. 1) – это последовательность рифовых систем, отражающая изменение соотношения органогенных построек и продуктов их разрушения. Рифовые системы представляют собой сложные рифовые комплексы, состоящие из пространственно сближенных рифовых массивов (ассоциация биогермных, шлейфовых, реже лагунных карбонатов) и разделяющих массивы межрифовых отложений. В общем случае среди древних и современных рифовых систем намечается три типа, различающиеся соотношением органогенных построек и продуктов их разрушения. Первый тип – это сравнительно узкие (первые десятки км, включая ширину лагуны) барьерные системы, состоящие из прерывистого внешнего барьера, построенного линейными и изометричными рифами, разделенными очень узкими (до 100 м) зонами развития межрифовых отложений (отложения межрифовых каналов). Типичным примером такой системы является современный риф Белиз (Атлантический океан, шельф Центральной Америки). По данным Б.В. Преображенского /103/, отличительной чертой его строения является наличие двойного волнолома: внешнего погруженного кораллового вала, отделенного от действующего литотамниевое волнолома системой баттресс, покрытой густыми зарослями кораллов. Рифовая система Белиз шириной 10–32 км (включая зарифовую зону) имеет протяженность 250 км и состоит из почти непрерывного рифового барьера,

многочисленных патч-рифов³, отмелей и островов. Глубоководные проливы прорезают тело рифа и дают возможность океаническим водам Карибского моря проходить в лагуну и выносить в море осадки из лагуны. Длина проливов 100–400 м при ширине от 40 до 100 м. Подобное строение имеют рифовые отложения начальных этапов формирования оксфордской барьерной рифовой системы Узбекистана и Туркмении, подробная характеристика которой приведена ниже. К первому типу можно отнести карбонатные толщи древней рифовой системы, рассматриваемой И.К. Королюк /55; 56/ в качестве карбонатных формаций рифового типа, которые отличаются преобладанием крупных рифовых массивов, окруженных шлейфами крупнозернистых обломочных карбонатов. Это силурийские и нижедевонские рифы Урала.

Рифовые системы второго типа включают внешний рифовый барьер и широкую внутреннюю зону растущих рифов. Как правило, для них характерно широкое развитие отложений межрифовых каналов. Примером системы такого типа является современный большой барьерный риф Австралии. В самой узкой части этой системы зона рифообразования достигает 10 км (включая внутреннюю область растущих рифов).

По данным Б.В. Преображенского, в своей северной части на расстоянии около 96 км система состоит из 28 главных и множества второстепенных рифов (рифовых массивов) поперечником от 0,4 до 8,7 км, которые разделены примерно 38 главными каналами. Поэтому рифовая система имеет вид сети неправильных удлиненных патч-рифов, “запутанных” в массе каналов, большинство которых малы и мелководны. Внешний облик близок к облику внешнего края речной дельты /103/. В пределах Большого Барьерного рифа Австралии имеются также участки узких линейных рифов, пересеченных частыми прямыми отчетливыми каналами.

Древние барьерные рифовые системы известны в отложениях различного возраста многих регионов земного шара. Современные береговые (окаймляющие) рифовые системы широко распространены на открытых шельфах у восточного побережья Африки, северного побережья Южной Америки, северо-восточного побережья острова Куба, в Красном море, в Персидском заливе, на островных шельфах Новой Гвинеи, Новой Британии, Фиджи, Тонга и в других областях. Они протягиваются обычно в виде узких полос, непосредственно примыкающих к берегу или отделенных от него небольшими прибрежными лагунами. Береговые рифы иногда чередуются с протягивающимися вдоль побережья оолитово-обломочными барами или развиваются на отложениях баров (со стороны открытого моря). К отличительным признакам береговых рифов относятся: 1) линейная или кольцевая форма в плане; 2) незначительная мощность тел (до первых десятков метров); 3) обычно небольшая ширина (десятки и сотни метров); 4) короткое время формирования. Наиболее узкие рифы связаны с крутыми береговыми склонами. У пологих берегов, например, на некоторых участках шельфа Красного моря, наблюдается рост рифов в горизонтальном направлении с образованием рифовых плит, ширина которых иногда превышает 1 км и в исключительных случаях достигает 20 км, в то время, как мощность их составляет всего лишь несколько метров, максимум 10 м /28. С. 39/.

В древних толщах диагностировать береговые рифы крайне сложно, так как в большинстве случаев они не сохраняются в ископаемом состоянии. Плохая сохранность связана с формированием их в зоне гидродинамически активной среды вблизи береговой линии, в условиях непрерывного более или менее равномерного поднятия суши. При стабилизации тектонических движений (или понижений уровня моря), а также при медленных поднятиях дна в береговой зоне рифы интенсивно разрушаются, превращаясь в береговые бары или смешанные барово-рифовые комплексы. Сравнительно быстрые воздымания суши приводят к образованию сложных рифово-аллювиально-элювиальных комплексов и многочисленных рифовых террас. Так, непрерывное поднятие острова Новая Гвинея привело к образованию рифового комплекса мощностью 30–50 м, бронирующего нижнюю террасированную часть склона. В строении береговой рифовой системы этого острова помимо собственно рифовых отложений участвуют аллювиальные, озерные, болотные отложения и субаэральный элювий /153/. При прогрессирующем, устойчивом погружении (и / или поднятии уровня моря) береговые рифы превращаются в барьерные, так как за ними на начальном этапе формируется область лагуны, а позднее закрытого шельфа.

Примером ископаемой береговой рифово-барово-баровой системы является комплекс отложений верхнекембрийских пород Узбекистана (хребты Байсунтау, Чакчар, Мечетли). Он прослеживается в виде узкой (3–5 км) зоны с мощностью отложений 40–70 м, состоит из небольших линзовидных биогермных массивов (высотой 3–25 м), заключенных в органогенно-обломочные породы. Последние содержат значительное количество обломков каркасных организмов (кораллов и багряных водорослей) и представляют собой многократно перемытые продукты разрушения органогенных построек; вследствие этого границу между шлейфовыми и баровыми отложениями здесь провести невозможно, и к береговым рифам относят только биогермные отложения, слагающие массивы /46/.

³ “Патч-риф” – полуизолированные коралловые постройки, отделенные от соседних рифов песчаными площадями эрозионные останцы, перекрытые современным обильно растущим покровом кораллов /103. С. 34/.

Отмеченные разные типы строения как современных рифовых систем, так и их ископаемых аналогов, отражают общие закономерности их развития, связанные с темпами относительного поднятия уровня моря.

Ряд № 7 – ряд, соответствующий уровню подформаций, отражающий соотношение во времени трех параметров: скоростей концентрации, рассеивания биогенного карбоната и приостановок карбоната накопления.

Бентогенные карбонатные формации включают три подформации: терригенно-сульфатно-карбонатную прибрежную, карбонатную шельфовую и карбонатно-глинистую склона бассейна⁴.

Как следует из вышеизложенного, основным принципом построения генетических рядов низких уровней организации является соотношение во времени двух параметров: скорости концентрации и скорости разрушения биогенного карбоната. По мере увеличения ранга генетических подразделений (от скелета до карбонатной формации) все большее значение приобретает прерывистость процесса карбоната накопления, т.е. фактически происходит уменьшение скоростей накопления карбонатов. Параллельно с замедлением темпов бентогенной концентрации $CaCO_3$ увеличивается значение других процессов седиментации (терригенной, планктоногенной, хемогенной и вулканогенной) (см. рис. 1). Таким образом, прерывистость карбоната накопления оценивается соотношением процессов карбонатной, терригенной, вулканогенной и хемогенной седиментации путем определения степени глинистости и сульфатности карбонатного разреза, а также доли вулканогенных компонентов.

При построении генетических рядов более высоких уровней (подформационного и формационного) учитывается соотношение во времени трех параметров: скоростей бентогенной концентрации, рассеивания карбоната кальция и общих приостановок карбоната накопления.

⁴ Авторы рассматривают карбонатные подформации как выделяемые в составе формации естественные осадочные тела, различающиеся вещественно-минералогическим составом пород и характеризующиеся определенным процентным соотношением генетических групп отложений.

ГЛАВА 2. МЕТОДИКА ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ КАРБОНАТНЫХ ОБЪЕКТОВ

3. Методика проведения полевых исследований

Во введении авторами подчеркивалось, что для получения наиболее точных результатов при моделировании внутреннего строения осадочных тел, выходящих на поверхность в естественных обнажениях и залегающих на различных глубинах, необходимо начинать с изучения естественных или искусственных (карьеров) обнажений осадочных толщ. Именно в обнажении литолог может объективно оценить форму тел, характер их границ с вмещающими и перекрывающими отложениями и, самое главное, изменчивость структуры толщ, пачек слоев. При изучении разреза толщи в скважинах наиболее распространенной ошибкой, которую допускает литолог, является распространение информации о составе и структуре пород, получаемой в керне (мощность: сантиметры – единицы метров), на интервалы разреза (мощностью первые десятки, а то и сотни метров). Наиболее грубые ошибки в интерпретации строения осадочных комплексов по сейсмическим данным происходят от отсутствия представлений о масштабах изменчивости пластов и пачек как по разрезу, так и на площади.

В первой, теоретической, части работы были охарактеризованы причины и формы зависимости внутренней структуры и морфологии карбонатных тел. Поэтому при изучении осадочных толщ, особенно содержащих органогенные постройки, одним из важнейших диагностических признаков является морфология тел.

Форма осадочных тел, измеряемых метрами, десятками и сотнями метров, изучается либо в естественных выходах на дневную поверхность, либо в карьерах. Для погруженных комплексов единственными методами оценки морфологических параметров являются сейсмические. Следует принять во внимание, что форма карбонатных тел, слагающих толщу или формацию, легко поддается изучению только в том случае, если их морфология подчеркнута процессами выветривания, или в случаях переслаивания карбонатных тел с отложениями иного состава: глинами, гипсами (ангидритами), солями, песчаниками и т.д.

В «свежих» выходах (в стенках карьеров, обвалов и т.д.), однородных по составу отложений, границы и морфология самостоятельных карбонатных тел визуально выделяются с трудом. Те же эффекты характерны и в сейсмической записи, так как внутри однородных карбонатных комплексов отсутствуют резкие скоростные границы.

Геоморфологические признаки карбонатных тел

Геоморфологические признаки карбонатных тел наиболее отчетливо демонстрируют соответствие минерального состава, структуры, текстурных признаков и петрофизических свойств отложений. Массивные известняки и доломиты органогенных построек представляют собой породы наиболее устойчивые к денудации, и поэтому, как правило, выходы их образуют положительные формы рельефа. Изолированные карбонатные массивы формируют обычно одиночные горы со скальными обрывистыми склонами, например такие, как горы-одиночки в западном Предуралье: Шахтау, Юрактау, Тратау. Они представляют собой выходы нижнепермских рифовых и биогермных массивов, вмещающие отложения которых в современном эрозионном срезе значительно размыты и перекрыты четвертичными отложениями. Системы ископаемых рифов, биогермных массивов обычно образуют в рельефе цепочки и гряды холмов и гор. Крупные и сложные биогермные массивы ЛГТ № 7–№ 8 (см. табл. 3), в которых простые органогенные постройки не обособляются, образуют моноклитные выходы. Линзы слоистых межбиогермных пород при выветривании обычно образуют ниши. Сложные постройки, состоящие из тесно расположенных, слившихся биогермов (ЛГТ массивов № 5–№ 6 на табл. 3), образуют в рельефе округло-глыбообразные обрывистые скалы, без четкого обособления отдельных биогермов. Лишь местами наблюдаются куполовидные выходы, отражающие первичную форму биогермных построек. Иной облик выходов имеют биогермные массивы, которые слагаются неотчетливо обособленными биогермами (см. ЛГТ № 4–№ 3 на табл. 2). Они образуют либо сглаженные крупные выходы, почти не выступающие в рельефе, либо имеют неотчетливо-ступенчатую форму. В полибиогермных массивах, состоящих из обособленных построек со слоистыми межбиогермными отложениями, неустойчивыми к процессам выветривания, биогермы (ЛГТ пород № 1–№ 2 на табл. 2) образуют обычно скальные выходы с пониженными участками между ними. Характерны изолированные скальные обнажения, имеющие куполовидные очертания, которые представляют собой останцы биогермов. Пониженные задернованные участки между ними соответствуют размытым межбиогермным отложениям.

Разные ЛГТ известняков и доломитов слагают карбонатные тела различной формы, что объясняется неодинаковой скоростью отложений карбонатных пород определенной структуры, проявляющейся в мощности пластов, линз или органогенных построек, и устойчивостью исходного материала к процессам разрушения и транспортировки.

В некоторых случаях по смене характера выходов массивных известняков возможно судить об изменениях в строении органогенных построек. Например, в нижнекембрийских рифовых массивах иногда видно, что располагающиеся в нижней части склона крупные скалы массивных известняков сменяются на водоразделе выходами, имеющими полого-террасовидную форму обнажений. Изучение этих образований показало, что скальные обнажения слагаются субкаркасными, а неотчетливо-плитчатые – водорослево-детритовыми известняками.

Линзовидной формой характеризуются ЛГТ известняков обломочной структуры (ЛГТ №№ 30, 31, 32, 24, 50, 51, 52, 53, 58, 59, 22А, 20, 21, 63, см. табл. 2). Обломочные карбонаты, структура которых сформирована в результате относительно продолжительной переработки волновой деятельностью, образуют уплощенно-линзовидные и пластообразные тела (ЛГТ №№ 18, 19, 72, 73, см. табл. 2).

Высокая скорость накопления карбонатных илов во впадинах экранированного рифами шельфа приводит к формированию пластов пелитоморфных карбонатов массивной текстуры (ЛГТ №№ 66, 67, 68, см. табл. 2), выходы которых на дневную поверхность очень сходны по морфологическим признакам (и по форме выветривания) с выходами биогермных массивов ЛГТ № 1–№ 2 типов.

При изучении геоморфологических признаков карбонатных образований литолог большое внимание должен уделять форме их контактов. Подробное описание контактов органогенных построек дано в работах М.В. Михайловой /82; 51; 24/.

Типичные ошибки, возникающие при изучении формы ископаемых органогенных построек

В Методических рекомендациях по проведению геологической съемки в областях развития органогенных построек /24/ приведены типичные ошибки, допускаемые геологами при изучении формы карбонатных тел.

При изучении ископаемых органогенных построек вследствие большого их разнообразия и уникальности строения каждого массива возникают проблемы, связанные с выяснением особенностей их залегания и взаимоотношений с вмещающими отложениями. Но помимо того, что сами органогенные постройки представляют собой достаточно сложный объект для изучения, трудности их картирования нередко усугубляются методически неправильным подходом к телам массивных известняков, как к обычным слоистым карбонатным породам. При этом не учитывается специфика образования органогенных построек, которые формировались как первично твердые биогенные структуры среди одновозрастных рыхлых осадков иного литологического состава. В результате возникают серьезные ошибки в трактовке геологического строения всей картируемой площади.

Ошибки, связанные с определением взаимоотношений между органогенными постройками и вмещающими отложениями, возникают, как правило, на ранних этапах изучения геологического строения регионов. Изолированные тела ископаемых построек, сложенные массивными известняками, которые отличаются от вмещающих слоистых пород по облику, составу и органическим остаткам, нередко воспринимаются как инородные включения. При этом, в зависимости от размеров и формы, природа их интерпретируется различно.

1. Мелкие органогенные постройки (биогермы) принимаются иногда за экзотические валуны, глыбы обрушения, олистолиты.

2. Более крупные линзовидные тела массивных известняков рассматриваются часто как тектонические клинья в отложениях иного возраста.

3. Значительные выходы массивных органогенных известняков, имеющих неправильную форму, рассматриваются иногда либо как древние эрозионные выступы среди более молодых отложений, либо как денудационные останцы на более древних породах.

4. При выделении крупных обособляющихся тел массивных известняков резкие контакты их с вмещающими толщами нередко принимаются за тектонические. Особенно часто это происходит в тех случаях, когда органогенные постройки залегают среди различающихся по составу пород: обломочных, глинистых, вулканогенно-осадочных, доломитовых и т.д.

Другая группа характерных ошибок возникает обычно при определении залегания и выявления геологической структуры органогенных построек.

1. Складчатые структуры в крупных телах массивных известняков устанавливаются нередко по элементам залегания вмещающих слоистых отложений, которые механически распространяются на выходы массивных известняков. При этом не учитывается, что жесткие глыбы массивных известняков и вмещающие слоистые отложения по-разному реагируют на тектонические деформации. Более податливые слоистые образования имеют обычно вблизи

выходов массивных известняков крутые углы падения и мелкую складчатость. Массивные известняки залегают, как правило, значительно более полого и образуют структуры типа брахискладок.

2. Залегание массивных известняков, слагающих органогенные постройки, нередко определяется по плоскостям тектонических трещин, которые можно принять за поверхности наложения. Подобные ошибки часто приводят к значительному преувеличению мощностей, поскольку тектонические трещины имеют обычно более крутые углы падения (70–80°) по сравнению с массивными известняками. Кроме того, определение залегания по плоскостям тектонических трещин искажает понимание общей геологической структуры всей площади, где развиты органогенные постройки.

Довольно широко распространены стратиграфические ошибки, связанные с определением возраста и положением массивных, органогенных известняков в стратиграфическом разрезе.

1. В массивных известняках органические остатки зачастую отбираются без выяснения общей геологической структуры, что при большой трудности фиксации взаимного расположения точек с фауной в массивных известняках приводит к смещению фаунистических комплексов и, как следствие этого, к ошибочным стратиграфическим выводам.

2. При картировании крупных органогенных массивов не учитывается, что границы геологических тел длительно формирующихся органогенных построек, как правило, не изохронны. В практической же работе они часто рассматриваются как стратиграфически одновозрастные, что приводит к серьезным ошибкам при стратиграфических корреляциях.

3. Разобщенные на площади, но внешне сходные, разновозрастные тела массивных известняков без детальных биостратиграфических исследований могут быть приняты за одновозрастные. Этому, в частности, способствуют случаи, когда разновозрастные массивные известняки приведены в соприкосновение по тектоническим разломам, выявить которые в литологически однородных толщах массивных известняков весьма затруднительно. Объединение органических остатков, собранных в разных пунктах подобного «единого» тела, приводит к действительному смещению фаунистических комплексов и ошибочности стратиграфических построений.

Завершая данный раздел, необходимо предостеречь от обратных ситуаций, когда любой выход массивных органогенных известняков, который может в действительности оказаться тектоническим клином, эрозионным останцом и т.п., принимается за органогенную постройку.

Полевое изучение карбонатных пород органогенных построек

Литологическое изучение пород органогенных построек включает следующие задачи: выяснение таксономического разнообразия ископаемых организмов; описание литологических признаков пород; выделение ЛГТ каркасных известняков, выявление пространственного размещения их внутри построек.

Выяснение таксономического разнообразия организмов представляет собой область палеонтологических исследований. Вместе с тем эта работа является также основой и литологического изучения ископаемых построек, так как большинство первичных структур и текстур каркасных известняков определяется формой скелета, способом роста и распределением остатков пороодообразующих организмов.

На первом этапе работы необходимо оценить морфологическое разнообразие организмов, выделить основные разновидности, зарисовать и сфотографировать их распределение в постройке. После этого можно приступать к сбору образцов. Изменение последовательности этих работ может привести к безвозвратной потере важных экологических и литологических признаков. Нужно учитывать, что одной морфологической разновидности могут соответствовать различные виды организмов, и наоборот. Поэтому важно еще в поле обращать внимание на структуру скелетных остатков. Иногда в полевых условиях бывает трудно определить все разновидности организмов. В этом случае можно выделять формальные группы по особенностям строения скелета, например: известковые губки I рода, II рода и т.д. Выделенные группы должны быть описаны, зарисованы, сфотографированы и представлены в коллекции.

Описание литологических признаков пород дается по единому плану. Необходимо охарактеризовать следующие признаки:

1) вещественный (минералогический) состав пород: известняк, доломит, глинистый известняк и др. Приемы полевого определения состава пород приведены в соответствующих пособиях /80; 79/;

2) структура и текстура породы;

3) цвет породы;

4) наличие слоистости и плитчатости отложений;

5) таксономический состав пороодообразующих организмов;

- 6) формы роста и размеры каркасных организмов;
- 7) прижизненное или нарушенное положение остатков организмов в каркасном известняке, признаки нарастания, прикрепления, обрастания, следы сверления;
- 8) процентное содержание каждой выделенной разновидности организмов (подсчитывается отношение суммарной площади колоний или раковин каждой разновидности на $1 м^2$). Суммарным количеством каркасных организмов определяется процентное содержание каркаса в биогермной известняке (см. **рис. 10**);
- 9) состав и количество крупного детрита в процентах (количество мелкого детрита и шлама определяется в шлифах);
- 10) первичные (седиментационные) структуры и текстуры известняка-заполнителя (точное определение микроструктур возможно только в шлифах);
- 11) вторичные структуры (инкрустации, конкреции, доломитизация и др.) и интенсивность их развития по каркасу и заполнителю;
- 12) пористость и кавернозность (количество, размеры и характер распределения пор, по каким участкам развиты);
- 13) признаки перерывов и осушений /51/.

Выделение ЛГТ известняков начинается с первых этапов изучения органогенных построек и постоянно дополняется по мере их изучения. Литологические типы известняков выделяются на основании следующих признаков: 1) многократно фиксированного (по процентным содержаниям) совместного нахождения одних и тех же каркасных организмов; 2) преобладания в каждом сонахождении какой-либо одной из морфологических разновидностей организмов; 3) приуроченности к каждому сонахождению определенных микроструктурных типов известняка-заполнителя и остатков организмов-рифолобов.

Основные приемы изучения карбонатных пород органогенных построек при их картировании включают: предварительные наблюдения, детальные описания типов пород на опорных и контрольных участках методом квадратов-сеток, составление вертикальных и горизонтальных опорных разрезов.

1. Предварительный осмотр всех обнажений ископаемых органогенных построек необходимо проводить, чтобы наметить и в первом приближении обособить участки, отличающиеся по литологическому строению. Такими участками могут быть центральные, боковые части, склоны органогенных построек, а также концентрические, вертикальные или горизонтальные зоны внутри них. В сложных постройках (биогермных и рифовых массивах), кроме того, отмечаются линзы сопутствующих слоистых пород. Наблюдения должны сопровождаться предварительными описаниями размеров и формы участков с различным строением, мощности, состава, структурных и текстурных признаков пород. При общем осмотре необходимо сделать схемы, зарисовки крупных обнажений, наметить участки однородного строения, линии предполагаемых литологических разрезов.

2. Изучение карбонатных массивных пород методом опорных и контрольных площадок дает наиболее ценную литологическую информацию об органогенных постройках (**рис. 11**). Для этой цели пригодны небольшие (высотой до 20 м) постройки или участки крупных тел с легко доступными и хорошо отпрепарированными пологими поверхностями. Поверхности расчерчиваются мелом либо краской на сеть квадратов. Размеры квадратов выбираются, исходя из преобладающих размеров скелетных остатков, с таким расчетом, чтобы на каждый квадрат приходилось не менее 5–10 колоний, что позволяет проанализировать частоту их совместного нахождения, структурные признаки и соотношения каркасного известняка и заполнителя. Например, при величине колоний 10–15 см удобно использовать сеть квадратов размером 1 x 1 м. По отдельным квадратам проводятся полевое описание, зарисовки и сборы образцов.

Описание каркасных известняков по сетке является трудоемкой работой, потому не следует увлекаться количеством и размерами опорных площадок, которые не должны превышать 20–50 $м^2$. При сравнительно небольших постройках можно ограничиться одной опорной площадкой и несколькими контрольными, чтобы на каждые 100 $м^2$ приходилось не менее одной площадки. Размеры контрольных площадок равны одному квадрату опорных площадок. При однородном строении ископаемых тел можно ограничиться сеткой контрольных площадок. Для каждой площадки определяются: таксономический состав фауны, количество форм каждого таксона, литологический состав породы, контуры участков различного состава, размер органогенного детрита, его структурная приуроченность (**рис. 12**). Дополнительные данные относительно распределения органических остатков и условий залегания пород могут быть получены при прослеживании выходов пород между пунктами наблюдений.

В тех случаях, когда органогенные постройки обнажаются в недоступных обрывах, для описания пород можно воспользоваться крупными глыбами, которые обычно находятся у подножья склонов. Описание в крупных глыбах проводится по сети квадратов, как на опорных площадках. Примеры использования опорных площадок при изучении органогенных построек имеются в работах Д.Д. Инджелса /47/, Н.К. Фортунатовой и И.Г. Григорьевой /148/ и Геологическая съемка..., /24/.

3. Описание известняков по вертикальным разрезам необходимо проводить в крупных органогенных постройках, имеющих зональное или полибиогермное строение.

При выделении интервалов в разрезе используется вертикальная зональность в распределении типов каркасных известняков, чередование каркасных и сопутствующих пород, следы перерывов и осушений. В каждой зоне желательно провести на нескольких уровнях изучение каркасных известняков с помощью опорных или контрольных площадок.

Постройки, имеющие большие горизонтальные размеры, необходимо изучать с помощью серии вертикальных разрезов с интервалом между разрезами от 50 до 200 м (в зависимости от ширины фациальных зон). При таком способе наиболее отчетливо выявляются вертикальная зональность состава каркасных известняков, позволяющая судить о стадийности образования массивов. Для выявления изменения типов пород по площади полезно использовать горизонтальные разрезы, пересекающие зоны на нескольких стратиграфических уровнях, например, у подошвы, в средней и верхней частях построек /51. С. 137/, а также составлять детальные литологические карты.

Литологические исследования сопровождаются отбором образцов: поинтервально и по разновидностям пород. Отбор образцов по разновидностям необходим для составления эталонной коллекции литологических образцов и шлифов. Для определения количественных соотношений каркаса и заполнителя, выявления микроструктурных разновидностей состава пород и вторичных процессов необходимо проводить массовый, поинтервальный отбор образцов по разрезам. Интервалы отбора зависят от сложности строения массивов, а также способа изучения. На опорных и контрольных площадках, наряду с отбором образцов по разновидностям пород, необходимо брать из каждого квадрата не менее одного образца (часть его идет на изготовление шлифов). При описании вертикальных разрезов образцы (и шлифы) отбираются поинтервально, через 1–10 м, и дополнительно из каждой разновидности пород. Кроме того, берутся ориентированные образцы на шлифы для изучения текстур, микроконтактов, предполагаемых скрытых размывов. Для составления литологических колонок масштаба 1: 500 наиболее удобный интервал отбора 2,5 м. При изучении построек по горизонтальным разрезам интервал опробования определяется таким образом, чтобы каждая зона была охарактеризована, но не реже, чем через 5–10 м.

В поле обязательно должны составляться планы или зарисовки отбора образцов с нанесением на них точек опробования (рис. 13). Для точного определения вещественного состава пород каждый литологический образец необходимо дублировать для карбонатного, спектрального и других видов. Поскольку основной метод литологического изучения карбонатных пород микроскопический, то материала для шлифов приходится брать очень много. Литологические шлифы отбираются в количестве 2–3 штук из каждой точки. Если имеется необходимость проследить стадии пространственного изменения породы (например, доломитизации), то можно взять целый штуф, отметив на нем линии распила и пронумеровав отдельные плитки. В записной книжке делают соответствующую зарисовку с разметкой и подробными объяснениями.

Шлифы на микрофауну и водоросли отбираются в количестве 5–10 штук из одной точки. Меньшее количество не дает полного представления о составе микрофауны, водорослей и породообразующей органики. Практика отбора единичных шлифов при изучении органогенных построек неприемлема из-за пестрого состава и пространственной изменчивости пород.

Специальные шлифы и полировки выполняются с целью выяснения строения крупного участка породы. Для этого иногда отбирают образцы размером до 9 x 12 см. Однако из-за технических трудностей изготовление таких шлифов не имеет широкого распространения. Лучшего эффекта можно добиться изготовлением крупных полировок, с которых после травления в кислотах снимают ацетатные реплики /182/. Реплики используются для изучения под оптическим и электронным микроскопом, а также для фотографирования.

В ходе полевых работ необходимо отобрать пробы на химические, спектральные, минералогические анализы, определение карбонатности, нерастворимого остатка и др. Пробы отбираются обязательно по сетке, шаг устанавливается в зависимости от задач, которые ставятся перед геологами. Недопустим отбор проб без четко очерченной цели. В основе должны лежать определенные программы исследований.

Сведения о количестве материала, отбираемого на анализы, а также описание технологии анализов, точности методов пересчета и другие данные можно найти в специальной литературе /79. Ч.1.; 154; 155/.

Полевое изучение карбонатных пород рифовых шлейфов

Ископаемые массивы могут быть окружены шлейфами органогенно-обломочных пород. Изучение их необходимо проводить для восстановления условий образования органогенных построек, выяснения стадий их роста и разрушения, описания типов контактов массивных тел и слоистых отложений.

Основными признаками шлейфовых отложений служат: приуроченность к органогенным постройкам; обломочная структура; преобладание обломков каркасных организмов и каркасных известняков; плохо отсортированный материал; уменьшение в размерах и увеличение окатанности обломков, по мере удаления от органогенной постройки; небольшой нерастворимый остаток (однако повышенный по сравнению с биогермными известняками); светлая окраска и высокая пористость пород; наличие грубой плитчатости, реже косої слоистости; следы подводных перерывов.

Обломочные шлейфы изучаются путем составления серии вертикальных разрезов и непрерывного прослеживания отдельных слоев. При изучении их необходимо отмечать: вещественный состав; цвет; первичные структуры пород; количество и степень окатанности обломков; характер их сортировки; изменение размеров и состава обломков по разрезу (по вертикали) и по простиранию, при удалении от органогенной постройки; состав цемента; вторичные структуры и текстуры; пористость; характер плитчатости и слоистости отложений (размер, форму и наклон слойков); следы перерывов и признаки переотложения обломочного материала; контакты шлейфовых отложений с массивными известняками.

Для шлейфов, развитых на склоне рифа, обращенном в сторону открытого моря, характерны грубость материала (щебенка, валуны, галька, глыбы), плохая его сортировка, грубая плитчатость, преобладание в обломках каркасных организмов или биогермных известняков, карбонатный цемент. Для удаленных шлейфов, а также для шлейфов, обращенных в сторону лагуны, характерны мелкозернистые структуры, четкая слоистость, карбонатный цемент. Состав органогенных обломков в ближайших и удаленных шлейфах обычно различается, так как органические остатки ведут себя по-разному при транспортировке. Дальше всего разносятся обломки иглокожих, затем водорослей, пеллеципод, брахиопод, строматопоридей, хуже переносятся обломки кораллов.

При характеристике шлейфов следует обязательно отмечать их протяженность и изменения мощности. Границей распространения шлейфа можно считать практически полное исчезновение (менее 5–10 %) обломков каркасных организмов. Интенсивность разрушения постройки характеризуется отношением ее мощности к протяженности шлейфа: чем больше это отношение, тем слабее разрушалась постройка. Следующим важным вопросом, стоящим перед геологом, является определение времени ее разрушения. Постройка могла разрушаться в период формирования, представляя собой растущий риф. Но могла разрушаться и после прекращения роста, когда стала эрозийным останцом. Решить этот вопрос помогает анализ контактов каркасных известняков с шлейфами, а также изучение состава шлейфового материала. Резкие контакты облекания и смешанный состав обломков и цемента свидетельствуют о том, что шлейфы формировались после того, как рост постройки закончился. Постепенные переходы каркасных известняков в шлейфовые, присутствие среди шлейфовых пород «усов» (клиньев) каркасных известняков и закономерная смена состава обломков, соответствующая вертикальной зональности постройки, свидетельствуют об одновременном росте и разрушении постройки.

Полевое литологическое изучение различных типов «нерифовых» карбонатных отложений

При проведении объемного седиментационного моделирования осадочных толщ основную роль играют работы по составлению опорных и типовых разрезов изучаемого карбонатного комплекса. Качество и проработка первичного материала по этим разрезам определяет дальнейший успех работ, связанных с построением тонкопластовой модели объекта изучения. Эти разрезы выполняют роль эталонов для выделения стратиграфических подразделений изучения состава пород и их петрофизических свойств, определения отражающих границ, выявления законов распределения пластовых скоростей и т.д. Параметры строения опорных и типовых разрезов играют роль исходных для «привязки» изучаемого комплекса к стандартной седиментологической модели и для трансформации последней в типовую.

В качестве опорного разреза рассматриваются разрезы с проведенными послыжными описаниями, являющиеся эталоном литологической и стратиграфической характеристики толщи, формации или комплекса определенной структурно-формационной зоны. Типовые разрезы характеризуют разрезы отложений, сформировавшихся в различных зонах седиментации. Типовые разрезы являются эталонами для разработки типовых седиментационных моделей.

Мощные карбонатные толщи часто обладают сложным полифаціальным строением. В некоторых фаціальных зонах (в зонах развития прибрежных карбонатов или рифовых систем, или в отложениях карбонатных подводных конусов выноса) шаг изменчивости строения пластов составляет иногда от 50–100 м до 1,5–2 км вкост простирания фаціальных зон и от 1–2 см – 30 см до 1,5–2 м по вертикали (в разрезе). Поэтому количество и расположение типовых разрезов (естественных обнажений или скважин) определяется шириной фаціальных зон. При

выборе точек расположения разрезов обязательно учитывается направление простирания зон таким образом, чтобы выбранные разрезы располагались вкрест их простирания и отражали картину максимальной изменчивости строения пластов.

В областях развития слоистых шельфовых отложений, характеризующихся горизонтальным залеганием и относительной выдержанностью состава, расстояние между разрезами, обеспечивающими надежную литологическую корреляцию и прослеживание реперных горизонтов, может составлять 5–10 км. В складчатых областях располагать разрезы необходимо гораздо чаще. Во всех случаях изучение толщи лучше начинать с составления карты литолого-стратиграфических разрезов, расположенных в разных участках картируемой площади и характеризующих, по возможности, каждую фациальную зону. Последние намечаются, исходя из результатов предшествующих съемок, дешифрования аэроснимков и рекогносцировочных маршрутов. Карты опорных и типовых разрезов естественных обнажений составляют в местах лучшей обнаженности и доступности отложений (обычно в руслах рек и оврагов) с минимальной нарушенностью залегания и слабой вторичной измененностью пород. Для сбора полноценной информации желательно провести изучение слоев по простиранию (хотя бы на несколько десятков метров). Подробные полевые описания сопровождаются сбором коллекций образцов и фауны.

После изучения опорных и типовых разрезов и выяснения возможности их сопоставления выбираются участки значительных фациальных изменений. Здесь желательно составить несколько вспомогательных разрезов. С их помощью выясняется характер и направленность фациальных изменений. В участках наиболее резких фациальных переходов корреляцию отложений необходимо контролировать непосредственным прослеживанием отдельных пластов или их комбинаций от разреза к разрезу. В процессе изучения опорных, типовых и вспомогательных разрезов выявляются литологические границы и маркирующие горизонты, используемые при корреляции, а также зоны наиболее резких фациальных изменений.

До начала изучения опорного разреза естественного обнажения необходимо провести предварительный осмотр, чтобы убедиться в непрерывности его и наметить основные интервалы и пачки для последующего описания. Необходимо разобраться в масштабе описываемого явления и отдельно характеризовать слоистость, плитчатость и слойчатость. Желательно уже при полевом описании использовать таблицы признаков слоистых текстур разного типа и их изображения, приведенные в справочниках и руководствах /80; 3; 16; 20; 18 и др./ . Учитывая неполноту информации при работе с керном скважин, описание обязательно следует корректировать с помощью данных геофизических исследований скважин. При посылном изучении карбонатных толщ обязательным является радиоактивный карротаж.

Наслоенность (собственно, слоистость) обусловлена первичной литологической обособленностью пластов. Каждый обособляющийся пластообразный слой (наслой) отличается от выше- и нижележащего по вещественному составу, или по структуре, или по текстуре. Можно различать слоистость листоватую (0,1–0,5 см), тонкослоистую (0,5–3 см), мелкослоистую (3–30 см), среднеслоистую (30–100 см), толстослоистую (1–3 м), массивно-слоистую (3–10 м) и массивную (слоистую) (см. табл. 1).

Наиболее распространенным и важным типом слоистости однородных карбонатных толщ является первичная плитчатость, обязанная своим названием наличию поверхностей раздела между литологически тождественными слоями (плитками). Плитки разделяются слоевыми швами, с которыми связаны иногда тонкие глинистые пленки. Образование плитчатости обусловлено периодами замедленного накопления карбонатного осадка. Размер одной плитки соответствует мощности элементарного пласта ЛГТ. Масштаб плитчатости характеризуется теми же градациями, что и слоистость (см. табл. 1).

Текстура отдельных слоев (плиток) может быть однородной или отличаться слоистым распределением материала. Подобную слоистость внутри слоя (плитки), в отличие от слоистости толщи, лучше называть слойчатостью /20; 19; 154/. Выделяются три типа слойчатых текстур: косослойчатая, волнистослойчатая и горизонтально-слоистая. Четвертым типом является неслойчатая (массивная) текстура слоя (плитки).

При выделении слоев необходимо учитывать вещественный состав пород (известняк, доломит и т.п.), текстурные различия пород, которые могут иметь маркирующее или картировочное значение (известняковые брекчии, водорослевые, обломочные, оолитовые, сильно пористые и кавернозные, конкреционные известняки и др.), изменения в характере плитчатости и слойчатости (например, интервалы мелко- и толстоплитчатых известняков), а также текстурные признаки (следы жизнедеятельности, стилолиты и т.п.) или различия в комплексе палеонтологических остатков. Каждому из выделенных слоев дается общая развернутая характеристика по единому плану: 1) вещественный состав породы; 2) цвет; 3) структуры пород (первичные и вторичные); 4) плитчатость и слойчатость; 5) текстуры, развитие на поверхностях слоев (признаки размыва и перерыва, знаки ряби, трещины усыхания; следы капель дождя, борозды течения, псевдоморфозы по кристаллам солей, следы ползания червей и др.); 6) текстуры, развитые внутри слоев, – следы жизнедеятельности организмов (иллоидов), подводноползневые текстуры, стилолитовые и фунгиковые текстуры, карстовые и натечные образования; 7) остатки организмов; 8) условия залегания; 9) форма тел (пласт, линза, холм, клин, гнездообразное тело); 10) границы с выше- и нижележащими отложениями (резкие, постепенные, с размывом); 10) контакты с вмещающими отложениями

(для холмовидных и линзовидных тел); 11) мощность слоя и амплитуда ее колебаний в пределах обнажения.

Описание слоев удобнее проводить снизу вверх по разрезу в естественных обнажениях и сверху вниз в скважинах. Все изменения состава и других признаков пород внутри слоя нужно точно привязывать к его подошве или кровле.

Отдельного описания заслуживают проявления ритмичности в отложениях, обусловленной многократным повторением в разрезе набора из нескольких типов или разновидностей пород. При изучении карбонатных разрезов нередко удается наметить ритмы нескольких порядков. Для палеогеографических целей наибольшее значение имеет мелкая ритмичность, образованная набором из 2–3 разновидностей пород. Примером ее является цикличность, обусловленная изменением структуры или минералогического состава пород. К этому типу цикличности относятся: градационная слоистость, которая часто связана с существованием крутых уклонов морского дна и деятельностью мутьевых потоков; ленточная (сезонная) слоистость, свойственная отложениям лагун и прибрежных озер – и др. Более крупные циклы отличаются от мелких менее упорядоченным строением и более разнообразным составом слагающих пород. Эта цикличность отражает периодическую смену условий седиментации, связанную с трансгрессивно-регрессивными смещениями фаций. Она широко используется в стратиграфических целях, являясь важнейшим инструментом детальной корреляции отложений на больших площадях.

Для генетического анализа карбонатных отложений наряду с литологическими исследованиями огромную ценность имеют палеоэкологические наблюдения, поскольку большинство известняков имеет биогенное происхождение и нередко содержит значительное количество органических остатков. Палеоэкологическое наблюдение желательно проводить в комплексе с литологическим изучением. Для получения сопоставимых результатов нужно обследовать с одинаковым вниманием каждый слой независимо от количества встреченных остатков организмов. Отсутствие фауны и флоры в «немых» пачках – такой же важный признак, как и ее обилие. При изучении разрезов необходимо учитывать таксономическое разнообразие, общее количество и количество форм каждой разновидности, число остатков организмов, приходящихся на 1 м² поверхности обнажения, условия захоронения (прижизненное, перемытое); характер распределения остатков в слое и их ориентировку; степень сохранности; случаи взаимного обрастания и следы сверления и т.п. Описания сопровождаются сбором стратиграфически руководящих форм (для определения возраста) и коллекции всех выделенных разновидностей (для палеогеографических выводов).

При изучении карбонатных разрезов, особенно в начальный период изучения толщи, рекомендуется основное внимание уделить отбору образцов для изготовления прозрачных шлифов. Отбор шлифов (обязательно из одного штуфа с литологическим образцом) желательно проводить через строго определенные интервалы, особенно во внешне однообразных породах (через 1, 2,5 или 5 м), в зависимости от мощности толщи и средней мощности выделяемых слоев, чтобы на слой приходилось не менее 2–3 шлифов. Равномерный поинтервальный отбор шлифов дает представительный материал для данного слоя и толщи в целом. Иначе можно собрать шлифы из ярких разновидностей пород, а фоновый состав карбонатов окажется неохарактеризованным. Литологические образцы берутся из тех же точек, что и шлифы, но в меньшем количестве (1–2 на слой) с таким расчетом, чтобы они давали полное представление о разрезе. В камеральных условиях часть образцов идет на изготовление пришлифовок. Литологические образцы желательно дублировать пробами на определение карбонатности, спектрального и других видов анализов. Каждый взятый образец, шлиф и пробы должны быть строго привязаны к полевому описанию слоя, а также обозначены на схемах, зарисовках, фотографиях и разрезах.

Полевое описание и правила хранения керна скважин⁵

Полевое описание керна при документации буровых скважин должно проводиться геологами, обладающими навыками литологической характеристики осадочных пород. Первичное описание керна дает иногда больше информации, чем последующее камеральное изучение. Весь керн, получаемый при бурении, подлежит обязательному отбору и укладке в керновые ящики. Керн, извлекаемый из колонковой трубы после каждого рейса, принимается сменным буровым мастером, отмывается от приставшей породы, заклинки и глинистого раствора (кern рыхлых или растворимых пород без промывки осторожно очищается) и

⁵ При составлении раздела использованы «Инструкция по отбору, документации, обработке, хранению и сокращению керна скважин колонкового разведочного бурения» /48/, «Инструкция по проводке опорных скважин и камеральной обработке материалов опорного бурения», /49/, Геологическая съемка...: Методические указания по геологической съемке масштаба 1 : 50 000 /23/.

складывается в ячейки kernового ящика в направлении от этикетированного торца ящика, слева направо, с соблюдением последовательности расположения отдельных кусков керна, имевшей место в колонковой трубе. При этом верхняя часть вновь извлекаемого керна должна прилегать к забойному (нижнему) куску керна, извлеченного при предшествующем рейсе. Мелкие кусочки и обломки керна, если их положение в поднятом керне не известно, выделяются отдельно и складываются в начале верхней части интервала. Также отдельно, но в забойном конце, складывается шлам (если его сбор обусловлен геологическими требованиями). На одном торце kernового ящика должны быть надписаны название участка или партии, номер скважины и порядковый (для данной скважины) номер ящика. На кромках стенок и перегородок ящика должны быть нанесены стрелки, указывающие порядок укладки керна.

В конце интервала (после забойного куска керна) вкладывается деревянная этикетка, размером соответствующая ячейке ящика, со следующими записями: номер скважины, дата, смена, пробурено от ... м до ... м, уходка ... м, поднято керна ..., подпись сменного бурового мастера. Этикетка пишется простым карандашом. Аналогичная этикетка вкладывается после собранного шлама. В случае неполучения керна в ящик вкладывается такая же этикетка с отметкой, что керн на данном интервале не поднят.

Керн описывается в два приема: первичное описание (по рейсам) и детальное (послойно). Первичное описание производится в журнале документации скважины по рейсам – непосредственно после выемки керна и его очистки.

Для проведения детального послойного описания керн распиливается пополам, вдоль его оси. Половина керна используется для описания и хранится в качестве эталона. Вторая половина используется для различных видов анализов и сбора палеонтологических остатков. Иногда послойное описание может совмещаться с первичной документацией.

При детальном описании керна дается возможно более полное описание породы каждого слоя. Основное внимание уделяется диагностическим признакам Л Г Т карбонатных пород. При частой перемежаемости близких по составу пород допускается подробное описание каждой разности пород лишь вначале, с последующим указанием только расположения и мощности повторяющихся слоев и особенности каждого слоя. Но в этом случае подробное описание должно периодически повторяться. Примерный перечень данных, приводимых в описании, следующий: название породы (с указанием примесей), цвет (во влажном и сухом состоянии), структуры, состав и характер цемента, степень уплотненности, текстура, особенности минералогического состава, включения, конкреции и новообразования (их состав, размеры, форма, условия залегания, ориентировка), карбонатность (породы и включений), наличие и условия залегания органических остатков, условия залегания слоя по отношению к оси керна (угол падения во всех случаях и азимут и угол падения в случае ориентированного керна), характер контактов со смежными слоями и изменение характерных черт породы около контакта (увеличение или уменьшение зернистости, изменение состава, другие особенности), наличие органического вещества, запах, трещиноватость, наличие зеркал скольжения и т.п. Параллельно с детальным описанием отбираются образцы, пробы на геохимические, геофизические и другие исследования и собираются органические остатки.

При описании керна следует иметь в виду, что в связи с малыми размерами керна часто очень сложно отличить конкреции и линзы от пластов, в связи с чем очень важно внимательное изучение контактов слоев.

Мощность слоев при описании указывается видимая (т.е. фактически измеренная по керну). Обязательно фиксируются диастемы и указывается размер плитчатости. Истинная мощность определяется при окончательной обработке материалов с использованием данных изучения керна, шлама, каротажа и контрольных измерений глубины скважины. Изменение мощности пропорционально выходу керна не рекомендуется в связи с избирательным истиранием керна в чередующихся разнородных породах и преимущественным истиранием керна однородных пластов в разных его частях в зависимости от физико-механических свойств пород.

Одновременно с детальным описанием производится зарисовка и фотографирование всего керна. Зарисовки и фотографии керна делаются следующими способами: 1) в виде проекции цилиндрической поверхности керна на плоскость, 2) зарисовка или фотография распиленного вдоль оси, 3) зарисовка или фотография поверхности керна в виде полной развертки на плоскость. На зарисовках и фотографиях показываются все слои, выделенные при описании, замеры углов, образуемых слоистостью, трещинами, прожилками, с осью керна, места отбора образцов, проб и прочее – с указанием номера.

Отбор шлама производится в случае необходимости (проходка без керна, наличие в разрезе размывающихся или сильно истирающихся пород и т.д.). Шлам перед описанием разделяется на две фракции путем промывания его через сита с отверстиями 3,5 и 2 мм; фракции изучаются отдельно. При взятии образцов шлама следует отмечать глубину, соответствующую положению забоя скважины в этот момент.

При изучении шлама сначала просматривается и описывается фракция с элементами диаметром менее 3 мм, затем более 3 мм – под лупой 10^x или бинокляром. В описании дается общая характеристика шлама с обязательным выделением характерных типов пород и определением их соотношения (в %). Необходимо сопоставлять породы, встреченные в виде обломков в шламе, с соответствующими породами, представленными в керне. При последовательном просмотре шлама сверху вниз особое внимание следует обращать на

появление пород, отсутствующих ранее. Необходимо всегда иметь в виду, что в составе шлама постоянно имеются породы, вынесенные с различных глубин.

Керн опорных скважин обязательно хранится в специально обустроенных хранилищах и сопровождается результатами всех видов лабораторных и научных исследований: отработанными каротажными диаграммами, результатами определения органических остатков, обоснованием выделяемых стратиграфических подразделений, данными петрографических, петрофизических, радиометрических и геохимических исследований.

На месторождениях выбираются разрезы скважин с различным строением продуктивных горизонтов и составляются эталонные коллекции образцов и шлифов с подробной характеристикой петрографического состава, структуры основных разновидностей пород, включая породы-коллекторы, породы-флюидоупоры и породы, не обладающие свойствами коллекторов или флюидоупоров, их геохимическую, петрофизическую и палеонтологическую характеристику. Эталонные литологические коллекции продуктивных комплексов или пластов должны сопровождаться подробными текстовыми описаниями и фотографиями, точными привязками образцов к скважинам и интервалам разреза и храниться, в качестве эталонных, либо в специальных фондах кернового материала, либо в научных или производственных организациях, обрабатывающих керн по месторождению. Место хранения и каталог коллекции должны быть указаны в отчетах, опубликованы и переданы в центральные фонды кернового материала.

4. Микроскопическое изучение карбонатных пород

Состав карбонатных пород

Изучение состава карбонатных пород является одним из ведущих методов выявления условий их формирования и последующего преобразования на разных стадиях литогенеза.

Минералогический состав известняков, слагающих органогенные постройки, определяется первоначальным составом каркасных организмов. Наиболее распространенным минералом в современных рифах является арагонит, в меньшей степени – высокомагнезиальный кальцит. Такие каркасные организмы, как зеленые водоросли, шестилучевые кораллы, некоторые гидроидные и восьмилучевые кораллы, большинство брахиопод, пелеципод и цефалопод, строят свой скелет из арагонита, а багряные водоросли, восьмилучевые кораллы (горгонии и альционии), известковые губки и большинство фораминифер – из высокомагнезиального кальцита. Арагонит и высокомагнезиальный кальцит являются неустойчивыми минералами и в условиях диагенеза и катагенеза переходят в низкомагнезиальный кальцит. Высвобождающийся магний способствует доломитизации пород, которая может начинаться еще в морском бассейне в результате просачивания или испарения морской воды. Поэтому основными минералами в составе древних органогенных построек являются кальцит и доломит. Наибольшим распространением пользуются известняки с низкомагнезиальным кальцитом. Достаточно широкое распространение имеют доломит и обогащенные доломитом известняки. Минералы, связанные с процессами ожелезнения, сульфидизации или окремнения, занимают подчиненное положение. Терригенная примесь в биогермных карбонатных породах не превышает обычно 5%. Химически чистым составом органогенных известняков обусловлены преобладающие белые и светло-серые их окраски. Розоватые, желтоватые и коричневатые оттенки связаны обычно с присутствием окислов железа или марганца. На цвет биогермных известняков может влиять примесь органического вещества, при большом содержании которого порода приобретает темно-серый и даже черный цвет.

В составе карбонатных отложений, вмещающих органогенные постройки, преобладают кальцит, доломит и некарбонатные примеси. Среди них встречаются песчаные, глинистые, алевритовые компоненты, кремнистые, сульфатные минералы, магнезит, сидерит, органическое вещество и другие примеси.

Общепринятой классификации карбонатных пород по вещественному составу и соответствующей терминологии не существует. Наиболее распространенными являются классификации, основанные на количественном соотношении каких-либо ведущих компонентов: известняк – доломит, карбонат – алеврит (песчаник), карбонат – глина и т.д. Обзор их приведен в «Атласе текстур и структур осадочных горных пород» /3/, в последней работе «Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов» /119/. В практической работе используют обычно схемы соотношения трех наиболее распространенных компонентов, которые изображают на треугольных диаграммах, например: известняк – доломит – терригенная примесь /21; 156; 160/, известняк – доломит – глина /86; 131; 132/ и др. Вещественный состав удобно давать в виде процентных содержаний каждого присутствующего в схеме компонента. Терригенно-известняковая группа по содержанию нерастворимого остатка (НО) делится на подгруппы (в %): 1) 5–10, 2) 10–20, 3) 20–50, 4) 50–70, 5) 70–90. В известково-

доломитовых породах по содержанию доломита выделяются: доломитистый известняк 5–20 %), доломитовый известняк (20–50 %), известковый доломит (50–90 %), доломит (90–100 %). Окончательная характеристика вещественного состава карбонатных пород дается после изучения шлифов и результатов анализов. На таблице 1 приведен наиболее распространенный состав карбонатных пород. Для целей получения структурных формул литогенетических типов карбонатных пород (см. табл. 2) используются градации процентного содержания доломита, песчаных зерен, глинистых минералов, алевритовой примеси (см. табл. 1).

Диagenетические, в разной степени «первичные» и «вторичные» доломиты образуются в результате перераспределения мобилизованного диagenетическими процессами магния, входящего в решетку биогенного и цементирующего карбоната. Эти доломиты отражают особенности состава породообразующих организмов, скелеты и слоевища которых в разной степени обогащены карбонатом магния, а также специфику интенсивно пористых каркасных пород. Например, в меловых рифовых известняках Горного Крыма диagenетическая доломитизация связывается с повышенным содержанием $MgCO_3$ в известковых остатках серпулид (до 10,8 %) и мшанок (до 5 %). Особая роль в подобных процессах принадлежит водорослям, которые аккумулируют карбонат магния, и кроме того, создают среду, благоприятную для кристаллизации доломита. Например, в отмерших частях *Lithophyllum* содержится до 6,2 % $MgCO_3$. Высокомагнезиальный кальцит наблюдается также в цементе современных органогенных построек. В ямайских рифах с магнезиальным кальцитом цемента поступает количество магния, эквивалентное 30–50 % доломита в минералогически стабилизированном карбонате /196/.

Энергетические, вторичные, доломиты замещения возникают в результате воздействия на рифовые известняки минерализованных растворов. Это происходит, как правило, после прекращения роста рифа. Магний поступает в этом случае извне, с глубинными подземными или метаморфизованными морскими водами. Метасоматические доломиты имеют ряд разновидностей в зависимости от источника магния, условий и стадии замещения. Доломитизация, связанная с осушением поверхности рифовой постройки, является, по существу, продолжением диagenетических процессов, происходящих до погребения рифа в толще осадков. Основными факторами здесь являются, по-видимому, повышенная соленость воды в порах рифовой лагуны или выпаривание вод из неровностей рельефа на осушенной поверхности рифовой постройки. Мощным фактором вторичной доломитизации погребенных рифовых известняков являются нефтяные воды /93/ и подземные растворы, имеющие ювенильное происхождение /95/.

Примеры развития разных генераций вторичного доломита находятся в атоллах Новой Каледонии. Здесь выделяются 1) избирательная доломитизация по структурным элементам из арагонита и крипстокристаллического кальцита; 2) доломитизация, связанная с проникновением в породы морских вод; 3) доломитизация под влиянием субаэральных условий. Процессы раннедиagenетической доломитизации известняков чрезвычайно характерны для прибрежных приливно-отливных обстановок карбонатной седиментации. Доломитизации здесь способствуют регулярные отливы морской воды, а также процессы испарения, приводящие к увеличению концентрации солей в поровых водах карбонатных осадков. Очень часто такие доломиты, имеющие микро- и мелкокристаллическую структуру, диагностируются как первичные доломиты. Часто этот процесс развивается в водорослевых прибрежных матах. Наличие водорослевых структур в древних приливно-отливных доломитах рассматривается в качестве доказательства первичного осаждения доломита.

Доломиты могут замещаться кальцитом. Этот процесс известен как дедоломитизация. Она приводит к образованию “доломитовой муки” или кальцитизированных доломитов, обладающих повышенной пористостью. Дедоломитизация обычно связана с сульфатностью подземных вод, что может иметь место в зоне затрудненного водообмена /52/ или в приповерхностных условиях при гипергенезе /74/.

Структурные и текстурные признаки карбонатных пород

Биогермные известняки состоят из двух компонентов: органогенного каркаса и заполнителя. Каркас образован взаимно обрастающими известковыми организмами, которые захоронились в прижизненном положении. Органогенный каркас характеризуют: 1) таксономический состав и количество каркасообразующих организмов, 2) распределение их в породе, 3) взаимоотношение органических остатков. Эти признаки определяют внутреннее строение органогенных построек.

Вторым компонентом каркасных известняков является материал-заполнитель, находящийся в полостях и ячейках каркаса. Он состоит из обломочного, детритового, шламового или хемогенного карбоната, а также целых раковин сопутствующих организмов (рифолобов). Количественное соотношение каркаса и заполнителя – важнейший признак каркасных известняков, поскольку каркасные организмы могут встречаться в виде отдельных колоний или

одиночных форм в известняках любого происхождения. Для обоснованного выделения каркасных известняков необходимо, чтобы остатки каркасных организмов составляли не менее 30 % объема породы. При меньших содержаниях каркас не образуется. Это было наглядно показано в работах Д.Д. Инджелса /47/, Н.К. Фортунатовой и И.Г. Григорьевой /148/. От каркасных известняков следует отличать тафоморфные и желваковые известняки, которые могут содержать до 70–80 % остатков организмов, но не в прижизненной ориентировке (см. гл. 1).

Присутствие органогенного каркаса легко устанавливается, если известняк более чем наполовину состоит из скелетных остатков организмов-каркасостроителей, находящихся в положении роста и связанных взаимным обрастанием (см. табл. 1, 2). Когда же объем каркасостроителей составляет менее половины объема известняков органогенной постройки, расшифровать каркасную природу их не всегда легко. Тем более что процессы перекристаллизации и доломитизации нередко целиком уничтожают всякие следы организмов. В этом случае на наличие каркаса могут указывать резкие контакты с вмещающими отложениями, холмовидная форма массивов, сонахождение их с другими постройками, содержащими остатки каркасных организмов. Нередко подобные образования относятся к «иловым холмам» /142/.

Первичные структуры каркасных известняков включают множество разновидностей и зависят от состава слагающих организмов. Этим определяются названия структур, в которых доминирует жизненная форма (см. рис. 2). Палеонтологические определения могут уточнять эту характеристику. Например, корковидная микросолоновая (коралловая) структура (ЛГТ № 5 см. табл. 2).

Для заполнителя характерны структуры обычные для слоистых известняков: обломочная, детритовая, шламовая, комковатая, сгустковая, реже оолитовая, пелитоморфная (см. табл. 1). Для обломочных структур характерно преобладание обломков органических остатков, развитых в постройке. В целом название структуры каркасных известняков формируется из названия структуры каркаса и заполнителя (см. табл. 2).

Текстуры каркасных известняков определяются формой роста и взаимным расположением скелетных остатков ископаемых организмов. По расположению остатков ископаемых организмов выделяют текстуры: однородную (равномерное расположение организмов одной или нескольких форм), пятнистую (пятнистое расположение организмов с различными формами роста), зональную (закономерная смена организмов с различными формами роста). Зональность может быть вертикальной, обусловленной сменой каркасных организмов с различной формой роста – снизу вверх по разрезу, горизонтальной – по площади, и концентрической – крупными концентриками вокруг центральной части постройки. Смена различных форм роста обычно совпадает со сменой родов или более крупных таксономических категорий (см. рис. 13).

Наиболее характерным текстурным признаком каркасных известняков является отсутствие слоистости (массивность). Некоторые биогермные известняки обладают неясной биоморфной слоистостью, обусловленной нарастанием организмов, обладающих корковидной формой роста (некоторые водоросли, строматопоридеи, корковидные колониальные кораллы) или чередованием различных форм колоний и слоевищ /16; 121/.

Вторичные структуры каркасных известняков образуются при диагенезе, катагенезе и гипергенезе. Среди них выделяется два класса: 1) не связанные с изменением химического состава пород (перекристаллизация, грануляция, выполнение пор и пустот, растворение и др.); 2) связанные с изменениями химического состава (доломитизация, ожелезнение, окремнение, сульфатизация и др.).

Перекристаллизация (с увеличением размера кристаллов) широко развита в крупных, морфологически четко выраженных постройках. По форме новообразований выделяются текстуры: пятнистая, прожилковая, равномерная; по интенсивности процесса – частичная и сплошная перекристаллизация. При сплошной перекристаллизации первоначальная структура процесса – частичная и сплошная перекристаллизация. При сплошной перекристаллизации первоначальная структура не сохраняется и известняк превращается в породу, сложенную средне-крупнокристаллическим карбонатом. В каркасных известняках сплошная перекристаллизация – явление довольно редкое, обычно сохраняются участки с реликтивными структурами. Наиболее часто перекристаллизация затрагивает скелетные части организмов (каркас). Неизменные участки заполнителя (пелитоморфного, комковатого, шламового карбоната) как бы подчеркивают первичную структуру известняка. В некоторых случаях удается наблюдать, как перекристаллизация, начинаясь у краев скелетных остатков или первичных полостей, постепенно разрастаясь, захлестывает и карбонатный материал заполнителя. При сильной перекристаллизации «...иногда сохраняются лишь силуэты или «призраки» исчезнувших структур благодаря присутствию тонкораспыленных точечных включений остатков органического вещества, рельефно выделяющегося на фоне светлых кристаллов новообразованного кальцита или доломита» /51. С. 87/.

Грануляция (перекристаллизация с уменьшением размеров кристаллов) играет незначительную роль в изменении первичной структуры каркасных известняков. Предположение о грануляции возникает в тех случаях, когда исследователь сталкивается с массивными холмообразными телами, сложенными пелитоморфными или тоннокристаллическим кальцитом, не содержащим или содержащим незначительное

количество скелетных остатков организмов. Происхождение этих тел обычно остается дискуссионным. Дж.В. Чилингар отмечает, что этим процессом можно объяснить образование «рифовых банок» неопределенного генезиса, сложенных тонкокристаллическим кальцитом /159. С. 121/.

Инкрустация (структуры выполнения первичных полостей) являются наиболее характерным признаком каркасных известняков /73; 121; 164; 132/. Инкрустации (или крустификации) – известковые корки, сложенные удлиненными кристаллическими зернами кальцита (реже доломита), нарастающие на стенках пустот в каркасных известняках. Для инкрустаций характерно зональное строение. Первая (краевая) зона обычно представлена агрегатом лучисто-радиального кальцита. Вторая зона часто состоит из удлиненных кристаллических зерен кальцита, ориентированных поперек первоначальным /51; 164/. Иногда в органогенных постройках наблюдается чередование кальцитовых и доломитовых инкрустаций. Среди инкрустаций могут встречаться так называемые «сингенетичные», образующиеся по стенкам полостей в органогенном каркасе до отложения осадка-заполнителя. На это указывает наличие карбонатного материала в центре полости с инкрустационным обрамлением. Такие инкрустации можно рассматривать и как вторичные (по отношению к каркасу), и как первичные (по отношению к заполнителю). Последовательность может быть и обратной: карбонатный осадок наполовину заполняет полость, а в оставшейся части отлагается более поздний инкрустационный кальцит или доломит. Чаще инкрустации целиком выполняют полости и вопрос о времени их образования остается открытым.

С хемогенными инкрустациями не следует смешивать биогенные инкрустации – обволакивания полостей корками водорослей, трубочками серпул и др., которые относятся к первичным структурам. Их следует называть структурами обрастания и рассматривать в составе органогенного каркаса. В некоторых постройках первичные полости выполнены крупнокристаллическим кальцитом, кристаллы которого лишены зональности и ориентировки. В этих случаях кальцит выполнения полостей можно спутать с пятнистой перекристаллизацией. Для кальцита, выполняющего полости, характерны: прозрачность и бесцветность; резкий контакт между мозаичным агрегатом кальцита и скелетом породы; коррадированность, осветленность стенок пустот; увеличение размеров кристаллов в направлении от стенок /159. С. 206/.

Пористость и кавернозность (первичная и вторичная) являются существенными признаками каркасных известняков. К первичным относятся поры и пустоты в скелете организмов, образующиеся при их отмирании, а также полости между скелетными остатками, лишенными заполнителя. Они зависят от типа ископаемых организмов и форм их роста. Вторичная пористость обусловлена процессами выщелачивания и доломитизации каркаса или заполнителя. Разделить пористость и кавернозность на первичную и вторичную удастся далеко не всегда. При характеристике пористости нужно иметь в виду, что в известняках, выходящих на дневную поверхность, особенно в условиях аридного климата, поры могут оказаться «запечатанными» в результате кальцитизации под влиянием метеорных вод. Этим объясняется нередко повышенная пористость известняков в скважинах по сравнению с вскрытыми обнажениями.

Доломитизация в каркасных известняках бывает сплошной и частичной. Сплошная доломитизация приводит к образованию неравномерно крупно-среднекристаллического доломита. Частичная доломитизация может развиваться в разной степени и по заполнителю, и по каркасу.

Окремнение для биогермных известняков не характерно. Однако выборочная силитизация окаменелостей встречается в обломочных породах рифовых шлейфов и в небольших органогенных постройках. Наряду с селективным окремнением скелетных остатков могут встречаться кремнистые конкреции. Такие конкреции имеются в краевых частях некоторых верхнеюрских биогермных массивов юго-западных отрогов Гиссарского хребта, на границе их с вмещающими известняками. Поставщиком кремнезема, очевидно, служили здесь спикулы кремнистых губок.

Структуры слоистых карбонатных, песчано-карбонатных и карбонатно-глинистых пород определяются сочетанием первичных обломочных, биогенных и хемогенных и вторичных хемогенных компонентов (см. табл. 1). Тип структуры зависит от соотношения процессов седиментации и описывается формулой (см. табл. 2). Точность диагностики структурных компонентов и получения структурной формулы Л Г Т известняков определяет точность диагностики генетического типа отложений.

Графический метод кодирования структурных компонентов карбонатных пород и методика диагностики литогенетических типов отложений

В процессе послонного описания разрезов естественных обнажений или скважин и последующего камерального изучения пород, остатков организмов накапливается большой объем описательных признаков и количественных характеристик. Для удобства использования

полученных данных рекомендуются **графический метод кодирования структурных компонентов и экспертная система диагностики литогенетических типов карбонатных пород «Stepclass-Reef», разработанные ВНИГНИ.**

В настоящее время графический метод оказался наиболее удобным. Основой кодирования структурных компонентов являются:

1. Легенда, она же классификация структурных компонентов карбонатных пород /84/ (табл. 1).

2. Атласы структурных компонентов карбонатных пород /3; 72/. Использование атласов необходимо для правильной диагностики структурных компонентов, неправильные определения сильно затрудняют использование стандартных формул ЛГТ (см. табл. 2).

3. Классификация и формулы стандартных ЛГТ карбонатных пород (см. табл. 2).

Графический метод предусматривает построение колонок, на которые в масштабе, в соответствии с предлагаемой легендой, кодируются количественные соотношения и состав первичных и вторичных структурных компонентов карбонатных пород.

Масштаб колонок выбирается с учетом мощности толщи и шага отбора образцов и шлифов. Например, для толщи мощностью до 1 км наиболее удобен масштаб 1:500, чтобы образцы (шлифы) располагались на колонке через каждые 5 или 10 мм (при шаге отбора 1, 2,5 или 5 м). Лучше строить широкую колонку (5–6 см) для размещения всей полученной информации. После выделения слоев изображается размер и форма плитчатости и слойчатости отложений. Размер плитчатости показывается высотой горизонтальной штриховки (тонкая и листоватая – 2 мм, мелкая – 3 мм, средняя – 5 мм и т.д.). Косая, волнистая и горизонтальная слойчатость показывается косыми, волнистыми или горизонтальными линиями внутри прямоугольника, означающего слоистость или плитчатость. Размер слойчатости фиксируется расстоянием между линиями.

Вещественный состав пород, первичные и вторичные структурные компоненты и признаки показываются значками внутри или на сторонах прямоугольников, ограничивающих слои. Количество знаков отражает количественные градации компонентов в породе: 1–5 % – по значку через прямоугольник по горизонтали, 5–20 % – по 1 значку, 20–30 % – по 2 значка, более 30 % – по 3 значка в каждом прямоугольнике (см. табл. 1). Мощность слоев и общая их характеристика приводятся, как обычно, справа от литологической колонки.

Хорошо разработанная значковая легенда экономит много времени, поскольку вся необходимая информация сводится на единой колонке, что имеет особенно большое значение по мере увеличения количества изученных разрезов. Имея даже десятки разрезов, можно держать в поле зрения всю полученную по ним информацию. Обилие условных знаков создает вполне понятные трудности при чтении литологических колонок, особенно для неподготовленного геолога, но по мере работы с колонками процесс работы с ними значительно облегчается.

Кодированные колонки вносятся в базу данных в графическом (см. рис. 14–21), текстовом и цифровом вариантах, что позволяет в дальнейшем использовать их в качестве основы для выделения структурных типов (ЛГТ) известняков, анализа разнопорядковой цикличности, послонной корреляции отложений и построения тонкопластовых объемных моделей.

Как показал опыт работы, графическое кодирование, несмотря на кажущуюся сложность, – наиболее простой, удобный и быстрый метод изучения петрографических шлифов, способствующий получению необходимой для определения структурной формулы ЛГТ информации. При наличии петрографических станций, включающих микроскоп-компьютер, возможно проведение кодирования с одновременным занесением информации в базу данных. И в этом случае должна быть предусмотрена возможность визуализации этой информации в виде послонных разрезов.

Преимущества кодирования количественных соотношений структурных компонентов, по сравнению с общепринятыми описаниями шлифов, определяются тем, что кодирование обеспечивает стандартизацию информации. Субъективное восприятие шлифа породы, зависящее от настроения, уровня подготовки специалиста, сводится к очень низкому значению. Субъективный фактор при характеристике пород, выполненных специалистами различных школ в описательном варианте, является главным затруднением при изучении и сопоставлении результатов петрографических исследований, особенно карбонатных пород. Необходимо учитывать, что при всех преимуществах метода кодирования имеется главный недостаток – это отсутствие возможности отразить все индивидуальные черты конкретной породы, поэтому индивидуальные признаки выносятся в виде текстовых приложений.

На таблице 2 вынесены структурные формулы 78 ЛГТ карбонатных пород, определяющих строение бентогенных карбонатных формаций (см. главу 1).

В строение ЛГТ участвуют разнообразные структурные компоненты. Ниже приводится их перечень и их буквенные обозначения, используемые в формулах.

Рс – скелетные остатки организмов, способных строить каркас органогенных построек (кораллов, строматопорат, гидроидных, известковых губок, археоциат, мшанок, палеоплизин, багряных, зеленых и синезеленых водорослей)

Рк – ядра или целые раковины организмов

В – комки и изолированные известковые образования синезеленых и зеленых водорослей

Об – обломки карбонатных пород и каркасных организмов песчаной размерности (0,1–1 мм)
Он – онколиты
Стр – строматолиты
Оо – оолиты
Д – раковинный детрит (мелкий и крупный: 0,05–2 мм)
Кон – конкреции опала, кремнезема, доломитами известняка, сидерита
S – спикулы кремневых губок, радиоларии
Гб – одиночные известковые губки
К – комки (копролиты)
П – пелитоморфный микро- и тонкокристаллический карбонат (0,05–0,0001 мм)
Пс – псевдоонколиты (результат избирательной доломитизации комков водорослей)
Ш – шлам (детрит раковин алевритовой размерности: 0,05–0,001 мм)
Ка – кристаллический кальцит (кристаллы средние, мелкие: 0,1–5 мм)
Калг – выделения кристаллического кальцита (крупные кристаллы, текстуры «птичьи глазки», «узорчатая» – размером 0,1–2 мм)
Дл – кристаллический доломит (кристаллы крупные, средние, мелкие: 0,5–0,1 мм)
Ал – алеврит (зерна кварца, полевых шпатов и т.д. алевритовой размерности: 0,05–0,001 мм)
Гл – глинистые минералы
Бр – брекчия
Га – галька известняков, доломитов, кварца, каркасных организмов и т.д.
Гр – гравий различного состава
Пес – кварц, полевые шпаты, обломки пород песчаной размерности (0,05–2 мм)
Сл – кристаллы галита, сильвина, карналита
Гс – игольчатые кристаллы гипса
Ан – кристаллы ангидрита или кристаллический ангидрит
ОВ – органическое вещество
С – сопутствующие (различные) структурные компоненты, присутствующие в породе в количестве до 5 %

Диагностика структурного типа, количественная оценка соотношения структурных компонентов осуществляется на основании изучения больших (4x4 см) и малых (2x2 см) прозрачных шлифов и дополняется данными химических анализов. Доломиты диагностируются также методом прокрашивания /162/.

Формула структуры Л Г Т изображается в виде дроби, где в числителе приводятся в относительных значениях количества структурных компонентов больших размеров, чем основная масса («зерен») – детрит, обломки, раковины, конкреции, оолиты, онколиты и т.д., в знаменателе – соотношения структурных компонентов основной массы. Количество структурных компонентов оценивается относительно площади шлифа в процентах.

Соотношения компонентов в формулах приводятся в виде цифр и буквенных обозначений (см. табл. 2).

Ниже дано соответствие цифр и процентных содержаний структурных компонентов:

- 0** – до 5 %
- 1** – от 5 % до 15 %
- 2** – от 15 % до 25 %
- 3** – от 25 % до 35 %
- 4** – от 35 % до 45 %
- 5** – от 45 % до 55 %
- 6** – от 55 % до 65 %
- 7** – от 65 % до 75 %
- 8** – от 75 % до 85 %
- 9** – от 85 % до 100 %

Сопутствующие компоненты, содержание которых не превышает 5 %, обозначаются буквенным индексом С и обязательно проводится их описание в сопроводительной текстовой части. Там же указываются микротекстуры, трещиноватость, направленность вторичных изменений, новообразованные минералы, таксономические комплексы остатков организмов, форма их сохранности, степень изменения органического вещества, форма и тип водорослевых остатков и т.д.

Формула структуры пород позволяет диагностировать номер Л Г Т и определять генетический тип отложений.

Экспертная система диагностики литогенетических типов карбонатных пород «Stepclass-Reef»

Внедрение компьютерных технологий стало насущной необходимостью в связи с постоянно возрастающим объемом анализируемого кернового материала. Кроме того, наукоемкость операций по моделированию карбонатных отложений определяет потребность в создании высокотехнологичного подспорья для геологов-практиков и компьютеризации ключевых процедур. Современные системы искусственного интеллекта способны на выполнение целого ряда функций, в частности, операций диагностики. Во многих прикладных областях, в том числе – в геологии, возникают многочисленные задачи, которые, в широком смысле, могут быть охарактеризованы как задачи классификации. Это означает, что в отношении объектов, вариантов, альтернатив, ситуаций требуется принять решение о принадлежности их соответствующему классу (или поставить соответствующий диагноз, или распределить соответствующий способ действий). Задачи классификации традиционно рассматривались в рамках теории распознавания образов и разрабатываемые для этого алгоритмы были призваны решать задачи, в основном, двух следующих типов:

1) разбиение множества объектов на подмножества (классы) в заданном признаковом пространстве по заданному решающему правилу (например, по мерам сходства-различия или близости);

2) выработка решающего правила для отнесения объекта к одному из заданных классов при заданном описании (в заданном признаковом пространстве).

Алгоритмы распознавания образов в гносеологическом смысле реализуют индуктивный подход к классификации. Постановка задачи предполагает, что каждый класс объектов, якобы, объективно представляет собой обособленную в n -мерном признаковом пространстве группу (облако) точек, и на выборочном материале можно либо подобрать правило для классификации, либо при выбранном решающем правиле определить перечень признаков, адекватный заданной классификации. Такая постановка задачи имеет своим истоком представление о «естественных» объектах, которые имеют границы и перечень признаков, позволяющие их классифицировать. А это подразумевает возможность подбора мер сходства, пороговых значений, описаний или весов признаков, обеспечивающих адекватную диагностику. Однако в такой постановке решение задачи всецело зависит от формально задаваемых параметров и от выборочных данных. Изменение выборки может привести к новому решению. К тому же, имеющегося эмпирического материала (обучающей выборки) может быть явно недостаточно для построения надежной классификации. Для многих задач получение больших однородных выборок затруднено. Так, например, в целом ряде геологических задач объекты разных классов бывают описаны совершенно разными наборами признаков. В методах распознавания образов существует еще одно серьезное ограничение. Специалисты, решающие задачи в своей прикладной области, особенно если эти задачи слабо структурированы, используют, в основном, свой опыт, знания и логические рассуждения, сформированные в рамках конкретной теории, а не формальные (численные) процедуры, составляющие основу алгоритмов распознавания.

Тем не менее методологические и методические разработки, появившиеся в ходе развития этого направления, обеспечили быстрое продвижение в поиске корректных решений на новом этапе – этапе создания экспертных систем. В этих системах, в отличие от методов распознавания образов, используются логические правила, построенные на основе опыта и теоретических знаний специалистов в конкретной предметной области. Кроме того, одна из отличительных особенностей экспертных систем заключается в их способности к объяснению получаемого решения на основе демонстрации использованной логики рассуждений эксперта.

Основными компонентами экспертных систем служат база знаний, подсистема приобретения знаний, подсистема логических выводов, модуль советов и пояснений и подсистема диалога с пользователем. Через подсистему приобретения знаний эксперт формирует решающие правила, которые хранятся в базе знаний. Подсистема логических выводов посредством диалога с пользователем обеспечивает связь пользователя с базой знаний экспертной системы. База знаний включает в себя перечень диагностируемых классов или ситуаций, их описание и решающие правила для отнесения к тому или иному классу (ситуации). Подсистема логических выводов реализует ход экспертного анализа на основе решающих правил из базы знаний. Подсистема объяснения заключений экспертизы осуществляет демонстрацию использованных логических правил (продукций) на каждом шаге диалога с пользователем. Объяснения включают решающие правила, введенные при заполнении базы знаний (сформулированные экспертом в явном виде) и правила, сформированные системой в блоке логических выводов. Подсистема диалога с пользователем предназначена для получения от пользователя информации об объекте экспертизы и выдачи пользователю заключений, рекомендаций и объяснений. Диалог с пользователем проводится в терминах, общепринятых в данной области знаний. База знаний должна удовлетворять следующим требованиям:

– отвечать самому высокому уровню достижений в предметной области, быть методологически корректной и аккумулировать знания специалистов высшей квалификации (экспертов);

- должна быть полной, т.е. позволять проведение экспертизы для любого гипотетически возможного объекта (ситуации и т.п.) в предварительно очерченной и структурированной предметной области;
- решение эксперта не должны приводить к взаимоисключающим заключениям.

На основе оболочки экспертной системы «Stepclass», разработанной в Институте системного анализа Российской академии наук (ИСА РАН), в 1992 г. была создана система диагностики генетических и ЛГТ карбонатных отложений, которая является основой построения моделей карбонатных природных резервуаров. Разработка экспертной системы базировалась на генетической классификации карбонатных отложений. Основное методологическое требование, предъявляемое к классификационной схеме, – адекватность выделяемых классов экстраполяционным задачам.

Второе требование связано с конструктивностью классификации: описание классов должно содержать граничные значения каждого признака.

В экспертной системе «Stepclass-Reef» предусмотрено решение задач большой размерности путем предварительной их декомпозиции, то есть предварительного разбиения множества классов на подмножества, диагностика которых достигается на малом числе признаков и на более грубых шкалах этих признаков. Используется иерархическая классификация, в которой описание группы более низкого уровня содержит признаки, дополняющие признаковое пространство группы более высокого уровня. Структура декомпозиции обеспечивает достижение диагноза минимальным числом ходов. Классы объединены в группы, которым соответствуют некоторые понятия в предметной области. Оперирование подмножествами, для которых имеется название (термин), делает более понятными объяснения процесса экспертного анализа при использовании блока объяснений. Экспертная система проводит диагностику в диалоговом (интерактивном) режиме. Диагностика осуществляется на основе стандартного литолого-петрографического описания образцов или шлифов по перечню признаков, не выходящему за рамки общепринятого в геологической практике. Диагностирующая система охватывает все литологические разновидности (ЛГТ) бенгетических карбонатов. В экспертном заключении сообщается название ЛГТ, название генетического типа, к которому тот принадлежит и демонстрируется седиментационная модель бассейна карбонатонакопления с указанием зоны формирования этого генетического типа и его пространственное соотношение с другими генетическими типами. Экспертная система оперирует как количественными (содержание различных компонентов), так и качественными признаками. Очередность использования признаков (опрос пользователя) организована таким образом, чтобы значением каждого предыдущего признака (или серии признаков) определялся набор последующих признаков, и в результате диагноз достигался минимальным числом шагов (вопросов). В тех случаях, когда для диагноза требуется использовать «комбинированный» признак, например, процент какого-либо компонента от общего числа нескольких, экспертная система не требует предварительных вычислений, а проводит их в нужный момент по соответствующим формулам без прерывания опроса. Блок объяснений хода экспертного анализа позволяет ознакомиться с логикой рассуждений эксперта на каждом шаге проведенного опроса вплоть до конечного заключения. Компьютер предоставляет широкие возможности для оперативного получения справочной информации. На базе гипертекстовой технологии создан компьютерный терминологический справочник по карбонатным породам. В нем дано толкование основных понятий, задействованных в диагностирующей экспертной системе. Справочник снабжен блоком визуализации схем, седиментационных моделей, фотографий шлифов, иллюстрирующих описание ЛГТ. Оснащение экспертной системы параллельным справочным блоком упрощает адаптацию пользователя к «базе знаний» эксперта, расширяет обучающие возможности системы. Апробация системы в течение 1992–2000 гг. показала, что работа с ней во многом зависит от уровня подготовки и опыта литолога. Поэтому внедрение ее в практику оказалось малорезультативным. Значительно проще оказалось использовать систему кодирования и формул ЛГТ, получение которых постоянно контролируется литологом в процессе изучения шлифа. Формулы структур ЛГТ удобны для восприятия геологами любых школ и любой квалификации, владеющими навыками петрографического изучения карбонатных пород.

5. Генетический анализ карбонатных отложений (классификация, методы, генетические типы)

Генетический анализ осадочных толщ заключается в выделении типов отложений путем установления генетических признаков пород (микроструктуры, текстуры, вещественного состава, макроструктуры и макротекстуры), в изучении комплексов ископаемых организмов, морфологии осадочных тел, типов контактов с вмещающими отложениями, а также в проведении сравнения генетических типов отложений с современными осадками. При генетическом анализе определяющими признаками являются те, которые указывают на процессы формирования осадков (микроструктура и текстура пород).

Основное понятие генетического анализа – “генетический тип отложений”. Оно используется в отечественной литературе на протяжении последних ста лет. основоположником генетического анализа считается А.П. Павлов, который впервые сформулировал понятие “генетический тип отложений” и основные принципы генетического анализа, разработанные впервые на материале новейших четвертичных континентальных образований. По определению А.П. Павлова, генетический тип объединяет отложения, образовавшиеся в результате действия определенных генетических агентов (или экзогенных геологических процессов). В дальнейшем генетический анализ развивался учеником А.П. Павлова – Е.В. Шанцером, который, выделяя естественные группировки отложений в типы, рассматривал их как результат или суммарный итог действия многих геологических процессов. Применительно к терригенным угленосным отложениям генетический анализ успешно развивался Г.Ф. Крашенинниковым, Т.Н. Давыдовой, Ц.Л. Гольштейн, Л.Н. Ботвинкиной, Ю.А. Жемчужниковым, Г.А. Ивановой, П.П. Тимофеевым и другими.

Понятие “литогенетический тип пород” было впервые введено при изучении угленосных комплексов Т.Н. Давыдовой и Ц.Л. Гольштейн, а позднее использовалось Л.Н. Ботвинкиной, Ю.А. Жемчужниковым и другими для объединения конкретных типов пород, характеризующихся определенными признаками, указывающими на условия формирования отложений: структурой, текстурой, вещественным составом, величиной окисного коэффициента, присутствием аутигенных минералов, органических остатков, условиями жизни и захоронения организмов, пространственными взаимоотношениями с другими горными породами. Как видим, предложенное определение термина не характеризует масштаба объединяемых геологических объектов и очень сходно с определениями генетического типа, предлагаемыми различными исследователями. На практике термин ЛГТ применяется к наиболее мелким генетическим единицам.

Таким образом, к шестидесятым годам нашего столетия четко оформляется учение о генетических типах континентальных отложений. Генетический анализ применительно к морским осадочным образованиям начал развиваться в конце шестидесятих годов, что было связано с накоплением достаточной информации о процессах морской и океанической седиментации, полученной в результате океанографических исследований и глубокого бурения дна морей и океанов, появлением новых технологий лабораторных исследований, развитием направления экспериментального изучения процессов седиментогенеза в лабораторных условиях. В настоящее время создана солидная актуалистическая и методологическая база выделения генетических типов морских отложений.

Первые генетические классификации карбонатных пород предложены А. Гребо (A. Grabau), Л. Кайе (L. Cayeux), М.С. Швецовым, И.К. Королюк, П. Ниггли (P. Niggli), С.Г. Вишняковым, И.В. Хворовой, Р. Данхемом (R. Dunham). Во всех классификациях выделялось три основные группы известняков: органогенные, хемогенные и обломочные. Некоторые классификации включают дополнительные группы: криптогенную, объединяющую все карбонаты неясного генезиса, и механогенную. Первой попыткой введения в генетическую классификацию известняков количественного признака (соотношение структурных компонентов) была предпринята Р. Фолком /184/. Именно поэтому она получила широкое распространение у зарубежных и частично у отечественных исследователей. Ряд авторов вводят в классификации параметры, характеризующие гидродинамическую активность среды осадконакопления. Так, Р. Брамкамп и Р. Пауэрс /170/ выделяют два главных типа отложений: спокойных вод и быстротекущих вод. У. Плюмлей с соавторами /204/ вводят гидродинамические индексы и, в соответствии с ними, подразделяют известняки на следующие группы: спокойных вод, временно неспокойных, слабоподвижных, умеренно подвижных и сильно подвижных вод. За последние годы особое внимание уделялось изучению и классификации рифовых карбонатов. Р. Фолк /184/ выделял все рифовые известняки под названием биолититов. Р. Данхем и другие /177/ предложил для рифовых карбонатов термин “баундстоун”, подчеркивая этим, что они были литифицированы во время отложения. Более поздняя классификация А. Эмбри и И. Клована /179/ включает две группы рифовых известняков: аллохтонные (органогенно-обломочные) и автохтонные (биогермные).

Как видно, многие исследователи пытались объединить все многообразие карбонатных пород в группы, в зависимости от процессов их осаждения или изменения в осадке. Тем не менее предложенные схемы являются скорее генетическими классификациями структурных компонентов нежели карбонатных отложений, так как в них не учитываются источник концентрации вещества, форма и размеры геологических тел, скорости накопления карбонатов, определяющие пространственно-временные соотношения геологических объектов. Первая классификация карбонатных осадков, в основу которой был положен механизм концентрации $CaCO_3$, была предложена А.П. Лисицыным в 1978 г. /70/. Им выделено три типа карбонатных осадков по способу концентрации $CaCO_3$: биогенные, включая планктоногенный и бентогенный подтипы, хемогенные и терригенные карбонаты.

В 1974 г. И.Г. Михеев на материале изучения верхнеюрских отложений юго-западной части Гиссарского хребта впервые разработал генетическую классификацию карбонатных отложений. В ее основу положено соотношение структурных компонентов пород, парагенетические связи типов отложений и сравнительный анализ юрских карбонатов с современными осадками. И.Г. Михеев выделил три группы отложений: открытого морского бассейна, закрытой отмели и рифовую. Первая объединяла мелководный, относительно

глубоководный и глубоководный типы, вторая – малоподвижных и бурных придонных вод; группа рифовых отложений подразделяется на биогермный, шлейфовый и лагунный типы. В настоящем издании используется генетическая классификация карбонатных отложений, в основу которой положено соотношение процессов концентрации, рассеивания и переотложений биогенного карбоната /144; 46/, и учитывающая генетические классификации карбонатных пород /162/, карбонатных осадков /69/ юрских карбонатных отложений юго-западной части Гиссарского хребта /83/.

Вопросам методики генетического анализа органогенных построек и рифовых комплексов посвящено большое число научных публикаций. Среди отечественных работ наиболее существенный вклад внесли монографии и методические руководства И.К. Корольюк, Е.В. Краснова, В.Г. Кузнецова, Н.М. Задорожной, Б.В. Преображенского, Д.К. Патрунова, В.П. Шуйского, И.Г. Михеева, Н.П. Предтеченского, В.А. Асташкина и других. Основными диагностическими признаками ЛГТ карбонатных пород служат состав и структура, отраженная формулой соотношения компонентов (см. табл. 2).

Геохимические признаки несут весьма существенную информацию об условиях формирования карбонатных отложений. Палеотектонические, палеоклиматические и палеогеографические факторы определяют не только структурные и текстурные особенности пород, но и распределение материала, сносимого с суши, образование сингенетических и диагенетических минералов. Первичные свойства осадков в большой степени влияют на направление и степень дальнейших диагенетических и катагенетических преобразований пород. Однако корректность генетических реконструкций все же определяется возможностью использования характеристик, мало подверженных изменениям. К числу таких признаков относятся, в частности, концентрации некоторых элементов, связанных с глинистым материалом.

На шельфах аридных областей карбонатонакопления, где происходит интенсивная генерация карбонатов, терригенный материал осаждается в резко подчиненном количестве. В глубоководных отложениях внутренних частей палеобассейна он играет доминирующую роль. Нерастворимый остаток умеренно глубоководных и глубоководных отложений представлен, главным образом, пелитовым глинистым материалом, в меньшей степени $S_{ор}$. Основную часть глинистых минералов составляют гидрослюды и монтмориллонит. В виде небольшой примеси присутствуют хлорит и каолинит. Песчано-алевритовая примесь, концентрирующаяся, в основном, в прибрежных зонах, состоит из кварца, полевых шпатов и обломков разнообразных пород. Аутигенные минералы представлены кварцем (опалом), гетитом, хлоритом, пиритом, глауконитом.

Основные элементы, входящие в кристаллическую решетку глинистых минералов – Si , Al , K , Na , Fe , Mn , Mg , Ca , Ti . Такие элементы, как V , Cr , Ni , Cu , Pb , Ba , Mo , Zr , U , Th , B чаще сорбируются на поверхности глинистых частиц или связаны с органическим веществом. Sr и Mg могут изоморфно замещать Ca в пороодообразующем кальците и создавать собственные минералы. Первоначальное осаждение Sr в составе арагонитовых скелетов и оолитов может существенно превышать его концентрацию в глинистых частицах. В пористых известняках Sr , обладая высокой миграционной способностью, переходит в поровые воды, метасоматически замещаясь ионами Ca и Mg . Fe , в свою очередь, может изоморфно замещать Mg в доломите. Основная доля элементов-примесей в карбонатных породах приходится на Si и Al . Отношение их содержаний в нерастворимом остатке может меняться от 1 : 1 до 5 : 1, но в случае широкого развития организмов, строящих кремнистый скелет, или терригенного обломочного кварца это отношение может возрастать до 10 : 1 и более. Весьма важным элементом-индикатором обстановки осадконакопления является B . Концентрация B в глинах зависит от продолжительности сорбции, поэтому одинаковые значения концентрации при равном содержании глинистой примеси свидетельствуют о равных скоростях осадконакопления.

Анализ концентрации таких элементов, как V , Ni , Pb , Cr , Mo , U , Th показал, что они информативны только для диагностики глубоководных известняков. В остальных генетических разновидностях их содержание мало. К основным диагностическим элементам следует относить Si , Al , Ti и B . Остальные элементы имеют вспомогательное значение. В качестве диагностического признака используется также содержание нерастворимого остатка, получаемого в результате химических анализов.

Для выделения депрессионных фаций в турнейских отложениях Оренбургской области оптимальным оказалось использование содержаний V , Sr , отношений V/Cr и Cr/Ca , а также максимальных содержаний Ni и Cu /60/.

Данные о концентрациях диагностических элементов в основных генетических разновидностях верхнеюрских известняков Узбекистана и Туркменистана приведены в таблице 5.

Использование результатов геохимических исследований в комплексе с литологическими и палеонтологическими данными позволяет существенно уточнять диагностику генетических типов карбонатных пород. Для выяснения закономерностей карбонатной седиментации в палеобассейнах большое значение имеет оценка относительных скоростей осадконакопления геохимическими методами. Особый интерес представляют отложения глубоководной части бассейна с повышенным содержанием нерастворимого остатка и основных составляющих его элементов, в том числе органического вещества. Высокие концентрации элементов в таких породах обуславливают повышенную точность

геохимических определений и позволяют провести корректное сопоставление этих параметров для выяснения седиментационного режима в бассейне и геохимических условий в осадке.

При генетическом анализе карбонатных отложений большую роль играют палеонтологические (особенно палеоэкологические) признаки. Палеоэкологические исследования проводятся с целью: установления образа жизни вымерших животных и растений, выявления сообществ организмов или их частей, определения трофической структуры сообществ, восстановления условий жизни отдельных организмов и целых сообществ. Решение этих задач помогает при генетическом анализе карбонатных отложений правильно диагностировать генетический тип отложений путем: установления обстановки осадконакопления, выявления ведущих факторов карбонатакопления (биогенная концентрация, биоэрозия, гидродинамическая активность среды и т.д.), выделения ЛГТ биогермных отложений на основе типизации ископаемых сообществ и приуроченности к ним определенных структурных типов заполнителя. Кроме того, палеоэкологические исследования, направленные на установление смены состава и структуры сообщества во времени и пространстве, позволяют выяснять фаціальную зональность и стратиграфическую последовательность карбонатных отложений.

Так как биогермные известняки, представляющие собой основу ископаемых органогенных построек, состоят из органогенного каркаса и заполнителя, то выделение ЛГТ биогермных отложений возможно только путем комплексирования палеоэкологических и литологических методов изучения.

Выделение ЛГТ известняков начинается с первых этапов изучения органогенных построек и продолжается по мере поступления нового материала. Основой для такого выделения, в свою очередь, служит установление типов ископаемых сообществ рифостроящих и сопутствующих организмов и соотнесение с каждым из этих типов сообществ определенных микроструктурных типов известняка-заполнителя. Результаты полевых и отчасти камеральных палеоэколого-тафономических наблюдений используются для выделения ископаемых сообществ организмов по данным о составе, плотности поселений и жизненных формах доминирующих и сопутствующих организмов. С этой целью строятся карты плотности поселений каждого таксона (рода или вида) /38/. Совместный анализ таких карт позволяет выявлять ареалы распространения видов (родов), центры их поселений, виды (роды) – доминанты и сопутствующие формы, что является основой выделения ЛГТ биогермных отложений.

Бентогенные карбонатные формации, в общем случае, состоят из отложений пяти генетических групп: рифовых; открытого шельфа; закрытого шельфа; континентального склона; прибрежно-морских. Каждая группа включает несколько пространственно и генетически связанных типов отложений (генетические типы см. рис. 1). Основными критериями разделения генетических групп отложений являются палеоэкологические. Отложения закрытого шельфа содержат очень бедный комплекс фауны, для которого характерны моновидовые сообщества организмов, отличавшихся высокой плотностью поселения и обитавших в условиях слабоаномальной солености. В прибрежно-морских отложениях очень бедный комплекс морской фауны, значительное количество остатков синезеленых водорослей, обитавших на приливно-отливных равнинах в условиях частых осушений и резких изменений солености. Для склоновых отложений более характерны нектонные и планктонные формы, бентос играет подчиненную роль и представлен, главным образом, сообществами сестонофагов, живших на алевритистых и жестких илистых грунтах, а также грунтоедов, обитавших на мягких илистых субстратах. Рифовые отложения характеризуются специфическими сообществами, в которых доминируют водорослевые комплексы. Кроме того, генетические группы отложений различаются средними значениями содержания нерастворимого остатка и формами зависимости коэффициента глинистости разреза и седиментационного градиента мощности (см. гл. 4, 5, 6).

Группа рифовых отложений подразделяется на две подгруппы: собственно рифовые и межрифовые отложения (табл. 2. рис. 1). Рифовая подгруппа объединяет отложения следующих генетических типов: биогермные, межбиогермные, шлейфовые (отложения тыловых и передовых рифовых шлейфов) и отложения внутриврифовых лагун. Указанные типы, тесно пространственно связанные между собой, образуют геологические тела разного масштаба и строения: биогермы, биогермные и рифовые массивы, рифовые системы (см. рис. 1).

Биогермные отложения слагают биогермы и биогермные массивы. Биогерм – массивная постройка, состоящая из органогенного каркаса и заполнителя. Каркас образуется изначально в твердом состоянии взаимно обрастающими известьвыделяющими организмами. Строителями каркаса на разных этапах геологического развития Земли были различные животные и растительные известьвыделяющие организмы. На всех этапах ведущую роль в каркасообразовании играли водоросли или сообщества беспозвоночных с участием водорослей. Важной группой организмов, слагающих биогермные известняки, являются рифолюбы: фораминиферы, брахиоподы, гастроподы, некоторые двустворки, морские ежи, рыбы и др. Широко развиты сверлящие организмы: водоросли, губки, моллюски. Заполнитель состоит из органогенно-обломочного, мелкокомковатого, детритового-го, шламового и пелитоморфного карбонатного материала. Характерным признаком материала-заполнителя, позволяющим диагностировать биогермные отложения в шлифах в случаях, когда отсутствуют структуры каркаса, является слабая дифференциация слагающих его структурных компонентов

(равные содержания всех вышеперечисленных компонентов, незначительное преобладание одного или двух из них).

Биогермные породы отличаются светлой окраской и чисто карбонатным (преимущественно известковым) составом (нерастворимый остаток – 1–3 %). Для них характерны значительное содержание остатков каркасных организмов (от 30 до 90 % объема породы), а также преимущественно прижизненное захоронение организмов и следы их нарастания и обрастания. Первичные структуры пород относятся к биоморфному классу и включают разновидности, выделяемые по структуре каркаса и заполнителя и определяющие ЛГТ биогермных отложений (табл. 2).

Наиболее характерный текстурный признак биогермных известняков – массивность, т.е. отсутствие слоистости и плитчатости, что объясняется преобладанием каркасных организмов с вертикальными формами роста (кустистая, древовидная, столбчатая), и подчиненной ролью организмов с горизонтальными формами роста (корковидная, пластинчатая, гребневидная).

По распределению остатков организмов выделяются следующие разновидности массивных биогермных текстур: однородная (равномерное расположение организмов одной или нескольких форм роста), пятнистая (организмы с различными формами роста распределены пятнами) и зональная (отчетливая смена остатков организмов с различными формами роста). Зональность бывает вертикальной, обусловленной сменой каркасных организмов снизу вверх по разрезу, горизонтальной – в результате их смены по площади и концентрической – вследствие их расположения крупными концентриками вокруг центральной части постройки. Некоторые биогермные известняки характеризуются неясной волнистой слоистостью, обусловленной преобладанием организмов с корковидной формой роста или частым чередованием различных форм колоний и слоевищ. Иногда в биогермных массивах наблюдается чередование биогермных и межбиогермных пород, придающее этим массивам своеобразную текстуру, называемую рифовой слоистостью. Увеличение роли небоморфных карбонатов часто обуславливает неясные следы слоистости в краевых частях массивов на границе с вмещающими отложениями. Процессы поверхностного выщелачивания способствуют проявлению в обнажениях указанных типов слоистости в биогермных известняках, что иногда приводит к образованию грубой волнистой или концентрической отдельности.

К очень характерным текстурным признакам биогермных известняков относятся следы сверления их различными организмами-сверлильщиками: губками, двустворчатыми моллюсками, сипункулидами, полихетами и водорослями. Следы сверления обычно имеют вид небольших извилистых трубочек диаметром 0,2–5 мм. Как правило, им свойственно секущее положение по отношению к структуре известняка. Довольно распространены в крупных биогермных массивах следы размывов в виде извилистых поверхностей с отдельными карманами, заполненными обломочным материалом. Многие из них, несомненно, субаэрального происхождения, на что указывают признаки выщелачивания в виде бречированности, осветления и ожелезнения. Нередко отчетливые поверхности размывов с явными следами субаэрального воздействия даже на коротких расстояниях (5–10 м) по простиранию постепенно становятся все менее отчетливыми и быстро исчезают в толще биогермных известняков. Это позволяет предполагать, что в крупных органогенных постройках следы внутренних размывов и перерывов карбонатакопления далеко не всегда могут быть визуально обнаружены и что многие внешне однородные массивы имеют многостадийную историю формирования (см. рис. 5–7).

Межбиогермные отложения входят в состав биогермных массивов, слагая линзы слоистых пород различной микроструктуры. Главное отличие этих отложений от известняка-заполнителя состоит в том, что они образуют более крупные тела (линзы) и обладают седиментационной слоистостью. Общий характер строения биогермных массивов определяется формой и размерами его биогермов и линз межбиогермных пород. Межбиогермные отложения обычно зависят от состава окружающих биогермных пород. Содержание нерастворимого остатка в них не превышает 2–3 %. Среди межбиогермных отложений выделяются три стандартных ЛГТ: органогенно-обломочные и пелитоморфные доломитизированные известняки и тонкокристаллические доломиты (см. табл. 2). Органогенно-обломочные известняки образуются в результате механического и биологического разрушения биогермных известняков, что сближает их с отложениями шлейфового типа. Отличаются от последних плохой сортировкой и слабой окатанностью материала, развитием крупного неокатанного детрита и шлама. Состав обломков определяется составом окружающих биогермных пород. Пелитоморфные доломитизированные известняки образуются при осаждении карбонатного ила в небольших изолированных или полуизолированных ваннах на неровной поверхности растущей органогенной постройки, чем они схожи с отложениями внутририфовых лагун. Тонкокристаллические доломиты являются скорее всего продуктом полной доломитизации пелитоморфных известняков. Помимо структурных особенностей межбиогермные отложения отличаются от шлейфовых и лагунных очень небольшими горизонтальными размерами (до 100 м) и коротким периодом формирования. Для них характерно отсутствие четкой плитчатости.

Шлейфовые отложения (тыловых и передовых шлейфов) представляют собой продукты разрушения органогенных построек в период их роста в морском бассейне, поэтому тыловые и передовые шлейфы рифов объединены в один генетический тип. Наличие

шлейфов указывает на то, что органогенные постройки подвергались волновому разрушению. Отличительными признаками шлейфовых отложений служат: биокластические структуры пород, наличие ясно различимых обломков каркасных организмов, слагавших постройку, и уменьшение размерности органогенных окатанных частиц по мере удаления от органогенной постройки. Распределение обломочного материала шлейфовых отложений на склонах постройки подчиняется закону механической дифференциации. Так, осадки шлейфов современных атоллов близ поверхности состоят в основном из грубых обломков кораллов, литотамний и халимед. По размерности они соответствуют гравийно-галечному и крупнопесчанистому материалу, вниз по склону размер обломков быстро уменьшается от песчаного до алевролитового.

По количественному соотношению первичных структурных компонентов среди шлейфовых отложений выделяется шесть ЛГТ (табл. 2). Из них наиболее распространены органогенно-псаммитовые и крупнодетритовые известняки, реже встречаются органогенные гравелиты. Остальные разновидности играют подчиненную роль. Основные типы слоистости шлейфовых отложений – толстая или средняя плитчатость, мелкая или грубая косая слоистость. К характерным чертам передовых шлейфов относятся плохая сортированность обломочного материала, грубая косая слоистость, обусловленная нагромождением глыб биогермных известняков среди тонкоплитчатых карбонатов рифового склона, значительный первоначальный наклон слоев (до 30–40° на склоне постройки) и небольшая протяженность (несколько сот метров) (см. рис. 7). Тыловые шлейфы характеризуются выдержанным гранулометрическим составом. Комплекс ископаемых организмов в шлейфовых отложениях представлен, главным образом, скелетными обломками, отражающими состав каркасостроителей (см. рис. 5). Активное накопление кластического материала в зонах современного рифообразования происходит симметрично по обе стороны от рифового барьера: в тыловых зонах рифа и на передовом склоне. В тыловых зонах накапливается мелкодисперсный материал в виде отложений кос, имеющий отчетливо выраженную косую слоистость. В зоне предрифа происходит отложение грубо сортированного и несортированного материала.

Отложения внутри рифовых лагун представлены карбонатами, образование которых происходило во внутренних частях рифовых построек кольцеобразной или более сложной формы в плане. Они объединяют пять ЛГТ (табл. 2). Четкая горизонтальная плитчатость, волнистая иногда горизонтальная варвopodobная слойчатость и обилие комков (копролитов) отличает лагунные от межбиогермных. Для современного накопления осадков внутририфовых лагун характерны небольшие глубины седиментации (в среднем 20–30 м), ярко выраженный суточный ход основных гидрохимических процессов (главным образом, изменение содержания CO_2 и O_2) и изолированность лагун, полная или частичная (соединение с бассейном по проливам или через рифовые полости и каверны). В лагунных условиях развивались в основном водорослевые или фораминиферовые сообщества. Иногда – рифостроящие организмы.

Межрифовые отложения (отложения межрифовых каналов, приливных каналов, каналов стока и др.) представляют собой слоистые породы, накопившиеся между рифовыми массивами в пределах широких барьерных рифовых систем. Подгруппа межрифовых отложений объединяет определенные ЛГТ, относящиеся к различным генетическим типам отложений: шлейфовому, верхней части континентального склона, придонных малоподвижных вод, реже лагунному. Для межрифовых отложений наиболее характерны шламовые и пелитоморфные микроструктуры. Подавляющая часть шлама представляет собой тонкоизмельченные продукты разрушения биогермных известняков, о чем можно судить по отдельным крупным обломкам, сохраняющим структуру рифостроящих организмов. Наиболее широко распространены обломки, крупный и мелкий детрит, реже целые формы раковин, изредка встречаются отдельные экземпляры или скопления остатков рифостроящих организмов. Сочетаниями различных генетических типов рифовой группы отложений в пространстве и во времени определяется строение простых (одиночные массивы) и сложных (барьерные и береговые системы) рифовых комплексов.

Группа отложений открытого шельфа включает отложения следующих генетических типов: мелководных шельфовых равнин, баров и глубокого шельфа. Указанные типы характеризуются тесной пространственной связью.

Среди отложений мелководных шельфовых равнин выделяются крупнодетритовые и детритово-онколитовые разновидности, образующие обычно выдержанные пласты и пачки. Кроме того, широко распространены биоморфно-детритовые, мелкодетритовые и детритово-копролитовые слагающие пласты и линзы мощностью от 0,3 до 10 м. Для отложений характерна толстая или средняя плитчатость и отсутствие слойчатости. Наиболее часто встречающиеся первичные структурные компоненты этого типа отложений – раковинный детрит и онколиты, поэтому рассматриваемые отложения можно сопоставить с современными раковинно-детритовыми осадками, широко распространенными на открытых карбонатных шельфах на глубинах от 10 до 80–100 м. Средний гранулометрический состав осадков во многом определяется количеством и размерностью карбонатных остатков (см. рис. 20, 14). Содержание тонкой фракции зависит от плотности подводной растительности. Для шельфовых отложений характерны крупные знаки ряби – мегарябь и песчаные волны высотой

от 0,5 до 3 м и длиной от 10 до 30 м, асимметричного профиля, формирование которых связано со сложным взаимодействием донных и приливно-отливных течений.

Сообщества ископаемых животных организмов представлены самыми разными формами по типам обитания и прикрепления, распространенными на глубинах от 0–10 м до 80 м в условиях активной гидродинамической среды. Характерны неглубокозарывающиеся и роющие формы.

В отложениях береговых, карбонатных баров широко распространены мелкообломочные и оолитовые структуры (табл. 2). Отличительными особенностями карбонатов этого типа являются: хорошая сортировка и окатанность обломочного материала, отсутствие примесей алевроитовой и пелитовой размерности, сингенетического цемента. Часто известняки содержат песчаную примесь кварца, полевых шпатов и других терригенных компонентов. Отложениям свойственны толстая или средняя плитчатость, волнистая и пологая мелкая и тонкая косая слойчатость. Нередко фиксируются следы размывов (см. рис. 17, 18). Целые формы ископаемых организмов представлены, главным образом, якорно-биссусно-прикрепляющимися и зарывающимися. Чаще всего встречается их скелетный детрит. Современные оолитово-обломочные карбонатные осадки приурочены к очень мелководным участкам открытых шельфов, преимущественно вблизи берегов, где они слагают подводные бары, валы, пересыпи и другие подобные формы рельефа, сформированные в результате волнового намыва.

Высота современных одиночных валов от 1–2 до 10 м, высота современных баров, увенчанных дюнами, достигает 50–70 м и более над уровнем моря. Обращенный к морю склон дюны представляет собой выработанную волнами крутопадающую поверхность, играющую роль уступа. Перед уступом концентрируются грубые осадки. Диагностика баровых отложений, как и отложений береговых рифов, представляет собой сложную задачу, так как они располагаются в зоне повышенной гидродинамической активности, на границе прибрежной области и шельфа и поэтому часто сочетаются в разрезе с отложениями других генетических типов. Наиболее характерен парагенез баровых отложений с биогермными (береговые рифы), приливно-отливными карбонатами и отложениями мелководных шельфовых равнин. Сочетания карбонатных баров с перечисленными выше генетическими типами в разрезе отражают периодическое изменение положения береговой линии, что обусловлено эвстатическими колебаниями уровня моря. Седиментологическая цикличность строения баровых отложений успешно используется для расчленения и корреляции мелководных карбонатов.

Отложения глубокого шельфа представлены глинистыми, глинисто-карбонатными породами и шламово-копролитовыми известняками, похожими на депрессионные отложения мелководных морей и океанов. Это особенно характерно для крупных впадин, которые, как и мелководные участки морей, служат седиментационными ловушками для наиболее тонкого карбонатного и глинистого материала. К основным отличительным признакам отложений глубокого шельфа относятся: небольшая ширина зон (десятки километров), значительная мощность, намного превышающая мощность как прилегающих мелководных осадков, так и мелководных отложений центральных частей бассейнов, худшая гранулометрическая сортировка материала, повышенное, по сравнению с депрессионными породами, содержание высокомагнезиального кальцита.

К диагностическим признакам отложений этого типа относятся следующие: средние и высокие скорости накопления осадков преимущественно за счет осаждения шламового, карбонатного пелитового и глинистого материалов, четкое проявление седиментационной цикличности, обусловленной эвстатическими колебаниями уровня моря, и интенсивное проявление процессов биотурбации.

Ископаемые сообщества организмов глубокого шельфа представлены разнообразными типами, обитавшими на глубинах более 50 м. Наиболее широко распространены якорно-биссусноприкрепляющиеся организмы (алевроитовый и жесткий илистый грунты) и зарывающиеся формы (мягкие илистые грунты). Помимо бентоса характерно присутствие планктонных и нектонных форм.

Группа отложений мелководного закрытого шельфа – это образования участков шельфовых зон, отгороженных от мелководных областей барьерными рифовыми системами. В эту группу входят отложения, формировавшиеся в разных гидродинамических условиях: малоподвижных придонных вод (иловых впадин и мелководных илистых отмелей) и подвижных придонных вод (зон взмучивания шельфового мелководья и намывных островов) (см. рис. 5, 16, 21). Так как на закрытых шельфах, в отличие от открытых шельфовых зон, гидродинамика среды зависит не столько от глубин, сколько от изоляции различных участков, то распределение осадков здесь по разрезу и площади имеет сложный характер. Отложения каждого генетического типа обычно не образуют выдержанных пластов и пачек.

Наиболее распространенная первичная структура отложений малоподвижных придонных вод – однородная пелитоморфная, часто встречается комковато-сгустковая и водорослевая (табл. 2). Последняя образована, главным образом, комками синезеленых водорослей, реже разрозненными кустиками зеленых водорослей и онколитами. Породы обычно не содержат ни раковинного детрита, ни шлама. Довольно распространенным вторичным компонентом пелитоморфных известняков являются крупные (5–10 мм) “глазки” трубчатой формы, выполненные крупнокристаллическим кальцитом. Часто “глазки” связаны с

водорослевыми известняками. Вещественный состав пород чисто карбонатный (нерастворимый остаток меньше 2–3 %). Для них характерны массивная или толстая, реже средняя плитчатость. Отложения малоподвижных вод содержат очень бедный комплекс ископаемой фауны. Здесь совершенно отсутствуют планктонные и нектонные формы. Бентос представлен, главным образом, неглубокозарывающимися, свободнолежащими, реже прикрепляющимися организмами. Видовой состав очень однообразен. Наиболее распространенные ископаемые организмы – сине-зеленые водоросли.

Преобладающая первичная структура отложений подвижных придонных вод – мелкокомковатая (пеллетовая) (табл. 2). Иногда мелкокомковатые (пеллетовые) известняки включают комочки сине-зеленых водорослей, раковины фораминифер и обломки других организмов. Вещественный состав пород чисто карбонатный (нерастворимый остаток меньше 5 %). Для отложений характерны: средняя или крупная, реже массивная плитчатость и отсутствие слоистости. В них преобладают водоросли, другие организмы представлены скелетными обломками. Самостоятельное положение среди отложений подвижных вод занимают образования намывных островов, приуроченных к палеоподнятиям (обычно рифовым) на закрытых шельфах. Они представлены мелкоолитовыми, реже мелкообломочными известняками. В отличие от береговых баров эти породы имеют лучшую гранулометрическую сортировку и чисто карбонатный состав. Отложения подвижных вод находятся в сложных пространственно-временных соотношениях с пелитоморфными карбонатами закрытого шельфа и прибрежными отложениями.

Группа прибрежно-морских отложений объединяет два типа: приливно-отливных равнин и прибрежных лагун.

Приливно-отливные отложения включают несколько ЛГТ (табл. 2): “глазковые”, брекчиевидные, глинисто-алевритистые, строматолитовые известняки и тонкокристаллические глинистые доломиты. “Глазковые” известняки представлены пелитоморфным карбонатом с обильными (до 40–50 %) мелкими (1–5 мм) “глазками” кристаллического кальцита, которые часто соединены тонкими волосовидными трещинками, что указывает на их образование в процессе растрескивания известкового ила в результате периодических осушений и последующего заполнения пустот янокристаллическим кальцитом. В некоторых случаях “глазки” образованы гипсом. Брекчиевидные известняки состоят из мелких (1–5 см) остроугольных обломков пелитоморфных “глазковых” или глинисто-алевритистых известняков, сцементированных глинисто-карбонатным, иногда доломитовым материалом, реже гипсом. Они слагают обычно маломощные (5–20 см) прослои.

Формирование их предположительно связывается с образованием трещин усыхания и субаэрального дробления. Глинисто-алевритистые микросернистые известняки содержат до 10–15 % терригенной примеси, обычно в виде тонкого алевритового материала, рассеянного в карбонатной массе. Они образуют маломощные прослои микрослойчатой текстуры. Тонкокристаллические доломиты содержат до 10–15 % глинистой или алевритово-глинистой примеси. Для них характерна горизонтальная или волнистая микрослойчатость.

Диагностические признаки карбонатных отложений приливно-отливных равнин – чередование известняков и доломитов, пелитоморфные, брекчиевидные и “глазковые” структуры известняков, неравномерная мелкая и тонкая горизонтальная или волнистая слоистость и плитчатость, мелководные текстуры (знаки ряби, следы роющих организмов, наземных позвоночных, трещины усыхания и т.д.), отсутствие морской стеногалинной фауны, наличие строматолитов, присутствие гипса и ангидрита в виде конкреций, стяжений, линз, пропластков или отдельных кристаллов, мелкая цикличность.

Отложения прибрежных лагун – результат преобладания хемогенных процессов осаждения в условиях аридного климата при ограниченном поступлении терригенного материала с суши. К этим отложениям относятся выдержанные по простиранию пласты гипса (ангидрита), доломитов, реже известняков и солей, мощностью от 0,1 до 10 м. Часто они чередуются в разрезах с карбонатами приливно-отливного типа. Отложениям свойственны многопорядковая цикличность и практически полное отсутствие ископаемой фауны.

Отложения прибрежных лагун занимают промежуточное положение между образованиями изолированных эпиконтинентальных заливов и осадками мелких пересыхающих сверхсоленых озер на приливно-отливных равнинах. От отложений приливных равнин лагунные отличаются более крупной и упорядоченной слоистостью, развитием комплексов морской фауны, отсутствием строматолитов, наличием выдержанных прослоев гипса, ангидрита и каменной соли.

Отложения закрытого шельфа (малоподвижных и подвижных придонных вод), приливно-отливных равнин и прибрежных лагун находятся в сложных пространственно-временных отношениях, обусловленных периодическим изменением положения береговой линии. Особенно это характерно для платформенных территорий, где прибрежные и мелководные шельфовые карбонаты занимают большие территории.

Группа отложений континентального склона включает три генетические подгруппы: умеренно глубоководные верхней части склона и глубоководные – нижней части склона и подводных аккумулятивных поднятий. Общее основание для выделения этой обширной генетической группы – преобладание механических процессов аккумуляции и дифференциации обломочного карбонатного материала. Если на шельфе основными являются

процессы биологической концентрации карбонатов, био- и биохимической эрозии, а также волновой абразии и аккумуляции обломочного материала, то на континентальном склоне к наиболее активным осадочным процессам относятся: гравитационное обрушение, осыпание, оползание, плоскостной смыв, абразия и перенос материала мутьевыми потоками и контурными течениями. Главным литологическим критерием разделения подгрупп отложений служит их микроструктура. Глубоководные отложения в основной массе соответствуют илам, умеренно-глубоководные – алевритам. Это отличает их от мелководных отложений, в целом соответствующих пескам. Большое значение в отложениях континентального склона приобретает глинистый, иногда вулканогенный материал, поэтому геохимические критерии играют важную роль при диагностике генетических типов. Комплекс ископаемых организмов представлен немногочисленным бентосом, захороненным на месте обитания, нектонными и планктонными формами, а также остатками организмов, привнесенными из мелководной части бассейна.

Умеренно-глубоководные отложения верхней части склона включают два генетических типа: отложения крутых склонов и отложения пологих склонов. Характерным первичным структурным компонентом умеренно-глубоководных отложений пологих склонов является шлам (табл. 2) с известняками, содержащими большое количество остатков кремневых скелетов организмов (спикул кремневых губок, радиолярий и т.д.), связаны кремнистые конкреции. Вещественный состав пород – известковый, кремнисто-известковый или доломитово-известковый. Содержание нерастворимого остатка превышает 5%. Отложениям свойственны толстая плитчатость и отсутствие слоистости.

В современных морских бассейнах преобладающая часть шламowych осадков формируется в пределах верхней части континентальных склонов и внешних участков глубоких шельфов. В процессе гранулометрической дифференциации шлам скапливается в зоне, в которой возможна садка алевритовых частиц, но невозможно осаждение наиболее тонкого ила. Положение алевритовой зоны зависит от крутизны склонов, глубины действия волн, количества поступающего взвешенного материала и др. Д. Стенли и другие исследователи /209; 167/ отмечают четыре случая соотношений между верхней границей континентального склона (бровкой шельфа) и положением иловой линии верхней границы распространения частиц пелитовой и алевритовой размерности. Первый случай наблюдается в районе мыса Хаттерас (шельф полуострова Флорида). Здесь иловая линия расположена на глубинах 800–1000 м, что объясняется интенсивным поступлением частиц песчаной размерности с шельфа. Положение ее связано с действием сильной северо-восточной ветви течения Гольфстрим, секущей узкий и довольно мелкий шельф. Второй случай характерен для Атлантической окраины США (между каньонами Норфолк и Уиллингтон). Граница илов прослеживается в диапазоне глубин 200–400 м. Тонкие частицы не задерживаются на шельфе в связи с частым взмучиванием донных осадков. Третий случай – совпадение иловой линии с бровкой шельфа (130–175 м), отмеченный в головной части каньона Гудзон, объясняется особым сочетанием гидродинамических параметров среды и улавливающей способностью каньонов, глубоко вдающихся в шельфовую зону. На континентальных окраинах, для которых характерны огромные масштабы выноса терригенного материала и его осаждения, наблюдается четвертый случай – выход границы развития илов в мелководную шельфовую зону (Мексиканский залив). Наиболее благоприятной обстановкой для накопления карбонатных частиц алевритовой размерности (шлама) отличаются пологие континентальные склоны вблизи широких стабильных или слабо погружающихся шельфов, где образуются карбонатные раковинно-детритовые осадки, служащие источником шлама. Другим источником являются водорослево-коралловые рифы.

На других континентальных склонах осадконакопление часто вообще не происходит или оно носит эпизодический характер, прерываясь обвалами, оползанием и осыпанием осадков. По данным М.Р. Лидера /67/, угол естественного откоса при образовании осыпей зависит от пористости осадка и меняется от 40° для песков с плотной упаковкой и до 80° с более свободной упаковкой. Важное значение имеет также форма зерен. Результатами анализа механики сыпучего потока /198/ показали, что график изменения скоростей потока имеет почти параболическую форму. Установлено также, что мощность одного потока по вертикали не может превышать нескольких сантиметров. Среди отложений верхней части крупных континентальных склонов очень широко распространены осадочные брекчии, связанные с процессами оползания полуконсолидированных осадков. Развитие оползневых процессов в подводных условиях возможно также и при незначительных уклонах. Интересные данные приводятся П. Уайдертом /216/ для отложений сенона района мыса Эстериас (континентальный склон Африки, Атлантика), где наклон пластов составляет всего 3°. Здесь наблюдаются многочисленные следы оползания, которые наиболее характерны для черных мергелистых осадков. Оползни захватывают зоны протяженностью до 80–100 м и прослеживаются на глубину до 600 м. Однако толщина втянутых в оползание горизонтов редко превышает 1–2 м.

Очень важными морфологическими элементами верхней части склонов являются подводные каньоны, по которым осуществляется основная транспортировка осадочного материала с шельфа на нижнюю часть склона. Каньоны врезаются в более древние отложения, некоторые из них в настоящее время представляют собой динамически активные формы, эродирующие шельф, другие совсем утратили активность, иногда в каньонах происходит

накопление отложений обломочных потоков, представленных мергелями, вмещающими блоки известняков размером до 2–3 м. В глубоководную область бассейна по системам подводных каньонов поступает материал из шельфовой (обломочные карбонаты) и прибрежной (глины, пески) зон. Чем меньше скорость карбонатной седиментации на шельфе, тем выше скорости осаждения глинистого материала на склоне. Осадки континентального склона часто обогащены кремневым биогенным материалом, связанным с подъемом холодных глубинных вод.

Выявление умеренно-глубоководных отложений в древних толщах имеет важное палеогеографическое значение, поскольку они часто маркируют границу между шельфовой и глубоководной областями. Диагностическими признаками отложений верхней части пологих континентальных склонов могут служить: тонкошламовая структура пород, хорошая гранулометрическая сортировка частиц, остатки планктонных и нектонных организмов и более редкого бентоса (кремневые губки, мшанки, серпулы, роющие организмы), наличие кремнистых конкреций, оползневые текстуры (см. рис. 7, табл. 2).

Оползневые и обвальные отложения крутых континентальных склонов характеризуются развитием брекчий и глыб карбонатных пород среди более тонкого материала (шлам, пелит) (табл. 2), несортированностью и большими массами обломочного материала, неокатанностью обломков, относительно однородным составом, отражающим местный источник материала, оползневыми текстурами, крутым залеганием пород (до 30–40°), отсутствием плитчатости и слоистости, иногда грубой косою линзовидной слоистостью, наличием горизонтов твердого дна.

Очень характерно развитие отложений подводных осыпей органогенно-обломочного карбоната у подножий крупных склонов рифовых массивов или на осложняющих их уступах. Отличительными признаками осыпных образований служат: хорошая сортировка материала, укрупнение обломков по направлению к кровле пласта, небольшая (5–29 см) мощность обломочных пластов, разделенных карбонатами шламовой и пелитовой структуры, ориентировка зерен параллельно течению потока (табл. 2, № 50).

Подгруппа глубоководных отложений нижней части склона объединяет отложения подводных конусов выноса (турбидиты), формирование которых происходило за счет транспортировки и последующего осаждения осадков мутьевыми или суспензионными потоками по системам подводных каньонов, отложения глубоководных долин и подводных аккумулятивных поднятий (контуриты), образующиеся за счет латеральной транспортировки осадков контурными течениями и последующего их осаждения. Для нижней части континентального склона характерно чередование коротких периодов интенсивного поступления материала из более мелководных областей и продолжительных периодов пелагического осадконакопления, включающего приостановки карбонатной седиментации; присутствие пелагических карбонатов в виде прослоев или слоев небольшой толщины. Главными структурными компонентами являются: тонкий карбонатный материал, пелитовая (глинистая) примесь, остатки планктонных организмов, изредка песчаные и тонкоалевритовые зерна кварца, обломки изверженных, метаморфических, эффузивных и осадочных пород различного состава (табл. 2).

К отложениям подводных конусов выноса (турбидитам) относятся мелкоритмично построенные пачки и толщи, представленные чередованием известняков, мергелей, известковых глин, детритовых известняков, слабоглинистыми мелковолнистослоистыми пелитофорфными известняками, реже чередованием глинистых тонкоплитчатых и сильно глинистых тонколистоватых пелитоморфных известняков, косослойчатых и горизонтально-слоистых обломочных известняков и аргиллитов (табл. 2). Их ритмичность напоминает таковую современных турбидитов, которые образуются у подножий шельфовых склонов и поднятий, занятых мелководными карбонатными осадками (Бермудский островной шельф, пролив Тонг, Северный склон Багамских банок, южная часть равнины Хаттерас, плато Блейк, Красное море и др.).

Отложения подводных долин – это терригенно-карбонатные породы, сформировавшиеся в нижней части континентального склона за счет латеральной транспортировки (и последующего отложения) осадков глубинными контурными течениями, действующими по системе долин, косо направленных или параллельных континентальному склону. Исходным осадочным материалом контуритов является обломочный карбонат песчаной, алевритовой и пелитовой размерности, поставляемый в бассейн путем гравитационного перемещения (оползни, обвалы, турбидитные потоки). Именно поэтому разграничивает дистальных (тонкодисперсных) турбидитов и отложений подводных долин вызывает большие сложности. Отложениям подводных долин свойственно высокое содержание органического вещества (до 5 %). Они приурочены к узким (2–5 до 10 км) зонам в пределах нижней части континентального палеосклона, почти не содержат остатков донной фауны, но содержат прослоями иногда значительное количество остатков планктонных форм и кальцифер. Их обилие при сравнительно небольшой мощности отложений, повышенная глинистость пород, концентрация содержания урана, органического вещества и нерастворимого остатка указывают на замедленный темп карбонатонакопления. Скорее всего, дефицит карбоната в отложениях этого типа, сформировавшихся одновременно с ростом рифа, обусловлен удаленностью долин от источника сноса – карбонатного шельфа и рифов.

К отложениям нижней части континентального склона относятся отложения подводных аккумулятивных поднятий (контуриты). Для отложений этого типа характерны тонкопесчаные, алевроитовые и пелитовые размерности частиц, гетерогенность обломочного материала, обилие водорослевых обломков наряду с планктонными фораминиферами, окремнение (табл. 2), сравнительно небольшие скорости осадконакопления. Толщины отложений подводных поднятий значительно меньше шельфовых и рифовых и примерно соответствуют толщинам глубоководных глинистых известняков, окружающих поднятия. К наиболее характерным признакам отложений этого типа А.П. Лисицын относит: 1) ориентировку осадочных тел вдоль склона, чем контуриты резко отличаются от турбидитов, которые концентрируются в конусах и руслах, направленных перпендикулярно склонам; 2) линзовидную форму в разрезе; 3) ясно выделяющийся гребень поднятия и небольшие углы склонов; 4) волнистую поверхность (от мелковолнистой, соизмеримой с рябью волнения, до крупноволнистой, с высотой отдельных гребней до 50 м); 5) меньшие скорости седиментации, чем у турбидитов; 6) грубую неправильную косую слоистость; 7) преобладание алевроитовых и пелитовых структур (табл. 2).

Гетерогенные нерасчлененные отложения верхней и нижней части склона, так называемые “черные сланцы” и “доманикоиды”, близки по литологическому составу и внешним признакам к отложениям подводных долин. Для них характерны глинисто-карбонатный состав, очень небольшие толщины (5–30 м), повышенные содержания нерастворимого остатка (до 60 %) и органического вещества. Обычно пачки “черных сланцев” залегают в кровле бентогенных карбонатных формаций, перекрытых сульфатно-галогенными отложениями. Они приурочены к различным палеогеоморфологическим зонам внутренней части палеобассейнов: к рифовым склонам, к верхней и нижней частям континентального склона, к подводным аккумулятивным поднятиям и к подводным долинам. Современный уровень изученности этих отложений пока не позволяет выделить среди них генетические типы, хотя наблюдаются некоторые различия в их строении. Например, повышенное содержание карбонатов кальция и магния (до 20 %), градационные и оползневые текстуры характерны для “сланцев”, развитых в верхней части континентального и рифового склонов; большое количество бентосных форм отмечено в отложениях, залегающих на подводных аккумулятивных поднятиях. Отпечатки листьев, остатки древесной растительности, песчаные зерна кварца наблюдаются в “сланцах”, перекрывающих турбидиты. В целом они отличаются от отложений подводных долин большим содержанием $C_{орг}$ (до 15 %). Вероятно формирование отложений этого типа было связано с замедлением темпов карбонатонакопления и частичной изоляцией морского бассейна перед началом соленакопления, за счет поступления глинистого и карбонатного материала из прибрежной зоны и области шельфа по системам приливно-отливных каналов и подводных каньонов.

Таким образом, комплексное применение геохимических методов, позволяющих оценить соотношение скоростей биогенной, терригенной, хемогенной и вулканогенной седиментации, а также прерывистость самого процесса карбонатной седиментации в отложениях геологического прошлого, палеоэкологических методов, являющихся основным инструментом диагностики типов сообществ ископаемых организмов – поставщиков и дезинтеграторов карбонатного материала, а также применение собственно литологических методов, определяющих состав, количество и генезис структурных компонентов пород, позволяет точно производить диагностику литогенетических и генетических типов карбонатных отложений.

Основа формирования карбонатных тел различных уровней организации (от скелетов организмов до карбонатных формаций) – соотношение во времени процессов концентрации и рассеивания карбонатов.

В бентогенных карбонатных формациях выделяется пять генетических групп отложений: рифовые, открытого, закрытого шельфа, континентального склона и прибрежно-морские, формирующиеся в результате преобладания определенных процессов аккумуляции вещества. Для группы рифовых отложений характерно преобладание биогенных механизмов концентрации $CaCO_3$; для отложений открытого и закрытого шельфа – преобладание разрушения и переотложения биогенных карбонатов под действием гидродинамических факторов среды; для отложений континентального склона – широкое развитие гравитационных процессов транспортировки и аккумуляции карбонатов; для прибрежно-морских отложений – преобладание терригенного и хемогенного осадконакопления.

ГЛАВА 3. МЕТОДИКА, ЦЕЛИ И ЗАДАЧИ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Построение трехмерной седиментационно-емкостной модели осадочного тела требует проведения точной многоуровневой стратиграфической корреляции составляющих его элементов.

Эти работы предусматривают решение следующих задач:

1. Расчленение разреза с целью выделения стратиграфических подразделений различных рангов.
2. Обоснование возраста элементов разреза, согласование возраста выделенных стратонов с местными, региональными и глобальными шкалами.
3. Выявление границ осадочных тел различных уровней организации (литотип, пачка, гилеация, формация, формационный комплекс).
4. Обоснование возраста границ осадочных тел и длительности приостановок осадконакопления, соответствующих этим границам.
5. Типизация разрезов в зависимости от их строения: полноты и представительности составляющих элементов, степени проявления границ осадочных тел.
6. Многоуровневая объемная корреляция элементов осадочных комплексов.

При объемном седиментационно-емкостном моделировании карбонатных тел используются традиционные, апробированные при изучении различных осадочных комплексов методы – биостратиграфические, палеоэкологические, циклический и фациальный анализы, дополненные и базирующиеся на установленных закономерностях седиментогенеза, формообразования тел, на зависимостях структуры и мощности отложений, а также структуры и петрофизических свойств пород.

6. Биостратиграфические и седиментологические методы, используемые при моделировании строения карбонатных отложений

Карбонатные осадочные комплексы являются благоприятным объектом для использования биостратиграфических методов, так как в большинстве случаев содержат богатые комплексы остатков организмов. Поэтому традиционным и наиболее широко используемым методом является биостратиграфический, который в последние десятилетия удачно дополняется палеоэкологическим.

Однако лишь незначительная часть стратиграфических задач успешно решается путем биостратиграфических исследований, особенно при изучении погруженных осадочных комплексов. Затруднения, возникающие при использовании этого метода объясняются следующими причинами:

1. Обычно разнофациальные карбонатные отложения содержат отличающиеся комплексы палеонтологических остатков. Так, если в верхнепалеозойских мелководных шельфовых отложениях основными группами, позволяющими проводить биостратиграфические исследования, являются фораминиферы, брахиоподы и комплексы конодонт мелководной биофации, то в карбонатно-глинистых отложениях глубокого шельфа и склона на первое место выходят аммониты и конодонты. Такие факты служат серьезным препятствием для проведения стратиграфических исследований и причиной возникновения специальных работ, посвященных узкие зональности различных групп органических остатков /76; 91; 63/. Еще сложнее решаются стратиграфические задачи при изучении рифовых комплексов, в строении которых участвуют разнообразные виды организмов-рифостроителей. Данные организмы практически не имеют значения для стратиграфических работ, так как характеризуются сильной изменчивостью, зависящей от условий среды обитания /57/.

2. Разнофациальные разновозрастные комплексы органических остатков очень часто различаются сильнее, чем комплексы, сменяющие друг друга во времени в монофациальных отложениях.

3. Большие проблемы с определением возраста отложений возникают при смешении аллохтонных и автохтонных комплексов. К примеру, на крутых склонах рифовых построек верхнеоксфордского возраста в естественных обнажениях юго-западных отрогов Гиссарского хребта (Гаурдакский, Чильгазский рифовые массивы) наблюдались смешанные комплексы бентосных среднеоксфордских и планктонных верхнеоксфордских фораминифер. Нередки случаи «вмывания» остатков организмов более позднего возраста в полости древних органогенных построек.

Примером другого рода могут служить происходящие под воздействием тектонических процессов малоамплитудные смещения пластов или органогенных построек, которые нарушают нормальную седиментационную последовательность отложений, но не приводят к изменению вертикальной зональности характерных комплексов ископаемых организмов. Такие

явления наблюдались во франских биогермных постройках Чувашии. На крутых склонах палеобассейнов широко распространены оползневые явления, приводящие к захоронению крупных карбонатных массивов среди более молодых отложений.

4. Для осадков, седиментация которых происходит в условиях лагун, в приливно-отливных обстановках или же на участках шельфа, экранированных рифовыми системами, характерно развитие эндемичных форм организмов.

5. Перемещение осадков турбидитными потоками приводит к совместному захоронению разнофациальных, а иногда и разновозрастных, комплексов органических остатков.

Иллюстрацией различных объективных и субъективных причин, затрудняющих проведение биостратиграфических исследований в полифациальных карбонатных отложениях является существование множества корреляционных схем.

Наиболее распространенными методами биостратиграфического расчленения и корреляции разрезов являются:

1. Метод руководящих форм, основанный на корреляции отложений по характерным для них формам ископаемых организмов, обладающим достаточно узким стратиграфическим диапазоном, широкими ареалами распространения и «выразительными» признаками, облегчающими определение /123/.

2. Эволюционный метод, основанный на рассмотрении родственных видов организмов, отражающих уровень эволюционного развития определенной группы животных или растений /123/.

3. Метод комплексного анализа ископаемых организмов, основанный на выявлении и изучении характерных видовых и родовых группировок организмов, различных по происхождению /123 и др./.

Моделирование осадочных тел требует объемной пластовой корреляции отложений. Изменчивость различных групп фауны и растительных остатков во времени такова, что обеспечивает сопоставление относительно крупных стратиграфических подразделений. Задачи тонкой пластовой корреляции, обоснования границ осадочных тел различных иерархических уровней, вопросы длительности приостановок осадконакопления решаются с помощью этого метода в очень редких случаях.

В последнее двадцатилетие интенсивно развивается секвентная стратиграфия, или метод стратиграфии секвенций /213; 188; 214; 215; 169; 191; 197; 208/.

Секвентная стратиграфия представляет собой направление геологических исследований, нацеленное на выявление следов колебаний уровня моря в осадках и проведение стратиграфических исследований на этой основе. В качестве элементарного стратиграфического подразделения рассматривается секвенция, соответствующая одному трансгрессивно-регрессивному циклу. Преимущества этого метода в следующем: 1) корреляция осуществляется не на основании сопоставления отдельных точек-индексов, а на основании сравнения всего профиля седиментации; 2) при стратиграфических исследованиях учитываются процессы и обстановки седиментации; 3) большое внимание уделяется анализу вертикальных и латеральных границ осадочных тел. К сожалению, методологическая база этого направления в стратиграфии в настоящее время разработана недостаточно, что мешает использовать метод для целей корреляции пластов и моделирования конкретных осадочных тел.

Применению указанного метода для изучения строения палеозойских карбонатных осадочных комплексов в отечественной литературе последних лет посвящены работы Н.В. Беляевой /10; 9/ и А.В. Дронова /33; 34/.

7. Анализ седиментационной цикличности карбонатных отложений

В настоящее время проблемам циклического строения осадочных комплексов посвящено большое число работ отечественных и зарубежных геологов. В связи с этим Ю.Н. Карогодин (1977, 1980, 1984) предложил выделить самостоятельную науку «литмологию» – науку о телах надпородного уровня организации структуры. Концепция «циклической седиментации» была сформулирована впервые Д. Уэллером (1930), разрабатывалась позднее С.И. Романовским (1968–1988), А.В. Лукьяновым (1972), В.Е. Комаровым (1984) и другими исследователями. Общефилософские проблемы цикличности осадочных толщ рассматриваются в работах М.А. Усова (1932). Методологические и терминологические вопросы выделения седиментационных циклов разрабатывались Р. Муром (1936), В.И. Поповым (1947–1979), Н.Б. Вассоевичем (1948–1979), А. Короцки (1951–1986), Ю.А. Жемчужниковым (1947, 1954, 1955), Ж.Ф. Манженом (1963–1974), Г.П. Шишацким, Ю.Г. Карогодиным (1977–1984), И.А. Вылцаном (1972–1982). Проблема типизации осадочных циклов рассматривается в работах Ж. Дельфо (1974), С.Л. Афанасьева (1980–1984), В.А. Зубакова (1980), Г. Энсея и А. Зейлахера и др. (1982). Проблемы использования

седиментационной цикличности для целей стратиграфии освещаются в работах С.В. Тихомирова (1965–1995), Г.П. Леонова (1975, 1977), В.И. Будникова (1973), И.Ф. Никитина, А.И. Жамойды и др. (1984).

Характеристика седиментационной цикличности карбонатных отложений, вопросы ее происхождения и использования для целей корреляции полифациальных отложений нашли свое отражение в работах большого числа исследователей /189; 205; 174; 207; 211; 173; 201; 29; 180; 61; 60; 172; 101; 176; 157; 158 и другие/. Наиболее полно вопросы происхождения седиментационной цикличности, связи циклов со стадиями развития палеобассейнов и этапами развития Земли освещены в работах П. Даффа, А. Хэллама, Э. Уолтона /31/, Г. Энселя и А. Зейлахера и др. /122/, С.В. Тихомирова /139; 137; 140; 138/. В последней работе С.В. Тихомировым /138/ впервые сформулированы общие закономерности цикличности осадконакопления. Выделены ритмы восьми порядков, обусловленные общими тектоническими и тектоно-эвстатическими этапами развития нашей планеты. Проведена типизация тектоно-эвстатических ритмов осадконакопления (« α », « β » и « γ »-ритмы). Показана универсальность этой типизации для отложений различного возраста. Ритмы « β » и « γ », выделенные С.В. Тихомировым, соответствуют секвенциям У. Галлоуэя /185/.

Поскольку научное изучение вопросов событийной стратиграфии велось издавна – в России, а затем и в СССР, – на сегодняшний день в нашей стране накоплен большой опыт по изучению причин возникновения, строения циклитов и их использования для целей детальной, региональной и межрегиональной стратиграфии.

У отечественных исследователей существует три основных подхода к выделению циклитов⁶ различного порядка: структурно-циклический, в основе которого положены непрерывность и направленность изменения структурных компонентов /141; 5 и др./; фациально-циклический, при котором за элементарный циклит принимается сочетание слоев нескольких типов пород, соответствующих различным фациям /36; 37; 111; 143; 16; 31; 29/ и многие другие исследователи/ и генетический, сочетающий структурно-циклический подход с общими закономерностями осадконакопления /140; 153; 154; 144; 151; 145; 146/.

Основными проблемами при выделении циклитов и их корреляции на площади как в первом, так и во втором случаях являются: разнопорядковость седиментационной цикличности, зависимость ее от ряда факторов и, как следствие этого, – различные проявления цикличности одного порядка даже в соседних фациальных зонах, а также неоднозначность границ осадочных тел, т.е. отсутствие «точки начала отсчета» седиментационных циклитов. Особенно сложно эти задачи решаются при изучении рифовых построек, в которых вертикальная изменчивость породы соизмерима с латеральной. Общие трансгрессивные и регрессивные этапы осадконакопления обычно хуже выражены, нежели стадии роста органогенных построек.

Выделению седиментационных циклитов одинаковых уровней в полифациальных отложениях мешает также то обстоятельство, что анализ обычно начинают с уровней наиболее крупных, проявленных на значительной территории, постепенно переходя к более низким уровням цикличности.

Традиционно принято выделять различные иерархические уровни (или порядки) цикличности в зависимости от масштабов проявления. Выделяется цикличность низких порядков, с мощностью циклитов 100–200 и более метров (цикличность I порядка) – крупная, и цикличность высоких порядков (III–VIII) – мелкая.

С.В. Тихомиров, например, для осадочных тел формационного уровня предложил ритмы (циклы) VI и VII порядков /182. С. 315/. Ритмы (циклиты) VIII порядка соответствуют, согласно его классификации, подразделениям более мелким – подформационного уровня, или, в стратиграфическом смысле, – горизонтам.

При анализе седиментационной цикличности в рамках методики седиментационно-емкостного моделирования основной задачей является выделение седиментационных последовательностей стандартных ЛГТ пород, генетических типов и групп отложений. При выделении циклитов главное – определить порядок (или иерархический уровень) циклита и его элемента, определив его полноту и структуру. При этом надо четко представлять, что выраженность циклита в мощности и структуре очень различается в зависимости от генетического типа отложений, фациальной зоны и темпов погружения территории (см. гл. 1).

Так как при седиментационном моделировании под элементарным генетическим подразделением понимается структурный компонент (породы или осадка, см. гл. 1), то элементарные циклиты представляют собой последовательности структурных компонентов в породах, выделяемые в качестве микрослоистых, в том числе градационных, текстур. Этой цикличности присваивается I порядок, соответствующий I иерархическому уровню карбонатных тел (см. рис. 1).

Соответственно системе генетической организации, в бентогенных карбонатных формациях выделяется 4 уровня седиментационной цикличности (см. табл. 6):

I – последовательности структурных компонентов (микрослоистость), обусловленные сезонными климатическими колебаниями, гравитационными процессами, стадиями развития экосистем.

⁶ Циклит – термин, введенный Ю.Н. Карогодиным в 1978 г. для вещественного выражения цикличности процессов осадконакопления.

II – последовательности ЛГТ пород (слоичатость и слоистость), обусловленные мелкими эвстатическими колебаниями уровня моря и сезонными климатическими изменениями.

III – последовательности генетических типов отложений (мезо- и макрослоистость), обусловленные, главным образом, эвстатическими колебаниями уровня моря.

IV – последовательности генетических групп отложений, отражающие изменение процессов концентрации вещества и обусловленные сочетанием эвстатических колебаний уровня моря и стадий погружения морского дна⁷.

Системный подход к выделению седиментационных циклитов позволяет выделять и ранжировать их границы – от постепенных до резких.

Выделяются следующие типы границ:

1. Границы постепенные, обусловленные сменой направленности генетических подразделений соответствующего уровня. Обычно они характерны для последовательностей ЛГТ карбонатных пород, отлагающихся в условиях открытого шельфа (см. рис. 20, 14, 6).

2. Границы пластов или линз, сложенных одним литогенетическим типом, обусловленные регулярными приостановками карбонатной седиментации (диастемами), определяющие размеры плитчатости карбонатных отложений.

3. Границы резкие, непрослеживаемые, обусловленные локальными размывами верхних элементов последовательностей ЛГТ. Характерны для отложений барьерных и береговых рифовых систем, мелководных областей закрытого шельфа, прибрежных отложений (см. рис. 5, 6, 14, 17, 18).

4. Границы резкие, непрослеживаемые, обусловленные локальными размывами верхних и нижних элементов последовательностей ЛГТ в процессе переноса материала кратковременными высоко- и низкоплотностными склоновыми потоками. Характерны для отложений верхней части палеосклонов и подводных конусов выноса.

5. Границы резкие, прослеживаемые в пределах фациальных зон, обусловленные размывами нескольких верхних элементов последовательностей (размыв может достигать такой стадии, когда остается один, обычно нижний, элемент последовательности). Размывы обусловлены регрессивными стадиями седиментации, поэтому выражены и в резких изменениях комплексов ископаемых организмов. Характерны для зон развития барьерных рифовых систем, мелководных областей закрытого шельфа и прибрежных отложений.

6. Границы резкие, прослеживаемые в пределах крупных палеогеографических областей, фиксируются выпадением верхних элементов последовательностей генетических групп отложений. Характерны для шельфовых областей.

7. Границы резкие, прослеживаемые в пределах всего бассейна, обусловленные региональными размывами элементов или геологических формаций в целом.

Последовательности структурных компонентов, формирующие микрослойчатые текстуры, представляющие собой самую мелкую седиментационную цикличность *I* порядка, анализируются в процессе изучения шлифов и учитываются при определении номера стандартного ЛГТ (см. табл. 2).

Основой для выделения циклитов *II* порядка служат разрезы, представляющие собой результат графического кодирования структуры карбонатных пород, на которые вынесен результат диагностики номеров стандартных ЛГТ, поэтому анализ седиментационной цикличности проводится обязательно после проведения всех основных видов аналитических исследований пород (макроскопическое описание пород, изучение петрографических шлифов, определение содержания нерастворимого остатка, химический рентгеноструктурный анализ) и изучения комплексов органических остатков. Большое значение при выделении циклитов играют палеоэкологические наблюдения над формой сохранности и условиями захоронения целых скелетных форм организмов.

Слева от графического изображения строения разреза (см. рис. 5, 6, 7, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20, 21) находятся графы, которые последовательно заполняются по результатам кодирования (справа налево):

1. *Номер ЛГТ*, определяемого по формуле (см. табл. 2).

2. Направленность изменения ЛГТ, обозначенная *треугольником* (см. графу «направление», см. рис. 5–7; 14–21), устанавливается на основании смены номеров ЛГТ. Вершины треугольников соответствуют ЛГТ, образовавшимся в условиях крайнего мелководья или размывам верхних элементов циклитов. Основание – ЛГТ, отлагавшимся в наиболее глубоководной или тиховодной обстановке. Границы слоев, на которых наблюдается соприкосновение основания последующего и вершины предыдущего треугольников соответствуют регрессивным границам циклитов *II* порядка.

Соотношение литогенетических типов в циклитах *II* порядка характеризует генетический тип отложений. Формула циклита второго порядка отражает последовательность (снизу вверх) и процентное содержание слагающих данный циклит литогенетических типов. Так, например, формула полного (пятикомпонентного) циклита *II* порядка в биогермных отложениях выглядит следующим образом:

⁷ *IV* порядок седиментационной цикличности, выделяемый авторами, соответствует ритмам *VIII* порядка у С.В. Тихомирова /140/.

ЛГТ № 18 (30 %) ЛГТ № 7 (50 %) ЛГТ № 6 (10 %) ЛГТ № 20 (5 %) ЛГТ № 18 (5 %)

Первым в формуле указывается литогенетический тип соответствующий нижнему элементу циклита, последний – верхнему элементу. Приведенная формула соответствует нормальной полной регрессивной последовательности биогермных отложений в крупной холмообразной органогенной постройке.

В карбонатных отложениях бентогенных (шельфовых) формаций выделяются различные типы циклитов II порядка. Полные сложно построенные циклиты (шести- и семикомпонентные), характеризуются постепенной нижней границей. Наблюдаются следующие изменения в строении циклитов: постепенное изменение номеров ЛГТ от размытой поверхности мелководных известняков предыдущего циклита к более глубоководному ЛГТ, затем последовательность меняется от глубоководного к мелководному и вновь глубоководному ЛГТ. В верхней части циклит отличается отчетливой регрессивной последовательностью, завершающейся самым мелководным ЛГТ и размытой границей. Например, для отложений открытого шельфа выше охарактеризованное строение циклита II порядка в последовательности ЛГТ выглядит следующим образом: № 38 → № 39 → № 38 → № 39 → № 38 (38+39)⁸ → № 34 → № 33. Верхняя граница циклита резкая, наблюдается размыв. Соотношение мощностей элементов циклитов отражает регрессивную направленность.

Второй тип циклитов характеризуется резкой нижней границей простой (трех- или двухкомпонентной, реже пятикомпонентной) последовательностью ЛГТ (снизу вверх), отражающей регрессивную направленность: № 38 (38+39) → № 35 → № 33. Верхняя граница соответствует размыву. Наблюдается почти одинаковое соотношение мощностей ЛГТ. Этот тип циклитов наиболее распространен в рифовых и прибрежных отложениях.

Третий тип представлен резко сокращенной последовательностью, представленной одним или частью одного ЛГТ. Нижняя и верхняя граница резкие, соответствуют размывам. Такие циклиты на рисунках, в графе «направление», обозначены прямоугольником. Этот тип циклитов наиболее часто наблюдается в баровых, рифовых и приливно-отливных отложениях.

На основании выделенных последовательностей номеров ЛГТ устанавливаются генетические типы отложений и заносятся в соответствующих условных обозначениях в колонку «Генетический тип».

Цикличность III порядка устанавливается на основании изучения последовательностей генетических типов отложений и наборов циклитов II порядка. Циклиты III порядка имеют резко выраженную регрессивную направленность, в их верхней части преобладают редуцированные последовательности ЛГТ.

Как показало изучение седиментационной цикличности разновозрастных карбонатных отложений различных регионов России и зарубежных стран, цикличность III порядка наиболее точно соответствует эвстатической кривой изменения уровня моря и хорошо сопоставляема с изменением комплексов органических остатков, особенно таких, как аммониты, конодонты, планктонные фораминиферы. Поэтому седиментационные циклиты III порядка возможно использовать в качестве стратиграфических подразделений ярусов, устанавливая соответствие их границ границам биостратиграфических зон, подъярусов или ярусов.

Соответствие этапности в изменении комплексов органических остатков и седиментационной цикличности обусловлено существованием зависимости между количеством видов некоторых организмов и этапами морских трансгрессий /140/, (см. рис. 22). На рис. 5–7 и 14–21 показаны примеры соотношения границ циклитов и границ подъярусов.

Седиментационные циклиты II порядка используются в качестве стратиграфической основы построения пластовых моделей исследований осадочных тел, а также для интерпретации результатов геофизических исследований скважин, а циклиты III порядка – для разработки моделей осадочных комплексов и «привязки» материалов сейсморазведки к геологическим разрезам. Ниже приводятся примеры использования цикличности карбонатных отложений для стратиграфического расчленения, корреляции и моделирования осадочных толщ.

Седиментационные циклиты III порядка, обусловленные эвстатическими колебаниями уровня моря, были положены в основу стратиграфической схемы верхнеюрских отложений юго-западных отрогов Гиссарского хребта и южной части Узбекистана, на основании которой в 70–90-е годы проводилось изучение подсолевого юрского комплекса Амударьинского бассейна /167/.

Седиментационные циклиты III порядка верхнеюрских карбонатных отложений Узбекистана оказались сопоставимыми с аммонитовыми зонами, что позволило использовать их в качестве стратиграфических горизонтов (табл. 7). Подобная сопоставимость фораминиферовой и конодонтовой зональности установлена в девонских и нижнепермских отложениях востока Европейской части России /4/.

Хорошая корреляция седиментационных циклитов III порядка с фораминиферовыми зонами отмечает Г.В. Агафонова /1/ в нижнепермских карбонатных отложениях северной части Печорской плиты. В ассельско-сакмарском интервале разрезов ряда скважин ею установлено 6

⁸ Обозначение "№ 38 (38+39)" соответствует элементу седиментационного циклита II порядка с резкосокращенной мощностью ЛГТ № 39 (от единиц до первых десятков см).

седиментационных циклитов III порядка. Сопоставление выделенных циклитов с фораминиферовыми зонами использовалось в качестве стратиграфической основы при моделировании карбонатных тел. Циклиты с первого по третий соответствуют нижней части холодноложского горизонта ассельского яруса в объеме нижней фузулинидовой зоны Sch. vulgaris – Sch. fusiformis. Четвертый циклит совпадает с верхней частью холодноложского горизонта в объеме средней фузулинидовой зоны Sch. moelleri – Ps. fecunela и шиханским горизонтом в объеме фузулинидовой зоны Sp. sphaerica – Gl. firma. Пятый циклит соответствует тастубскому и шестой – стерлитамакскому горизонтам сакмарского яруса.

Циклиты с первого по третий выражаются вертикальными последовательностями генетических типов отложений открытого шельфа. Их строение показано на разрезе Южно-Хыльчюуской скважины № 26 – (рис. 23). Нижние элементы циклитов представлены отложениями глубокого шельфа, в которых вверх по разрезу известковые аргиллиты и глинистые известняки сменяются пелитоморфными известняками, содержащими мелкий детрит брахиопод и мшанок (не более 5–10%), а затем известняками, в которых детрит составляет от 40% до 60%. Верхние элементы представляют собой отложения мелководных шельфовых равнин и состоят из последовательности ЛГТ пород, слагающих циклит II порядка (снизу вверх, рис. 24):

- известняк пелитоморфный с детритом мшанок, с единичными остатками криноидей, остракод и пелеципод (25–30%). Содержание пелитоморфного неравномерно перекристаллизованного карбонатного материала составляет 70–75% (ЛГТ № 35);
- известняк мелкодетритовый, преимущественно мшанковый с остатками криноидей, брахиопод, пелеципод, с единичными целыми раковинами остракод. Пелитоморфный карбонат (30–25%) содержит шлам и единичные зерна кварца (ЛГТ № 34);
- известняк крупнопелитовый, состоящий из остатков водорослей, криноидей, мшанок, брахиопод, гастропод, пелеципод, целых раковин крупных фораминифер и их детрита. Содержание форменных компонентов колеблется от 75–85%, пелитоморфного карбоната – от 25–15% (ЛГТ № 33).

Описанные ЛГТ известняков верхних элементов циклитов отличаются составом и содержанием структурных компонентов. Вверх по разрезу в породах уменьшается содержание пелитоморфного карбоната, увеличивается роль детрита, изменяется его размерность, а также таксономический состав организмов его поставляющих. Нижний элемент этой последовательности содержит мшанковый детрит с единичными остатками иглокожих и створками остракод, затем в известняках наряду с мшанковым появляется брахиоподовый и криноидный детрит, а также раковинки остракод. Завершается последовательность известняком, в котором вместе с вышеописанными структурными компонентами встречаются водорослевые фрагменты и крупные фораминиферы. Элементы циклитов хорошо выражены в разрезах и коррелируются на площади (рис. 25). Это обусловлено тем, что карбонатная и карбонатно-глинистая седиментация происходила в условиях полого погружающегося шельфа. Границы между элементами внутри циклов постепенные. Верхние границы циклитов, наоборот, резкие, несут признаки размыва и переотложения, что проявляется в наличии обломочных структурных компонентов, либо в выпадении отдельных ЛГТ из общей последовательности пород. В зоне рифообразования мощность первого циклита изменяется от 4 до 16 м, второго – от 6 до 20 м, третьего – от 11 до 43 м. Мощности элементов циклитов приведены в таблице 8.

Таблица 8

Мощности элементов седиментационных циклитов в нижнепермских отложениях на площади Южно-Хыльчюуская

| Седиментационные циклиты | | Мощности циклитов в метрах по скважинам | | | | | | | | | | | | | |
|--------------------------|-----------------|---|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|
| | | 23 | 31 | 29 | 37 | 32 | 25 | 27 | 36 | 30 | 26 | 21 | 39 | 38 | 33 |
| 1 | верхний элемент | 9 | 5 | 2 | 3 | 5 | 3 | 2 | 8 | 2 | 3 | 3 | 5 | 4 | - |
| | нижний " | 7 | 3 | 2 | 6 | 4 | 7 | 8 | 5 | 6 | 11 | 6 | 9 | 1 | - |
| 2 | верхний " | 7 | 4 | 5 | 9 | 6 | 9 | 2 | 4 | 5 | 6 | 5 | 3 | 6 | 2 |
| | нижний " | 5 | 8 | 5 | 11 | 2 | 3 | 5 | 2 | 5 | 2 | 3 | 3 | 5 | 4 |
| 3 | верхний " | 11 | 10 | 37 | 6 | 12 | 9 | 5 | 13 | 13 | 10 | 9 | 11 | 7 | 5 |
| | нижний " | 8 | 14 | 6 | 9 | 6 | 3 | 8 | 6 | 6 | 6 | 10 | 6 | 4 | 10 |

Четвертый и пятый циклиты выражаются вертикальными последовательностями генетических типов рифовых отложений. Строение четвертого циклита рассматривается на примере разреза скважины Южно-Хыльчюуской-30 (рис. 26).

В основании циклита залегает слабоглинистый, неравномерно окремненный, голубовато-сероватый известняк, шламово-мелкодетритовый с колониями губок размером до 8 см в диаметре (образец № 102 / 94). Выше по разрезу наблюдаются:

- известняк биогермный фораминиферо-водорослевый. Каркастроители представлены сине-зелеными водорослями (тубифитесами и гирванеллами) и прикрепляющимися фораминиферами (палеонубекуляриями и толипамминами) (Л Г Т № 1);

- известняк шлейфовый крупнодетритовый криноидно-мшанковый. Отдельные детритовые частицы несут на себе следы окатанности. Форменные компоненты (70–75 %) цементируются яснокристаллическим кальцитом (30–35 %) (Л Г Т № 2). Известняк завершает циклит II порядка.

- известняк межбиогермный пелитоморфный неравномерно перекристаллизованный с редким плохой сохранности детритом фораминифер, иглокожих, остракод, тубифитесов, кодаций (Л Г Т № 15);

- известняк биогермный водорослевый, каркастроителями в котором являются тубифитесы и тубифитоподобные образования (Л Г Т № 1);

- известняк межбиогермный биоморфно-детритовый. Форменные компоненты составляют около 50 %, связующий пелитоморфный карбонат неравномерно перекристаллизованный до тонко-мелкокристаллического также составляет около 50 % (Л Г Т № 15);

- известняк шлейфовый, органогенно-обломочный с интракластами, характеризуется отсутствием пелитоморфного кальцита. Форменные компоненты цементируются яснокристаллическим кальцитом (Л Г Т № 19). Известняк завершает второй седиментационный циклит II порядка.

В скважине № 30 – Южно-Хыльчюуской в интервале глубин 2218–2260 м в четвертом седиментационном циклите наблюдается смена генетических типов отложений рифовой группы. Биогермные известняки сменяются межбиогермными и перекрываются шлейфовыми. Циклическое строение интервала разреза выражается не только в смене литогенетических и генетических типов отложений, но и в изменении состава фораминиферных комплексов. Шламовый мелкодетритовый известняк содержит многочисленных представителей эврифациальных родов *Archaeodiscidae*, *Globivalvulina*, *Glomospira* *Nodosaria*. В биогермном водорослевом и в шлейфовом органогенно-обломочном известняках комплексы фораминифер характеризуются хорошей сохранностью и разнообразием видов. Для органогенно-обломочного известняка наряду с крупными фораминиферами рода *Fusulinida*, характерно широкое развитие прикрепляющихся форм родов *Palaeonubecularia*, *Ammovertella*, *Glomospira*, *Tolurammia*.

Аналогичная последовательность генетических типов отложений наблюдается в пятом циклите в разрезе скважины Южно-Хыльчюуской-23 (рис. 27). Здесь биогермные водорослево-палеоаплизинные известняки сменяются межбиогермными биоморфно-детритовыми и детритовыми (криноидно-мшанковыми, мшанково-водорослевыми), а затем шлейфовыми крупнодетритовыми и органогенно-обломочными. В кровле пятого циклита залегает известняковая брекчия (Л Г Т № 21). Границы между циклитами фиксируются маломощными слабоглинистыми известняками или поверхностями размывов. Мощность четвертого циклита изменяется от 29 м до 42 м, пятого – от 17 м до 44 м. В результате неравномерного роста и разрушения органогенных построек элементы плохо прослеживаются в пределах Южно-Хыльчюуского месторождения.

В разрезах скважин № 30, № 23 Южно-Хыльчюуского месторождения шестой циклит представлен отложениями закрытого шельфа. Состоит только из нижнего элемента – отложений подвижных придонных вод, сложенных комковатыми и мелкообломочными известняками (Л Г Т № 71, № 72). Верхний элемент циклита отсутствует вследствие размыва в кровле сакмарского яруса. Мощность неполного циклита изменяется от 8 до 26 м.

Выделенные в зоне рифообразования циклиты III порядка прослеживаются в пределы рифового склона и склона бассейна. Их мощность, как и общая мощность ассельско-сакмарского комплекса, закономерно уменьшается по мере удаления от рифа к центральной части бассейна. В основании циклитов отложений рифового склона залегает маломощная пачка переслаивающихся глин, мергелей, глинистых известняков. Верхние элементы сложены пелитоморфными, шламово-мелкодетритовыми известняками.

8. Фациальный анализ и его использование при корреляции карбонатных отложений

Фациальный анализ – это метод восстановления физико-географической зональности в бассейне. Основной единицей анализа является фация. Поскольку фациальная зональность

отражает последовательность обстановок седиментации, то фации представляют собой вариации единого стратиграфического горизонта. Именно поэтому фациальный анализ нуждается в предварительном проведении региональных стратиграфических работ и является методом детальной стратиграфии.

Понятие «фация» принадлежит к числу фундаментальных в геологии. До настоящего времени у различных исследователей нет единого мнения по поводу содержания этого термина. В последние годы, в связи с развитием изучения современных морских и океанических осадков понятие «фация» широко вошло в геологию. Многими исследователями оно употребляется в качестве синонима генетического типа отложений. Эта неоднозначность толкования термина явилась причиной появления ряда работ, посвященных уточнению соотношения терминов «фация» и «генетический тип отложений» /134; 59; 153/. Смысловая нагрузка любого понятия определяется задачами, для решения которых вводится новый термин. Понятие «фация» в современном смысле было введено А. Грессли, который разработал основы фациального метода **стратиграфии**. В русской геологии фациальный анализ был впервые использован во второй половине девятнадцатого века Н.А. Головкинским, который понимал под фациальными переходами изменение литологического состава **синхронных** отложений и заключенных в них органических остатков, вызванные сменой обстановок седиментации. Такого же толкования фаций придерживаются многие исследователи. Имеется два направления в понимании фаций: «по Грессли» (И. Вальтер, Е. Ог, Р. Мооре, К. Тайхерт, Т.Н. Давыдова, Ц.Л. Гольштейн, Н.С. Шатский, Е.В. Шанцер, Л.Б. Рухин, Л. Слосс, Г.Ф. Крашенинников, Э. Хэллем, Д. Данбар, Дж. Роджерс, Г.П. Леонов, В.Т. Фролов, А.П. Лисицын) и генетическое, т.е. рассмотрение фаций как типов отложений или типов ландшафтов (Е. Реневье, Д.В. Наливкин, А.А. Борисак, Н.Ю. Страхов, В.В. Белоусов, Д. Франк, В.П. Маркевич, Г.И. Теодорович, Ю.А. Жемчужников, В.И. Попов, П.П. Тимофеев, Е. Мак-Ки, К. Кастер, Б.П. Жижиченко, М.М. Грачевский и др.).

Несмотря на наличие двух направлений и множества оттенков в понимании этого термина, имеется общая, объединяющая их субстанция – это обстановка накопления осадка. Вот что пишет по этому поводу С. Шатский /161. С. 8/: «При стратиграфическом прослеживании свиты или слоя наблюдаются изменения или вариации, как петрографического состава, так и заключенных в них палеонтологических остатков. Это и называется фациальной изменчивостью... Фации были установлены, когда в геологии шла упорная борьба за хорошую точную стратиграфию. ... Фация – это признак», – т.е. признак обстановки седиментации, реализованный в породе. Того же мнения придерживается Р. Селли /117. С. 1/, который считает, что фации можно соотнести с современными обстановками осадконакопления. Под обстановкой осадконакопления он понимает: «географически ограниченный комплекс (часть земной поверхности), который по своим физическим, химическим и биологическим характеристикам отличается от сопредельных пространств». Приблизительно то же значение вкладывает в понятие «фация» Дж. Уилсон /142/, который одновременно за основу выделения слагающих фацию элементов – микрофаций принимает, вслед за Ш. Кувийе /см. 181/, Э. Флюгелем /183/ условия осадконакопления. В качестве микрофаций Д. Уилсон рассматривает определенные микроструктурные типы известняков, обладающие специфической палеоэкологической характеристикой. В большинстве работ советских литологов термин «микрофация» используется в том же смысле /89; 136; 135; 100 и др./.

Термин макрофация, используемый в советской литературе /114; 133 и др./ введен для наиболее крупных фациальных подразделений, соответствующим группам фаций или нимиям Д.В. Наливкина /89/.

Как видим, соотношение понятий «фация» и «генетический тип отложений» отражает соотношение физико-географической обстановки седиментации и экзогенных процессов, действующих в этой обстановке. С одной стороны, они зависимы, с другой – не зависят друг от друга. Физико-географическая обстановка, безусловно, влияет на протекание экзогенных процессов. Наглядным примером этой зависимости является процесс рифообразования, который зависит от глубины, температуры, солености, освещенности и т.д. В то же время сам процесс рифообразования приводит к возникновению новых обстановок: лагуны, рифового плато, склона и др. Обстановки седиментации и процессы осадконакопления независимы. Например, процесс биогенной концентрации карбонатов, наблюдающийся в зонах рифообразования, может протекать в самых разнообразных участках морей и океанов: у берега (береговые рифы), на краю шельфов (барьерные рифы), на океанических поднятиях (атоллы), в лагунах атоллов (лагунные рифы).

Таким образом, конкретный слой или пачка слоев горных пород одновременно имеют фациальные и генетические признаки. Поэтому фациальный анализ является инструментом восстановления палеогеографической зональности и пространственных последовательностей осадков или отложений, а генетический анализ – это инструмент историко-геологического изучения последних. Соотношение генетических, фациальных и надпородных уровней организации отложений показано на **рис. 28**.

В данной книге под фациями понимаются разновозрастные генетические типы отложений, в строении которых отражена специфика обстановки их формирования. Примерами являются фации тыловых и передовых шлейфов рифовых массивов, рифовые фации одиночных построек и рифов, входящих в состав барьерных и береговых систем, приливно-отливные фации на рифах и в прибрежной зоне и т.д.

При проведении фациального анализа и корреляции отложений используются стандартные фациальные ряды или стандартные последовательности фаций /142; 144/.

Фациальные ряды представляют собой закономерные последовательности генетических типов, сменяющих друг друга в направлении к берегу, отражающие латеральные изменения физико-географических обстановок, в которых формировались данные отложения. Построение фациальных рядов позволяет сравнивать с современными осадками не отдельные фации, а весь фациальный профиль, что предохраняет от ошибок при палеогеографической интерпретации, и обеспечивает возможность использовать эти ряды для корреляции отложений. Фациальные последовательности, как отмечалось выше, являются одним из инструментов стратиграфии секвенций.

Первая стандартная последовательность карбонатных фаций на шельфах была разработана М. Ирвином /192/ на основании изучения карбонатов Уиллистонского бассейна Северной Америки. Он выделяет следующие зоны от центральной части бассейна к берегу (рис. 29): зону «Х» – глубокую часть бассейна, где ниже базы волны; из суспензии, осаждаются тонкие слоистые илы; зону «У» – мелководную обстановку с высоким энергетическим уровнем (риффы, косослоистые оолитовые и скелетные пески); зону «Z» – пеллетовые карбонаты, доломиты, эвапориты (обстановка лагуны).

В зарубежной литературе в последнее время широкую известность получила предложенная Д. Уилсоном идеализированная модель стандартных фациальных поясов карбонатных отложений /142; 183; 212/. По Д. Уилсону, в карбонатных комплексах, слагающих области шельфа, континентального склона и глубоководную часть бассейна, выделяются девять стандартных фациальных поясов, составляющих единый ряд: от пелагической обстановки осадконакопления – до литоральной. Согласно этой модели выделяются фации: глубоководной впадины, представленная темными глинистыми сланцами и тонкослоистыми темными известняками (фация 1); открытого шельфа, образованная серыми, красными известняками переслаивающимися с мергелями (фация 2); подножия склона – темные и светлые тонкозернистые, пелитоморфные известняки (фация 3); передового склона – темные и светлые обломочные известняки, известковые пески, брекчии (фация 4); органогенного рифа – светлые органогенные известняки, вторичные доломиты (фация 5); песков мелководья – светлые оолитовые и мелкообломочные известняки, известняковые пески (фация 6); шельфовой лагуны со свободным водообменом – темные и светлые карбонатные и обломочные породы (фация 7); участков шельфа с ограниченным водообменом и приливно-отливные фации побережья – светлые доломиты и доломитизированные известняки (фация 8); эвапоритовых лагун – красные, желтые, коричневые доломиты и ангидриты (фация 9).

Изучение палеозойских, мезозойских и кайнозойских карбонатных отложений различных регионов показало, что их строение отражает две фациальные последовательности (или два фациальных ряда). Первый ряд характерен для трансгрессивной стадии на полого погружающемся шельфе. Вторым рядом отражает этап активизации погружений в центральных частях бассейна и соответствует началу регрессивной стадии. Первый ряд характеризуется следующей последовательностью фациальных зон: приливно-отливных равнин, береговых рифов и баров, зоны мелководного открытого шельфа с отдельными небольшими постройками по краю, открытого глубокого шельфа и континентального склона. Для рельефа дна характерно отсутствие четко выраженных геоморфологических элементов на шельфе. Вторая фациальная последовательность формируется в условиях обособления внутренней глубоководной области бассейна, появляется уступ, на котором начинает развиваться барьерная рифовая система. За ней формируется широкая область закрытого шельфа с затрудненным водообменом, где идет накопление карбонатных илов (во впадинах), пеллетовых и оолитово-обломочных осадков (на поднятиях). Последние формируют бары, намывные острова и отмели, способствующие периодической изоляции прибрежной зоны, в которой происходит накопление сульфатных (лагунных) и карбонатных (приливно-отливных) осадков. Глубоководная центральная часть бассейна характеризуется расчлененным рельефом дна. Склоны обычно осложнены террасами, на которых происходит формирование подводных конусов выноса, сложенных обломочными карбонатами, формируются одиночные рифовые постройки (рис. 30 и 31).

Как видно из вышеприведенного описания стандартных последовательностей фаций, ряд № 1 соответствует этапу осадконакопления «β», по С.В. Тихомирову /140/, а ряд № 2 – этапу «γ». Характеризуя признаки этапов он пишет /С. 321/: «Этап β развивался в обстановке нейтрализованных дифференциальных движений земной коры, вблизи нейтральной поверхности ритмов VI порядка. Его вторая половина β₂ – время наибольшей нейтрализации разнонаправленных движений при максимальном распространении нормально морского бассейна и незначительного различия в мощности отложений. ... Этап γ – время нового усиления дифференциальных движений и увеличения фациальных изменений отложений.»

Авторами настоящей работы было установлено, что в строении бентогенных карбонатных формаций различного возраста обычно наблюдается вертикальная последовательность первого и второго фациальных рядов. Началу отложения карбонатных формаций соответствует первый ряд, характеризующий условия пологонаклоненного шельфа, завершающим стадиям – вторым рядом, обусловленным активизацией погружений в центральной части бассейна и формированием шельфового уступа.

Смена во времени рядов № 1 и № 2, соответствующих «β»- и «γ»-этапам у С.В. Тихомирова, характеризует строение седиментационного цикла VII порядка (по

Тихомирову) или IV порядка (по Фортунатовой). Это еще раз подчеркивает соответствие стратиграфических, фациальных подразделений этапам осадконакопления, поэтому фациальные последовательности определяют правила корреляции интервалов разреза и служат основой для составления фациальных и палеогеографических карт. Примеры фациальных карт карбонатных отложений приведены на рис. 30 и 31.

Таким образом, фациальные ряды, сочетая генетический и фациальный признаки, позволяют выявлять основные закономерности латерального распределения генетических типов и групп отложений и, таким образом, определяют правила корреляции интервалов разреза. Они также служат основой для составления фациальных и палеогеографических карт и, следовательно, – теоретической базой для прогнозирования областей наиболее благоприятных с точки зрения поисков нефти и газа: зон развития рифовых отложений, ископаемых баров и подводных конусов выноса. Смена фациальных рядов во времени отражает тектоническую эволюцию палеобассейна. Разработка фациальных последовательностей требует изучения фациальных взаимоотношений карбонатных отложений внутри стратиграфических горизонтов и выяснения устойчивости фациальных обстановок в каждом регионе. Устойчивость фациальных обстановок, т.е. стратиграфический диапазон накопления конкретной фации также может служить важным генетическим признаком пород. На примере кайнозойских отложений современных бассейнов можно отчетливо видеть, что в диапазоне от глубоководных карбонатных осадков к прибрежно-морским заметно сокращается стратиграфическая полнота отложений и увеличивается их литологическое и генетическое разнообразие. Наиболее стратиграфически полными, литологически и генетически однородными предстают разрезы глубоководных областей, наименее полными (вплоть до выпадения отдельных горизонтов) и литологически разнородными (частое чередование различных пород) – разрезы прибрежно-морских отложений. Это же можно сказать об органогенных постройках: наиболее длительно формирующиеся рифы располагаются во внутренних областях океанов и морей, самые короткоживущие органогенные образования (водорослевые биостромы и береговые рифы) связаны с прибрежными зонами, шельфовые осадки и рифы занимают промежуточное положение. С целью выявления устойчивости обстановок седиментации и закономерностей распределения их по площади рекомендуется строить фациальные профили. При построении профилей за нулевую линию (горизонтальную поверхность) принимается поверхность, соответствующая перерыву осадконакопления. На профиле показываются (определенными условными знаками) генетические типы отложений и характер их взаимоотношений, выделяются границы фациальных зон. При недостатке данных для генетической диагностики пород строят литолого-фациальные профили, отражающие взаимоотношения литологических типов пород. Изучение пространственных взаимоотношений генетических типов отложений на больших площадях и прогнозирование зон развития определенных генетических типов осуществляются при помощи построения фациальных карт для отдельных стратиграфических горизонтов. С этой целью удобнее выбирать узкие временные интервалы, в которых наиболее четко проявляется фациальная зональность. Обычно перед фациальным картированием составляется серия фациальных или литофациальных профилей. Использование стандартных фациальных рядов позволяет сократить их количество, так как устанавливает систему разрешенных и запрещенных вариантов интерполяции. На фациальных картах показывают изменения толщины каждого горизонта и соотношение генетических типов отложений. Такие карты отражают не только закономерности распределения фаций по площади, но и устойчивость обстановок осадконакопления в тех временных интервалах, для которых они построены.

ГЛАВА 4. МЕТОДИКА ИНТЕРПРЕТАЦИИ СТРОЕНИЯ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПО ДАННЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ СКВАЖИН

9. Формы зависимостей структурных и петрофизических характеристик карбонатных и карбонатосодержащих пород, положенные в основу интерпретации данных Г И С

Основной проблемой при проведении стратиграфических и седиментологических исследований по данным бурения является фрагментарность информации о породах, слагающих разрез. Только при параметрическом бурении количество отбираемого керна позволяет более или менее объективно составить представление о строении осадочного комплекса. При бурении поисковых и разведочных скважин отбор керна производится неравномерно и с небольшими интервалами, что часто не позволяет произвести расчленение разреза даже на литологические пакки, и тем более – выделить седиментационные циклиты. Сравнительно небольшой диаметр керна ограничивает возможность изучения текстур, слоистости и формы осадочных тел. Поэтому основными методами анализа строения разреза, вскрытого скважиной, следует признать методы интерпретации данных Г И С (геофизического изучения скважин). Применительно к карбонатным отложениям, наиболее информативными из всего комплекса Г И С представляются методы электротометрии (М Б К, Б К), нейтронный, акустический, гамма-каротаж, кавернометрия [39]. Достоверность литологического расчленения разрезов зависит от полноты необходимого комплекса Г И С и от качества проведения измерений. Применение комплекса Г И С для седиментологического моделирования предусматривает высокий качественный уровень регистрации каротажных кривых, и в первую очередь – гамма-кривых, нейтронного и акустического каротажа. Качественными считаются диаграммы Г И С, удовлетворяющие правилам технических инструкций. Информативными являются кривые, позволяющие выделить пласты мощностью 0,3–0,4 м, соответствующие минимальной мощности пластов, сложенных одним Л Г Т карбонатных пород. В карбонатно-глинистых и карбонатно-сульфатных толщах мощность пластов обычно имеет значительно меньшие значения (1–2 см). Объективно влияющими на показания Г И С причинами получения некачественных каротажных кривых являются кавернозность ствола скважины и добавленные в промысловую жидкость ингредиенты, а также нефтенасыщенность пластов. Сильно изменяются петрофизические характеристики карбонатных пород и при изменении под воздействием вторичных процессов их состава и структуры.

К числу объективных и субъективных причин, затрудняющих интерпретацию типа пород и строения разреза, по данным Г И С, относятся следующие:

- небольшой диаметр керна, не позволяющий изучать текстурные особенности пласта, а также использовать для определения возраста отложений остатки макрофауны, размеры которых превышают диаметр керна (кораллы, губки, аммониты, строматопораты и т.д.);
- фрагментарность и небольшой общий объем поднимаемого керна;
- трещиноватость или несцементированность («рухляки») пород, препятствующие отбору целого керна и, таким образом, мешающие изучению структур в шлифах и петрофизических свойств пород в лабораториях. Трещиноватость также является причиной «вывалов» при бурении и неинформативности данных радиоактивного и акустического каротажа;
- неоднородность проявления различных стадий вторичных изменений пород (выщелачивания, цементации, доломитизации, окремнения и т.д.);
- различные составы промысловых жидкостей;
- несоответствие давлений в пласте и в атмосферных условиях;
- нефтенасыщенность пластов;
- несовпадение глубин, указанных при отборе керна и глубины на каротажных кривых;
- неаккуратная документация и неправильные условия хранения керна.

В предыдущих разделах было показано, что параметры структуры породы, пласта, пакки имеют зависимости с другими параметрами осадочных тел: формой, мощностью и петрофизическими свойствами. Эти зависимости позволяют переходить от абсолютных значений (мощность, плотность и т. д.) к относительным ($K_{эф}$, $K_{п}$, $K_{г}$) – и наоборот.

Поэтому при интерпретации данных Г И С для целей седиментологического моделирования используются признаки, определяющие структуру породы или осадочного тела и не зависящие от вторичных изменений пород. К этим признакам относятся: плитчатость, содержание нерастворимого остатка в породах и глинистых пластов в разрезе. Кроме того, при интерпретации используются признаки, имеющие тесную зависимость от структуры породы (пласта, толщи): коэффициенты пористости, коэффициенты эффективных толщин (продуктивного пласта, генетического типа отложений, продуктивной толщи и т.д.).

В первой главе книги было показано, что структура биогермных известняков определяется типами органогенного каркаса, составом и структурой материала-заполнителя. Там же, на рис. 2, показаны формы зависимостей пористости, скорости седиментации и структурных типов биогермных отложений.

На рис. 32 изображена зависимость значений общей пористости биоморфных, детритовых, органогенно-обломочных и комковатых известняков закрытого шельфа от гидродинамической активности среды. Максимальные значения пористости характерны для хорошо отсортированных по размеру слагающих компонентов фораминиферовых и органогенно-обломочных литогенетических типов.

В предыдущих главах постоянно подчеркивалось значение плитчатости карбонатных пород, размер которой обусловлен структурой (процессами) и скоростью седиментации отложений. Установлено, что плитки карбонатов одной структуры отделены межслоевыми швами-диастемами, к которым приурочены тонкие слойки глин мощностью от нескольких миллиметров до 1–2 сантиметров, и что различные ЛГТ характеризуются определенным размером плитчатости (см. табл. 3). Размер (мощность) одной плитки соответствует мощности элементарного пласта ЛГТ пород. Разные генетические типы отложений, отличающиеся преобладанием во времени определенных процессов карбонатакопления, имеют свои формы зависимостей структуры и мощности плиток, структуры и значений пористости. Этим объясняются случаи совпадения значений мощности элементарных пластов (плиток) у различных ЛГТ (см. табл. 3) и, в противоположность этому, факты различающихся значений размеров плиток у близких по своей структуре известняков. Так, плитки отложений малоподвижных вод закрытого шельфа (ЛГТ № 66 и № 67, см. табл. 3), в которых преобладает комковатый и пелитовый карбонатный материал, сходны по размерам с плитками биогермных отложений ЛГТ № 6, № 11 и № 12. Это явление объясняется близкими значениями скорости седиментации. Накопление тонкого пелитового и комковатого материала происходило на участках шельфа с пассивным гидродинамическим режимом, в условиях тыловых зон рифовых построек. Другим примером могут служить оолитовые известняки, относящиеся к ЛГТ № 28 и ЛГТ № 72.

ЛГТ № 28, характерный для зон береговых баров, имеет мощность элементарных пластов 2–3 м, а ЛГТ № 72, накопление которого происходило в условиях мелководных отмелей закрытого шельфа – 1,2–1,3 м. Литогенетические типы № 28 и № 72 отличаются соотношением оолитов, кристаллического кальцита, детрита и шлама, что является отражением различий в скорости накопления известняков и процессов седиментации.

Поэтому для различных генетических типов карбонатных отложений строятся свои графики зависимости коэффициентов плитчатости и коэффициентов пористости.

Конкретные карбонатные породы, изучаемые в естественных выходах на поверхности или в керне скважин, имеют различную степень изменений вследствие вторичных процессов, что иногда меняет их петрофизические свойства и затрудняет интерпретацию по данным ГИС.

Плитчатость – свойство карбонатных отложений, не зависящее от вторичных процессов, что позволяет успешно его использовать при диагностике ЛГТ по данным ГИС (радиоактивного каротажа) в случаях отсутствия керна. Диастамам соответствуют резкие малоамплитудные положительные (относительно фоновых) экстремумы в записи гамма-каротажа и отрицательные (относительно фоновых) значения в записи нейтронного каротажа.

Диагностика ЛГТ карбонатных пород по керну и результатам геофизических исследований скважин проводится в несколько этапов. На первом этапе исследуется керн и изучается структура породы в шлифах. В результате этих исследований диагностируется тип структуры, устанавливается номер стандартного ЛГТ. Второй этап включает в себя изучение процессов и стадий вторичных изменений первичной микроструктуры, выявление степени преобразования седиментационной структуры. Третий этап предусматривает проведение лабораторных определений следующих петрофизических параметров: открытой пористости ($K_{п}$), пластовой скорости ($V_{пл}$) или интервального времени (ΔT). Данные о ЛГТ карбонатных пород и стадии изменения структуры, а также значения петрофизических параметров используются для введения поправок в значения $K_{п}$, приведенные в таблице для неизмененных пород (табл. 3). На четвертом этапе производится определение коэффициента плитчатости ($K_{пл}$) и содержания нерастворимого остатка по данным радиоактивного каротажа, определение значений ΔT и $K_{п}$ по данным акустического каротажа. На основании этих параметров выделяются стандартные ЛГТ в разрезе скважины по данным керна и ГИС.

В формировании структуры тел более высоких уровней организации – формаций и подформаций – большую роль играют перерывы карбонатного осадконакопления, обусловленные приостановками концентрации биогенного карбоната в зонах рифообразования. Продолжительность перерывов осадконакопления значительно превышает скорости седиментации карбонатов. Перерывам соответствует отложение тонких (от 5 см до 10 м) пластов глин, глинистых известняков и доломитов, содержание которых в формациях оценивается коэффициентом глинистости ($K_{г}$), измеряемым отношением суммарной мощности глинистых пластов к общей мощности разреза.

10. Методика определения коэффициента глинистости и выделения седиментационных циклитов III порядка

Особенностью карбонатных отложений является сравнительно однородный минеральный состав (кальцит, реже доломит); примесями могут быть сидерит, кремнезем, глауконит, гипс (ангидрит), галит, глинистые минералы, органическое вещество, пирит, гидроокислы железа. Обычно содержание нерастворимого остатка, включающего все не растворимые в HCl минеральные и органические примеси, составляют в карбонатах от 3 % до 20 %. Только в сильноглинистых известняках содержание глинистых минералов и органического вещества превышает 20 %–30 %, а в мергелях и известковых глинах – 60 %. Несмотря на общие низкие значения содержания глинистой примеси, основными методами расчленения и корреляции разрезов скважин является радиоактивный каротаж: ГК (позволяющий выделять даже тонкие пласты глинистых известняков) и НГК (характеризующий плотность карбонатов). Обычно значения естественной гамма-активности в известняках изменяются от 1–2 $мкР/ч$ в биогермных известняках (<5 % НО) до 6–8 $мкР/ч$ в глинистых известняках (30–50 % НО) и до 12 $мкР/ч$ в сильно глинистых битуминозных (60 % НО) карбонатах. Исключение составляют прослои каолиновых глин, характеризующиеся аномальной радиоактивностью, иногда достигающей 40 $мкР/ч$, но так как в составе бентогенных карбонатных формаций преобладает переотложенный глинистый материал, то такие значения в них практически не наблюдаются. Количество глинистой примеси в карбонатах отражает содержание радиоактивных изотопов K , Th , U , входящих в кристаллическую решетку глинистых минералов либо сорбированных на поверхности пелитовых частиц. По данным В.В. Ларионова и Р.А. Резванова /65/, величина удельной естественной гамма-активности карбонатов является линейной функцией от глинистости в интервале изменения последней от нуля до 25–30 %. Результаты спектрометрического и химического гамма-анализов образцов из естественных обнажений юго-западных отрогов Гиссарского хребта (более 10 000 образцов) выявили аналогичную зависимость, с коэффициентом корреляции 0,85. Таким образом, можно провести аналогию между величиной естественной гамма-активности, регистрируемой в скважинах методом ГК (за исключением нефтенасыщенных интервалов) и содержанием нерастворимого остатка, основную часть которого составляют глинистые минералы, в меньшей степени – минералы SiO_2 и органическое вещество. Эта закономерность позволяет непосредственно сопоставить диаграмму ГК с диаграммой содержания нерастворимого остатка, построенной в том же масштабе, что и каротажная диаграмма (рис. 33, 34).

Проводить интерпретацию строения разреза по данным естественной гамма-активности наиболее удобно и просто способом, предложенным Ильиным В.Д., Фортунатовой Н.К., Фарбировичем В.П. /43; 44; 45/, то есть путем подбора эталонного разреза естественного обнажения (см. рис. 33 и 34). В этом случае диаграмма ГК в скважине сопоставляется с диаграммой НО, построенной в том же масштабе. Некоторые различия толщин горизонтов, наблюдающихся в сопоставляемых разрезах, объясняются расположением их в структурных зонах, испытавших различные скорости погружения в келловей-оксфордское время. На рисунках видно, насколько отчетливо в записи ГК проявлена седиментационная цикличность III порядка. Трансгрессивный элемент циклита характеризуется повышенными значениями естественной гамма-активности I_{γ} , соответствующей содержаниям НО от 15 % до 60 %, регрессивный – снижением I_{γ} до значений фоновых содержаний “чистых” (НО от 1 % до 5 %) известняков. Строение каждого циклита в разрезе скважины восстанавливалось по аналогии с сопоставляемым разрезом естественного обнажения на основании сходства литологических признаков пород и общих закономерностей чередования ЛГТ. Возможность подбора эталонных разрезов естественных обнажений демонстрируют рисунки 34, 35, 36. На них видно, что различным седиментационным зонам свойственно разное содержание пластов глинистых известняков и глин. Содержание глинистых пород отражает K_r . Наименьшие значения этого коэффициента характерны для зон развития отложений рифовых систем. Здесь среднее содержание НО в разрезе не превышает 5 %, что соответствует низкому фону I_{γ} . Относительно общего низкого содержания НО выделяются отдельные пласты мощностью 1–2–5 м, характеризующиеся значениями НО 10–15 % (см. рис. 36). В разрезах рифового склона заметно увеличивается общий фон I_{γ} . Содержания НО возрастают от 10–20 % до 50–60 %. Количество глинистых известняков почти не меняется, растет их мощность и содержание НО. Изменение содержания НО и I_{γ} происходит также снизу вверх по разрезу всей карбонатной толщи. Это связано с тем, что бентогенные карбонатные формации соответствуют трансгрессивно-регрессивному циклу IV порядка. Трансгрессивный элемент (нижняя часть формации, представленная отложениями открытого шельфа) характеризуется повышенными значениями I_{γ} , которые вверх по разрезу постепенно снижаются. Верхняя часть формации, сложенная отложениями рифовой группы, закрытого шельфа и приливно-отливными, соответствует регрессивному элементу и характеризуется низкими значениями I_{γ} .

Несмотря на привлекательность способа интерпретации строения разреза скважин по ГИС на основе использования эталонов естественных обнажений, его применимость ограничена, так как часто отсутствует возможность подобрать эталонный разрез в

естественных обнажениях осадочных комплексов того же возраста, что и анализируемые отложения в скважинах.

Выделение глинистых пластов в разрезе карбонатной формации по данным Г И С без использования эталонных разрезов производится по следующей методике:

Первый этап – выделение интервалов анализируемого разреза, различающихся средними значениями I_{γ} . Он включает следующие процедуры:

1. «Сглаживание» кривой I_{γ} .

Для проведения процедур «сглаживания» используется «окно» размером 10 м. Размеры «окна» выбираются исходя из максимальной возможной мощности элементарных пластов (7–10 м для Л Г Т № 6, № 7, № 8, № 13, № 14, см. табл. 3).

2. Построение графика средних значений I_{γ} .

3. Расчленение разреза по средним значениям I_{γ} на интервалы не менее 50 м.

Величина 50 м выбрана исходя из минимальной мощности интервала разреза, сложенного литотипами одной генетической группы.

4. Выделение глинистых пластов соответствующих отклонениям на первоначальной кривой I_{γ} от сглаженной кривой I_{γ} в сторону увеличения значений. Эти пласты включаются в подсчет K_{Γ} .

Пласты выделяются особым знаком. Их мощности суммируются и производится расчет коэффициента глинистости:

$$K_{\Gamma} = \frac{\sum H_{\Gamma} \text{ (мощность глинистых пластов)}}{H_{\text{P}} \text{ (общая мощность разреза)}}$$

Данные пласты используются в качестве реперных при корреляции разрезов различных скважин, так как характеризуют приостановки карбонатной седиментации и залегают в основании седиментационных циклитов III, II и I порядков. Эти же пласты иногда являются хорошими зональными флюидоупорами.

11. Методика диагностики литогенетических типов, определения их емкостных свойств и выделения седиментационных циклитов II порядка

Для диагностики Л Г Т по данным Р К используется размер плитчатости (см. табл. 4). Определение плитчатости проводится по мелким колебаниям значений I_{γ} , близко соответствующим средним фоновым значениям I_{γ} . Обычно этими показаниями кривой Г К пренебрегают или используют для определения фона гамма-активности отложений.

В результате интерпретации разрезов разнофациальных отложений, в том числе с использованием эталонов разрезов естественных обнажений (500 естественных разрезов, 3 000 разрезов скважин), было установлено, что кратковременным приостановкам седиментации на 10–100 лет соответствуют поверхности карбонатов, на которых концентрируются глинистые минералы в виде тонких (1–10 мм) пленок. Образование глинистых пленок происходит в результате замедления темпов седиментации, а также протекания процессов подводного и субаэрального выветривания. Так образуются диастемы, поверхности, разделяющие пласты известняков. Далее при уплотнении по ним идут процессы выщелачивания, образования послонных трещин. Поэтому диастемы хорошо выделяются на кривой Г К малоамплитудными положительными (относительно средних фоновых) экстремумами, а на кривой Н Г К резким понижением значений.

Определение средних фоновых значений производится на кривой I_{γ} в интервалах, выделенных в результате процедур сглаживания, определения средних значений I_{γ} и выделения глинистых пластов (см. разд. 10). **При определении размеров плитчатости, глинистые пласты не учитываются.** В том же разделе указывалось, что **различные генетические группы отложений** (рифовая, открытого и закрытого шельфа, прибрежно-морская и склоновая) **отличаются средними значениями I_{γ}** , что обусловлено разным содержанием Н О.

Поэтому интервалам разреза, отличающимся средними значениями I_{γ} , примерно соответствуют интервалы развития отложений различных генетических групп. Последующие процедуры интерпретации Л Г Т и определения строения циклитов II порядка уточняют диагностику и интервалы развития генетических групп отложений.

Таким образом, выделение плиток и определение их размеров производится по кривым Г К и Н Г К в интервалах (не менее 50 м), выделенных по средним значениям I_{γ} . Диастамам соответствуют положительные (относительно фоновых) экстремумы Г К, совпадающие с резкими понижениями в значениях кривой Н Г К. Следующей, после выделения седиментационной плитчатости, идет процедура выделения интервалов (пластов от 0,3 м до

10 м), характеризующихся выдержанной мощностью (размером) плиток. Эти интервалы соответствуют мощности пластов, сложенных одним типом карбонатов (ЛГТ), которые являются элементами циклитов II порядка.

На рисунках 37, 38, 39, 40 и 41 приведены графики, отражающие формы зависимости размеров плитчатости и содержания НО в карбонатных породах. Графики построены на основании использования большого числа анализов НО, данных, описаний шлифов пород и замеров плитчатости в естественных выходах на дневную поверхность (более 10 000 анализов, описаний шлифов и замеров). **Каждой из генетических групп отложений соответствует своя форма зависимости.** Используя в качестве эталонов глинистые пласты (глины, мергели, глинистые известняки) и соответствующие им значения I_{γ} в анализируемой скважине, можно изображенные на рис. 37–41 графики трансформировать относительно значений I_{γ} (по оси «Х»). Используя установленные размеры плитчатости карбонатных пород в анализируемом интервале разреза и средние значения I_{γ} , можно выбрать соответствующий график, по которому определить номер ЛГТ.

Выделение ЛГТ производится с целью определения вертикальной и латеральной изменчивости карбонатных отложений и пористости пород по ГИС. После диагностики ЛГТ по данным РК и графикам зависимости размеров плитчатости и содержаний НО в породах производятся работы по интерпретации значений $K_{п}$ в соответствии с данными ГИС. Для этой цели используются зависимости интервального времени ΔT от пластовой скорости $V_{пл}$ и открытой пористости $K_{п}$. На рисунке 42 приведен график этой зависимости, построенный для карбонатных пород, характеризующихся структурой, почти не измененной вторичными процессами. На рисунке 43 приведены три графика зависимости ΔT от $K_{п}$, построенные для 78 стандартных ЛГТ, претерпевших различные стадии изменения; эти графики используются для введения поправок в значения открытой пористости ЛГТ (см. рис. 44). Основой для введения поправок служат значения пористости, полученные при лабораторных петрофизических исследованиях керна скважин.

Методика введения поправок сводится к следующим операциям:

1. Установление номера ЛГТ и степени их изменений под воздействием вторичных процессов в шлiffe породы.
2. Определение петрофизических свойств в образце.
3. Нахождение точки соответствующего ЛГТ на кривой I (см. рис. 44).
4. Построение графика ΔT от $K_{п}$, учитывающего степень вторичных изменений в анализируемом образце и зависимость ΔT от $K_{п}$ в стандартных ЛГТ (см. рис. 44).
5. Построение графика ΔT от $K_{п}$ (рис. 45), учитывающего значения ΔT по кривой акустического каротажа анализируемой скважины, значения $K_{п}$, в образце и стандартную зависимость ΔT от $K_{п}$ с внесенными поправками на изменение структуры породы (см. рис. 44).
6. Определение значений пористости литогенетических типов, выявленных в анализируемом интервале разреза по данным РК (см. рис. 46).

На рис. 46 показан пример выделения различных ЛГТ известняков. Диагностика ЛГТ проводилась на основании анализа размеров плитчатости и значений пористости (после введения поправок). Для определения пористости доманиковых карбонатных отложений в скважине № 1, Восточный Щельяюр (Ижма-Печорская впадина, Печорская плита), по данным ГИС использовались показания НГК и акустического каротажа. Эти значения корректировались по результатам петрофизических исследований керна скважин. Для определения пористости по данным акустического каротажа были использованы графики зависимости интервальной скорости ($V_{пл}$) и времени (ΔT) от пористости, полученные при петрофизических исследованиях ЛГТ карбонатных пород различного возраста в лабораториях ВНИГНИ и ВНИИГеофизика /4/. При определении петрофизических свойств в лабораторных условиях в керне доманиковых карбонатов установлена пористость ЛГТ № 72 (инт. 2162–2164 м, рис. 46), оказавшаяся на 2 % ниже, чем на зависимостях, показанных на рис. 42. В связи с этим в значения пористости была введена поправка, учитывающая отклонения от стандартных значений (см. рис. 44, кривая I). Следующая процедура состояла в построении нового графика зависимости ΔT от $K_{п}$ для разреза доманиковых отложений скважины Щельяюр № 1 (см. рис. 45).

Пористость, рассчитанная по зависимости $K_{п}$ от ΔT (с поправками на степень изменения первичной структуры известняков под влиянием вторичных процессов), корректировалась по результатам определения $K_{п}$ методом НГК. Эта процедура была необходима для интервалов развития трещинно-кавернозных карбонатов, в которых наблюдались существенные отклонения от установленной зависимости. Расчет пористости методом НГК проводился по двум опорным пластам /32/. В качестве опорных использовались слои с пористостью, охарактеризованной лабораторными методами. Размеры плитчатости устанавливались по показаниям ГК и НГК в масштабе 1:200 (рис. 45). По степени расчлененности хорошо выделяются участки мелкоплитчатых разностей рифовых отложений (ЛГТ № 19, № 2) на фоне более массивных доломитов (ЛГТ № 13) в интервале 2180–2190 м. Плотные узорчатые и комковатые известняки (ЛГТ № 67, № 68) характеризуются плитчатостью 1–3 м и низкой пористостью (менее 5 %). Обломочные и мелкокомковатые известняки (ЛГТ № 71, № 72, интервал 2142–2176 м) отличаются плитчатостью размером 1–3 м и показаниями пористости 10–13 %. Немногочисленным пластам баровых отложений

(ЛГТ № 31 и № 32) свойственны толстая плитчатость (до 2 м) и пористость 8–16 %. Для пластов, имеющих повышенное содержание глинистой примеси (ЛГТ № 39, № 76), характерны увеличенные показания ГК с одновременным понижением НГК и тонкая плитчатость.

В качестве примера диагностики ЛГТ отложений и выделения седиментационных циклитов II порядка по данным ГИС можно привести исследования, проведенные для верхнеюрских карбонатных отложений на Бахардокской моноклинали и в Предкопетдагском краевом прогибе. Верхнеюрские отложения Бахардокской моноклинали и Предкопетдагского краевого прогиба представлены келловей-оксфордской карбонатной и кимеридж-титонской карбонатно-эвапоритовой толщами (см. рис. 47).

Келловей-оксфордские отложения разнообразны по происхождению, структуре и вещественному составу. В результате изучения керна верхнеюрских карбонатных отложений Амударьинского бассейна было установлено, что разрез келловейского яруса сложен отложениями глубокого шельфа и мелководных шельфовых равнин. Отложения глубокого шельфа представлены серыми, темно-серыми, почти черными разновидностями тонкокристаллических известняков с большим содержанием глинистого материала. Среди них выделяются следующие основные ЛГТ: 1) известковистые глины, (ЛГТ № 41); 2) мергели (ЛГТ № 40); 3) известняки пелитоморфные, слабо глинистые (ЛГТ № 39); 4) известняки шламово-копролитовые (ЛГТ № 38). Отложения мелководных шельфовых равнин представлены породами более светлой окраски. Они состоят из крупного и мелкого детрита, брахиопод, двустворок, комочков темно-серого кальцита (преимущественно копролиты), онколитов, фораминифер. Содержания нерастворимого остатка не превышают 5–10 %. В зависимости от преобладания в их составе того или иного вида форменных компонентов, среди карбонатов выделяются следующие ЛГТ пород: 1) известняки детритово-копролитовые (ЛГТ № 37); 2) известняки детритово-онколитовые (ЛГТ № 36); 3) известняки пелитоморфные с мелким детритом (0,1–1 мм) (ЛГТ № 35); 4) известняки биоморфно-детритовые (ЛГТ № 33). В нижней части оксфордского яруса залегают отложения малоподвижных придонных вод закрытого шельфа. Для них характерны преимущественно светло-серая и серая окраски. Отложения малоподвижных придонных вод состоят в основном из неокатанного раковинного детрита. Среди них выделяются: 1) известняки пелитоморфные раковинно-детритовые (ЛГТ № 70); 2) известняки порфириовидные (ЛГТ № 69); 3) известняки пелитоморфные с комками и онколитами сине-зеленых водорослей (ЛГТ № 68); 4) известняки комковатые (пеллетовые) (ЛГТ № 67). Среди отложений подвижных придонных вод закрытого шельфа выделяются следующие основные типы пород: 1) известняки мелко-оолитовые (ЛГТ № 73); 2) известняки мелкообломочные (ЛГТ № 72); 3) известняки мелкокомковатые (ЛГТ № 71). Над отложениями закрытого шельфа в разрезе оксфордского яруса залегают прибрежно-морские отложения, представленные: 1) доломитами тонкокристаллическими глинистыми (ЛГТ № 78); 2) доломитами средне-, мелкокристаллическими плотными (ЛГТ № 79); 3) доломитами среднекристаллическими пористыми (ЛГТ № 80). Тонкокристаллические доломиты встречаются в ассоциации с ангидритами. Мелко-, среднекристаллические доломиты макроскопически часто напоминают вышеописанные разновидности известняка. Многие их разновидности содержат участки незамещенного известняка, фаунистические остатки, что свидетельствует о вторичном характере доломитообразования.

Изучение в наиболее полных разрезах верхнеюрских отложений Бахардок-Предкопетдагского района Туркменистана показало повторение определенной сходной последовательности залегания отдельных ЛГТ и генетических типов отложений, слагающих циклиты II и III порядков. В составе верхнеюрской карбонатно-эвапоритовой формации выделяются полные и неполные седиментационные циклы. Различаются также простые циклиты, в которых последовательная смена отложений однонаправленна, и сложные, в которых на фоне общего регрессивного направления наблюдаются отклонения, связанные с периодическим увеличением условий осадконакопления глубины бассейна. Циклиты II порядка определяются последовательной сменой ЛГТ пород (см. гл. 3). В основании циклитов III и II порядка, как правило, залегают глинистые известняки, характеризующиеся минимальной скоростью карбонатонакопления, тонкозернистой структурой; повышенным содержанием нерастворимого остатка. На каротаже ЛГТ, залегающие в основании циклитов II и III порядка, характеризуются максимальными для данного генетического типа значениями ПС и ГК, отрицательными (относительно фоновых) значениями НГК. В разрезе келловейского яруса, представленного отложениями глубокого шельфа (см. рис. 47), известковистые глины и мергели вверх по разрезу сменяются шламово-копролитовыми известняками. Вверх по разрезу отмечается уменьшение значений I_{γ} и увеличение значений $I_{\text{пг}}$. В элементарном циклите приливно-отливных отложений оксфордского яруса выделяются четыре основных элемента. В основании их залегают доломиты с повышенным для данных отложений количеством глинистого материала. Далее, вверх по разрезу – плотные мелко-, среднезернистые доломиты сменяются пористыми мелкозернистыми доломитами, и затем – ангидритами. На каротаже в основании циклита отмечаются повышенные значения I_{γ} и низкие значения $I_{\text{пг}}$. В плотных доломитах уменьшаются значения I_{γ} , возрастают значения $I_{\text{пг}}$. В пористых доломитах отмечаются минимумы на диаграммах ГК и НГК. Заканчивается циклит минимальными значениями I_{γ} и максимальными значениями $I_{\text{пг}}$.

Отложения глубокого шельфа, залегающие в основании циклитов *III* порядка в нижней части разреза, характеризуются максимальными значениями I_{γ} и низкими значениями $I_{\text{пг}}$. Размер плитчатости мергелей и глинистых известняков возрастает, по мере уменьшения глинистости, от тонко листоватых мергелей – до мелко-, среднеплитчатых шламово-копролитовых слабоглинистых известняков.

Отложения малоподвижных придонных вод закрытого шельфа, выделяемые в средней и верхней части разреза (см. рис. 47), представлены плотными разновидностями пород. На каротажных диаграммах значения I_{γ} ниже, чем в отложениях глубокого шельфа за счет снижения содержания НО. Их плитчатость также возрастает в направлении от подошвы циклитов *II* порядка к кровле: в известняках пелитоморфных раковинно-детритовых (основание циклитов) плитчатость составляет 0,7–2 м, в известняках комковатых (верхние элементы циклитов) – 2–3 м. Отложения подвижных придонных вод закрытого шельфа содержат большое количество форменных компонентов и небольшое количество тонкозернистого материала, что обуславливает появление среди них пористых разновидностей. На каротажных диаграммах они характеризуются низкими значениями I_{γ} , близкими к фоновым в «чистых» карбонатах. Встречаются как плотные, так и пористые ЛГТ. Максимальной пористостью обладают мелко-среднезернистые доломиты (до 15–20%), формировавшиеся в условиях приливо-отливных равнин. Их пустотное пространство было сформировано в процессе диа- и катагенетических преобразований первичной структуры доломитов. Поэтому свойственные им значения пористости существенным образом отличаются от стандартных значений соответствующих ЛГТ, и основным критерием их выделения по данным ГИС являлся размер плитчатости. Основной объем пустот составляют поры и каверны выщелачивания остатков организмов. Их размеры меняются от долей миллиметра до 2 см, форма округлая, овальная, продольно-вытянутая, щелевидная, серповидная. Межзерновые поры в изученных образцах составляют от сотых долей процента до 3%, их размеры сопоставимы с размерами остатков организмов. Межкристаллические поры, образовавшиеся при доломитизации и перекристаллизации, составляют от долей процента до 3% породы, для них характерна угловатая форма, размеры не превышают 0,15 мм. Незаполненные полости раковин встречаются крайне редко, в общем объеме пустот они составляют десятые доли процента. На кривых разноактивного каротажа они характеризуются средними и низкими значениями I_{γ} и $I_{\text{пг}}$.

Для седиментационных циклитов *II* и *III* порядков, выделяемых в отложениях приливо-отливных равнин, характерно появление прослоев и пластов сульфатов (гипсов и ангидритов), слагающих верхние элементы циклитов (см. рис. 47). Циклиты представлены обычной последовательностью пород: мергели (глинистые известняки) → известняки → доломитизированные известняки → пористые доломиты → ангидриты (гипсы). Эта последовательность ЛГТ отражает обычную последовательность седиментации в условиях приливо-отливной равнины, усиленную впоследствии процессами диагенетических и катагенетических преобразований, – чем и объясняется повышенная доломитизация и пористость отложений.

Завершая главу, посвященную интерпретации строения разрезов карбонатных отложений по данным ГИС, следует особо подчеркнуть зависимость пористости карбонатов от первичных и вторичных структур пород и, вследствие этого, необходимость проведения интерпретации структурных типов до того, как начнется количественное определение значений пористости и выделение пластов-коллекторов. Работы по интерпретации ЛГТ по данным ГИС должны опираться на установленные зависимости содержания нерастворимого остатка и размеров плитчатости карбонатов от их структуры и дополняться анализом седиментационной цикличности *II* и *III* порядков. Интерпретация ЛГТ по данным ГИС обязательно проверяется описаниями петрографических шлифов. Только точная диагностика ЛГТ позволяет правильно определять границы пластов в карбонатных разрезах, сопоставлять показания различных видов каротажа и, следовательно, правильно выделять пласты пород-коллекторов и флюидоупоров, характеризуя их петрофизические свойства.

ГЛАВА 5. СТАНДАРТНЫЕ СЕДИМЕНТАЦИОННО-ЕМКОСТНЫЕ МОДЕЛИ И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПРИ МОДЕЛИРОВАНИИ СТРУКТУРЫ КАРБОНАТНЫХ ТЕЛ РАЗЛИЧНЫХ ИЕРАРХИЧЕСКИХ УРОВНЕЙ

Стандартные седиментационно-емкостные модели представляют собой эталонные модели структурных и физических параметров осадочных тел (от пласта до формации). Они могут быть представлены в графическом двухмерном варианте, в виде карт – срезов строения комплексов, и в виде программы. Их универсальность определяется следующими свойствами: 1) модели структур разработаны для карбонатных образований всех 8 иерархических уровней (см. рис. 1); 2) в их основу положены непрерывные генетические вертикальные и латеральные последовательности типов карбонатных пород (ряды № 1–№ 8 и № 1 а–№ 8 а, см. рис. 1); 3) модели отражают изменение структуры и физических свойств пород в строго ориентированных поперечных сечениях карбонатных тел, то есть, соответствуют направлениям наибольшей изменчивости их свойств; 4) модели построены в относительных параметрах (процентах и коэффициентах), что позволяет перевести их в реальные параметры изучаемых объектов.

Стандартные модели используются для решения ряда научных и практических задач при моделировании карбонатных продуктивных пластов, природных резервуаров нефти, газа, воды, для разработки стратиграфических схем и корреляции пластов, для построения синтетических скоростных и сейсмических разрезов и т.д.

На рис. 48 приведена стандартная модель внутренней структуры карбонатной формации. Модель охватывает весь профиль карбонатной седиментации и соответствует законченному циклу карбонатакопления (седиментационный цикл IV порядка). Продолжительность одного этапа карбонатакопления, соответствующая образованию формации, в среднем составляет 7–14 млн. лет. Вертикальные границы формации определяются переходом к другим типам осадконакопления: терригенному, эвапоритовому или смешанному. Латеральные границы устанавливаются процентным содержанием карбоната: 40–50 % в прибрежной части бассейна, что соответствует переходу в песчано-глинистые прибрежные и аллювиальные комплексы и 40–50 % – на склоне палеобассейна, что соответствует зоне перехода в карбонатно-глинистые и карбонатно-глинисто-кремневые формации. Соотношение в формации биогенного карбоната и глинистого материала определяется коэффициентом глинистости (K_g). Песчаный и кремневый материал составляют не более 5% от мощности карбонатного разреза. Установлено, что мощность карбонатных отложений различных градаций формации изменяется закономерно в соответствии с изменением значений K_g .

На рис. 49 показаны различные формы зависимостей коэффициента глинистости от седиментационного градиента в карбонатной, терригенно-сульфатно-карбонатной и карбонатно-глинистой подформациях⁹, а также положение границы двух формаций: карбонатной и карбонатно-глинистой (точка 9 на рисунке). Седиментационный градиент мощности (G_c) отражает изменения скоростей седиментации карбонатных отложений в различных фациальных зонах и измеряется отношением приращения (или уменьшения) мощности отложений в каждой градации к ширине зоны развития этой градации. Самые высокие значения градиентов наблюдаются в зонах перехода карбонатной шельфовой подформации в карбонатно-глинистую палеосклона. Эти формы зависимостей установлены для рифейских, палеозойских, мезозойских и кайнозойских карбонатных формаций различных регионов России, ближнего и дальнего зарубежья. Они используются при картировании карбонатных комплексов для определения границ подформаций (см. гл. 6).

Модель составлена на основании установленных вертикальных и латеральных последовательностей: ЛГТ пород, генетических типов и групп отложений, а также на установленных законах корреляции циклитов II и III порядков (см. рис. 5–7 и 14–21) в карбонатных телах различного генезиса: в барах, шельфовых отложениях, береговых и барьерных рифах, подводных конусах выноса в склоновых отложениях. Модель также основана на зависимости скорости осадконакопления различных структурных типов биогенного карбоната и длительности приостановок карбонатной седиментации. Она учитывает зависимости между структурными параметрами и петрофизическими свойствами пород. Сочетание генетических структурных и петрофизических параметров определило ее название.

⁹ В отличие от общепринятого использования термина «подформация» в качестве элемента формации, выделяемого по вертикали, авторы используют этот термин для выделения элементов формации по горизонтали, представляющих собой ассоциации градаций, объединяемых в единое тело по соотношению карбонатного, глинистого и сульфатного материала. Подформации различаются внутренней структурой, геометрией тел и формой зависимости седиментационного градиента и коэффициента глинистости.

Стандартная седиментационно-емкостная модель формации представляет собой систему графиков-зависимостей 9 параметров разреза, характеризующих структуру формации и емкостные свойства слагающих ее пород. В качестве структурной единицы (элементарного компонента) рассматривается генетический тип отложений (сочетание Л Г Т пород). По оси «Х» даны непрерывные последовательности изменения параметров разреза: коэффициента глинистости (K_g), коэффициента сульфатности (K_s), коэффициента эффективной толщины разреза ($K_{эф}$), коэффициента эффективной толщины верхних 60 % разреза ($K_{эф 200}$), процентного содержания генетических групп отложений (сочетаний генетических типов отложений). По оси «У» – стандартные последовательности и соотношение мощностей генетических типов отложений, а также границы циклитов III порядка.

Коэффициенты глинистости и сульфатности разреза отражают содержание в формации пластов глинистых известняков, глин, гипсов и ангидритов, образование которых происходило в моменты приостановок карбонатакопления. Эти параметры позволяют оценить продолжительность перерывов карбонатной седиментации.

Коэффициент эффективной толщины – это параметр разреза, характеризующий содержание в разрезе пластов-коллекторов порового и каверново-порового типов. Он равен отношению мощности пластов пород-коллекторов к общей мощности разреза.

Таким образом, стандартная седиментационно-емкостная модель представляет собой закономерную непрерывную последовательность типовых разрезов, охарактеризованных литологическими и петрофизическими параметрами, и используется для диагностики разреза карбонатных отложений в скважинах, а также для интерпретации профилей О Г Т. Модель устанавливает закономерность изменения параметров в строго ориентированном поперечном сечении карбонатного тела. Любые косые сечения карбонатных тел дают отклонения от стандартной модели.

Структура карбонатных тел различных уровней определяет закономерности изменения мощности отложений. Как было показано выше, Л Г Т карбонатных пород, характеризующиеся различными типами структуры, имеют разные скорости седиментации. Поэтому изменение процентного содержания генетических типов и групп отложений приводит к изменению общей мощности разрезов формации (см. рис. 48). Кроме того, на мощность отложений влияет количество перерывов карбонатной седиментации, отражающееся в значениях K_g . Чем больше значение этого коэффициента, тем меньше мощность разреза. Различия в мощности карбонатных толщ с одинаковой седиментационной структурой объясняются разной скоростью тектонических погружений (табл. 9).

Изменения мощности карбонатных отложений, обусловленные седиментационной структурой тела: содержанием генетических групп отложений в разрезе и коэффициентом глинистости (K_g)¹⁰, являются характеристикой карбонатных разрезов, накопление которых происходило в пределах определенных седиментационных зон. Как отмечалось выше, в количественном выражении они оцениваются седиментационным градиентом мощности карбонатной формации (G_c).

Для характеристики интенсивности погружений вводится градиент скорости погружения – G_p , отражающий увеличение или уменьшение значений мощности однообразных карбонатных отложений в однотипных разрезах карбонатной формации на расстоянии, равном одному километру. Таблица 9 позволяет рассчитывать мощности прогнозируемых разрезов карбонатной формации с учетом седиментационного градиента и градиента скорости погружения в различных структурно-формационных зонах. Установленная закономерность успешно используется при картировании поверхностей продуктивных карбонатных комплексов по данным сейсморазведки, так как позволяет количественно оценить изменения мощности отложений на больших территориях с учетом уплотнения пород седиментационного и тектонического факторов.

Удаленность обломочного биогенного карбоната от источника сноса (барьерной рифовой системы) зависит от устойчивости карбонатного зерна к механическому и химическому разрушениям и определяется минеральным составом карбоната (арагонит, низко- или высокомагнезиальный кальцит, доломит), микроструктурой обломочных зерен и их размером (песчаной, алевроитовой или пелитовой). Карбонатные зерна одного и того же минерального состава, структуры и размера при равных условиях их растворимости отлагаются на одинаковом расстоянии от источника сноса.

Количество, размер и состав обломочных зерен карбоната в различных грациях оценивается процентным содержанием Л Г Т отложений, так как определенный тип структуры породы выделяется на основании состава и процентного содержания компонентов (см. табл. 2). Коэффициент глинистости характеризует соотношение глинистого и карбонатного материала в толще и отражает суммарный эффект растворимости (см. рис. 48). Чем выше K_g , тем больше этот эффект. Зоны-индексы 2–5 являются источником поступления обломочного карбоната. Таким образом, значения ширины стандартных зон-индексов в строго ориентированном поперечном сечении карбонатного тела, в области преобладания биогенного карбоната (зоны-индексы 1 д–7 а, рис. 48, $K_g < 0,5$) для каждой зоны являются величинами постоянными. Эта закономерность показана на рис. 50. Графики иллюстрируют закон соответствия состава,

¹⁰ Таблица 9 составлена с учетом коэффициента уплотнения.

внутренней структуры и геометрии осадочного тела определенного генезиса. Они позволяют картировать строение карбонатных комплексов, производить трансформацию стандартной модели, построенной в относительных параметрах, в геологический разрез, отражающий строение формации в абсолютных параметрах: в метрах и в километрах.

На **рис. 51** изображена карта, отражающая распределение на площади градаций (зон-индексов) юрской карбонатной формации Амударьинского седиментационного бассейна. Она иллюстрирует наиболее типичную последовательность зон-индексов с I по II. Карта построена по технологии СЕМ с использованием стандартной модели (рис. 48) и графиков изменения толщин формации (рис. 50). Фактическим материалом послужили данные бурения скважин и сейсморазведки. Наиболее изученной и освоенной являлась территория Узбекистана. Одинаковая точность построения в различных районах обеспечивается применением специальных методов интерпретации данных ОГТ и методик картирования [78; 46; 150; 152]. Каждая точка на карте соответствует определенному типу строения разреза карбонатной формации и несет информацию о мощности и количестве пластов-коллекторов, типе коллектора, распределении пластов в разрезе, содержании пластов глинистых известняков и глини. Карта может быть представлена в виде серии послойных срезов и сопровождаться любым количеством разноориентированных сечений, поэтому представляет собой объемную модель седиментационного комплекса. Нарушение стандартных последовательностей зон-индексов и их ширины позволило выделить зоны дислокаций в карбонатных отложениях и определить амплитуды перемещений по ним. Карты этого типа, являясь объемной моделью резервуара УВ, в сочетании со структурными картами поверхности карбонатов позволяют выделять ловушки разных типов и производить экспресс-оценку запасов УВ [46; 78; 152; 151].

На **рис. 52** приведена стандартная модель барьерной рифовой системы, иллюстрирующая закономерности внутреннего строения карбонатного резервуара рифового типа и характер распределения стандартных ЛГТ пород. Элементарными единицами разреза являются пласты, линзы и органогенные постройки и циклиты II порядка. Породы-коллекторы слабо изменены вторичными процессами. Значения открытой пористости даны в значениях, характерных для не измененных пород (см. табл. 3).

Модель барьерной рифовой системы разработана на основании анализа закономерностей формирования биогермных известняков (см. гл. 1), зависимости типов сообществ рифостроющих организмов от волновой активности среды (закономерность, выявленная Гейстером, см. рис. 8), изучении вертикальных и латеральных последовательностей ЛГТ известняков рифовой группы, прослеживании циклитов I и II порядков, картировании сообществ ископаемых организмов на поверхности массивов и в вертикальных сечениях, изучении типов контактов биогермных построек с вмещающими отложениями, составлением фациальных карт, рифовых комплексов для временных интервалов, сопоставимых с временем формирования элементарных построек, построении профильных сечений, поперечных простирацию барьерной рифовой системы. Фактологической базой разработки стандартной седиментационно-емкостной модели барьерной рифовой системы послужили 150 разрезов естественных выходов барьерных систем разного возраста, 50 сечений рифовых систем, 70 биогермных массивов и биогермов, 120 м² детальной палеоэкологической съемки поверхностей биогермов масштаба 1 : 5, 200 разрезов скважин, вскрывающих рифовые системы, 20 фациальных карт рифовых отложений. Для разработки емкостной модели фактологической базой явились многочисленные (более 1000) определения петрофизических свойств, данные петрографического изучения шлифов. Зависимости $K_{п}$ и НО (см. рис. 38, 39 и 41) и ΔT от $K_{п}$ в стандартных ЛГТ (см. рис. 42), данные определения возраста отложений на основании анализа микро- и макрофауны. В рифовых известняках, сохранивших седиментационную структуру, наблюдается зависимость емкостных и фильтрационных свойств.

Использование стандартной модели рифового резервуара для карбонатных отложений, сильно измененных диагенетическими и эпигенетическими процессами, возможно только после введения поправок, учитывающих степень изменения пород (рис. 43). Тонкослоистая модель рифовых отложений «привязана» к стандартной модели формации (рис. 48) границами зон-индексов и циклитов III порядка.

Сочетание стандартной модели формации (рис. 48), модели распределения зон-индексов (рис. 51), тонкопластовой модели рифовых резервуаров (рис. 52) и модели распределения ЛГТ известняков в элементарной органогенной постройке позволяет оценить изменчивость емкостных фильтрационных свойств ($K_{п}$, $K_{пр}$, $K_{эф}$) карбонатных отложений в различных вертикальных и горизонтальных сечениях природного резервуара (рис. 53).

На **рис. 54** приведена модель распределения стандартных зон-индексов (градаций карбонатной формации) в области развития барьерной рифовой системы (зоны-индексы 5–2) и карбонатно-глинистых отложений палеосклона бассейна (зоны-индексы 7–9). Выступам барьерной рифовой системы соответствуют расширение зоны 6 и появление внутри последней одиночных «внутрибассейновых» рифовых массивов. Выступы барьерной рифовой системы разделяются межрифовыми каналами.

На **рис. 55** приведена модель строения одиночного «внутрибассейнового» рифа. Рифовый массив (зоны-индексы 5–10) располагается внутри поля разрезов 6-ой градации и является продолжением выступа барьерной рифовой системы. Для одиночного рифа характерно появление дополнительных градаций, соответствующих области развития

внутририфовой лагуны (зона-индекс 10). Модель распределения пород-коллекторов в зонах 5, 5 а, 4 соответствует модели изображенной на рис. 52.

На **рис. 56** изображена тонкослоистая модель терригенно-сульфатно-карбонатной подформации (градации 1 д, 1 г, 1 в, 1 б и 1 а). Подформация сложена приливно-отливными известняками и доломитами, пластами сульфатов (ангидритов) прибрежной лагуны, карбонатными отложениями закрытого шельфа и тыловых рифовых шлейфов. Содержание пластов глинистых известняков и глин в разрезе ($K_{г}$) меняется от 0,1 (в зоне 1 а) до 0,13 (в зоне 1 д).

Карбонатные отложения рифовой группы (тыловых рифовых шлейфов и биогермные) присутствуют только в зоне 1 а, где их содержание составляет 3 % от общей мощности разреза. Породы-коллекторы представлены пористыми раннедиагенетическими доломитами приливно-отливного генезиса, органогенно-обломочными карбонатами тыловых рифовых шлейфов, оолитовыми и комковатыми известняками подвижных вод закрытого шельфа и биогермными карбонатами. Породы-коллекторы в градациях 1 д–1 а имеют пластовую форму залегания, разделены глинистыми известняками и тонкими пластами карбонатных глин, которые иногда выполняют роль локальных флюидопоров.

На **рис. 57** изображена тонкослоистая модель природного резервуара в зоне развития приливно-отливных отложений (градация 1 д), иллюстрирующая изменение структуры коллектора внутри пластов слоистых доломитов. Породы-коллекторы – доломиты, характеризующиеся вторичной пористостью растворения и выщелачивания, приурочены к верхним (регрессивным) элементам циклитов II порядка. Их сложное распределение в пласте обусловлено расположением приливно-отливных каналов и формой эрозионных поверхностей на границах циклитов. Значения открытой пористости могут достигать 8–12–18 %.

Сложными объектами моделирования являются отложения береговых рифов и баров, в формировании структуры которых участвуют разнообразные процессы и соответствующие им отложения: волновые, биогенные, хемогенные. Рифово-баровые комплексы характеризуются морфологией тел, иногда напоминающих барьерные рифовые системы. Отличаются резкими контактами с карбонатными и карбонатно-глинистыми отложениями глубокого открытого шельфа и постепенными с приливно-отливными, а, иногда, и лагунными отложениями. В отличие от барьерных систем структурные изменения в рифово-баровых комплексах значительно мельче. Морфологически эти карбонатные тела выражены слабее.

На **рис. 58** показано изменение структуры рифово-барового комплекса в сечении близко соответствующем поперечному, относительно седиментационной зональности. Поэтому сечение рифово-барового комплекса, изображенное на рис. 58 соответствует тонкопластовой стандартной модели структуры карбонатных тел этого типа. Сравнение тонкопластовых моделей барьерной системы (рис. 52) и береговых рифов (рис. 48) наглядно иллюстрирует различия в процентном соотношении каркасных и обломочных карбонатов. Береговые рифы построены мелкими (до 35 м мощностью и 30–75 м шириной) биогермными массивами, заключенными в сложный комплекс обломочных (шлейфовых), детритовых и пелитоморфных (лагунных), обломочных и оолитовых (баровых) известняков и доломитов. Сечение, изображенное на рис. 58, на стандартной модели (см. рис. 48) соответствует границе зон-индексов 1 в и 1 г и третьему седиментационному циклиту III порядка.

Знаковое изображение структуры известняков рифово-барового комплекса выполнено по методике графического кодирования. Каждый ЛГТ известняков или доломитов характеризуется определенным значением $K_{п}$ на табл. 3.

Таким образом, проведение поисковых, разведочных, а тем более эксплуатационных работ в отложениях этого типа вызовет столько же проблем, что и в отложениях барьерной рифовой системы. Особенно важно учитывать масштаб изменчивости структурных и петрофизических параметров карбонатных отложений этого типа при горизонтальном бурении.

Отложения склонов палеобассейнов – зоны-индексы 6–9 а, в целом, характеризуются очень низкими емкостными параметрами, низкими значениями общей мощности формации и отчетливой зависимостью последней от значений $K_{г}$ (см. рис. 49 и 50).

В отложениях склона выделяются природные резервуары нефти и газа двух типов: осыпные тела на крутых склонах рифовых построек и резервуары в карбонатных отложениях подводных конусов выноса.

Природные резервуары в отложениях карбонатных конусов выноса являются самыми сложными по своему строению, по форме в плане и в разрезе. Поиск и разведка месторождений УВ в резервуарах такого типа – наиболее трудная задача. Возникающие при разведке и разработке месторождений конусов выноса проблемы, связанные со сложностью строения резервуара, компенсируются большими площадями развития пластов обломочных карбонатов, а также присутствующим в разрезе сочетанием пород-коллекторов и отложений, обогащенных органическим веществом.

На **рис. 59** показаны основные элементы конусов выноса и отражение этих элементов в распределении зон-индексов стандартной модели. Зона 11, отсутствующая на модели формации, соответствует отложениям аккумулятивной части конуса и транспортному руслу.

На **рис. 60** приведена модель распределения зон-индексов в области развития подводного конуса выноса. Верхняя часть транспортного русла (зона 11) раскрывается в межрифовый канал, пересекающий барьерную рифовую систему (зоны 5–3), средняя часть прослеживается между двумя внутрибассейновыми одиночными рифовыми постройками (зоны

6–4). Аккумулятивная часть имеет форму треугольника, направленного вершиной к транспортному руслу. В ней выделяются более мелкие русла, образующие веер (зоны 11), разделенные междурусловыми валами (зоны 7–8). Тыловой шов, отделяющий аккумулятивную и русловую части системы хорошо выделяется по появлению градации 7. Тела карбонатов подводных конусов выноса имеют небольшую мощность – 200–300 м, конусовидную форму в плане и линзовидную – в продольном и поперечном сечении.

На **рис. 61** изображено строение русловой части подводного конуса выноса (градации 11 а–11 б). Породы-коллекторы представлены мелкообломочными мелкокосослойчатыми и градационно-слоистыми известняками, относящимися к стандартным ЛГТ № 58 и № 59. Для них характерны средние значения открытой пористости – 8–12 %. Мощность пластов не превышает 1 м.

В верхней части разреза конуса выноса выделяется четыре циклита *III* порядка (4–7 на рис. 61). В каждом из них насчитывается от 5 до 7 циклитов *II* порядка, в которых выделяется 5 элементов (полные последовательности): 1) обломочные карбонатные породы горизонтальнослоистые; 2) обломочные карбонатные породы косослоистые; 3) комковатые известняки; 4) шламовые известняки; 5) глинистые известняки и известковые глины, обогащенные органическим веществом. Породы-коллекторы слагают нижние элементы циклитов *II* порядка. В русловой части конуса обычно большинство циклитов представлено только первым и третьим элементами полной последовательности. В аккумулятивной части конуса циклиты состоят из элементов 1, 2, 3 и 4. В дистальных частях циклиты состоят из элементов 4 и 5.

ГЛАВА 6. ТЕХНОЛОГИЯ ТРЕХМЕРНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ВНУТРЕННЕЙ СТРУКТУРЫ КАРБОНАТНЫХ ПРИРОДНЫХ РЕЗЕРВУАРОВ

Технология построения трехмерных седиментационно-емкостных моделей природных резервуаров нефти и газа (С Е М) состоит из пяти блоков, каждый из которых обеспечивает решение задач обработки и интерпретации геолого-геофизических материалов с целью получения модели.

Блок I – включает:

- 1) изучение состава, структуры и петрофизических свойств пород в керне;
- 2) проведение интерпретации литогенетических и генетических типов отложений по данным изучения керна (методика кодирования структуры Л Г Т, экспертная система диагностики генетических типов отложений – Stepclass-Reef);
- 3) биостратиграфические исследования в интервалах отбора керна;
- 4) изучение степени, типа и стадий вторичных изменений карбонатных пород, их пористости и трещиноватости в образцах и в шлифах;
- 5) введение поправок в стандартные зависимости структуры пород и их петрофизических свойств, учитывающих степень изменения пород вторичными процессами.

Результатами исследований, проводимых в рамках блока I, являются:

- 1) литологическое обоснование установленных Л Г Т пород и характеристика их вторичных изменений;
- 2) таблицы стандартных Л Г Т и их петрофизических свойств, составленные по результатам изучения отложений в керне скважин;
- 3) заключение о возрасте интервалов отбора керна по данным определения остатков организмов;
- 4) графики зависимости ΔT от $K_{п}$ и $In\gamma$ от $K_{п}$ стандартных Л Г Т пород, построенные для карбонатного комплекса анализируемого разреза.

Блок II – охватывает ручные и полуавтоматические процедуры интерпретации разреза скважины на основании анализа данных ГИС с целью выделения и диагностики генетических типов отложений и расчета параметров разреза, необходимых для привязки к стандартной модели.

Результатами исследований, проводимых в рамках блока II, являются геолого-геофизические разрезы скважин, составленные для интервалов развития карбонатных отложений, содержащие геофизическую (комплекс Г И С), петрофизическую, литологическую информацию; результаты генетической интерпретации карбонатных отложений, обоснование границ стратиграфических подразделений и отражающих сейсмических горизонтов, информацию о положении, типе, мощности и петрофизических свойствах пород-коллекторов и пород-флюидоупоров, данные об испытании скважины (см. рис. 62).

Блок III – объединяет следующие виды работ:

1. – Определение в разрезе верхней и нижней границ карбонатной формации (или формаций) с целью проведения расчета параметров ($K_{г}$, $K_{а}$, $K_{эф}$, $K_{эф 200}$), процентного содержания генетических групп отложений, общей мощности формации в разрезе анализируемой скважины), необходимых для «привязки» разреза к стандартной модели (табл. 10). В случаях, когда скважина не вскрыла полного разреза, предусмотрены специальные процедуры пересчета параметров, относительно полной мощности формации, на основании анализа строения вскрытых верхних горизонтов. При анализе параметров вскрытых горизонтов используются их тонкопластовые модели, закономерности строения и корреляции циклитов II и III порядков.

Определение верхней и нижней границ карбонатной формации производится в полных разрезах. Выше отмечалось, что карбонатные формации являются результатом проявления седиментационной цикличности IV порядка, которая выражается в смене фациальной последовательности генетических групп отложений, соответствующих крупным трансгрессивному и регрессивному этапам карбонатной седиментации. С целью выявления этапности образования формаций и формационных комплексов разрабатываются формационные модели, иллюстрирующие латеральные и вертикальные последовательности различных типов формаций в осадочном бассейне (рис. 63). Методика разработки формационных моделей рассматривается ниже. На моделях этого типа выделяются границы формационных тел, которые устанавливаются в разрезе анализируемой скважины по комплексу Г И С следующим образом. По данным электрокаротажа определяется положение нижней и верхней границ карбонатной формации с последующим уточнением его по данным Г К и Н Г К. Как правило, верхняя граница соответствует кровле верхнего пласта карбонатов (известняка или доломитов), являющегося регрессивным элементом циклита, завершающего карбонатонакопление. Исключение составляют разрезы, венчающиеся пачкой переслаивания известняков и ангидритов (гипсов), в которых верхний регрессивный элемент седиментационных циклитов представлен ангидритом (гипсом). В этом случае верхней границе карбонатной формации соответствует подошва тонкого пласта глин, разделяющего верхний слой ангидрита в пачке переслаивания и базальный пласт ангидрита, подстилающего соль.

Большая часть формаций палеозоя перикратонных бассейнов Европейской части России разделены поверхностями несогласий (см. рис. 63), наиболее отчетливо проявленных в зонах развития мелководных шельфовых и рифовых отложений. Этим границам соответствует появление в разрезе горизонтов перетолженных обломочных известняков или доломитов, песчаников, чаще всего глин или карбонатно-глинистых пород (толщ компенсации). В этих случаях верхние границы формаций отчетливые, хорошо проявлены в изменении петрофизических свойств пород. С ними связаны отражающие сейсмические горизонты, прослеживающиеся на значительных расстояниях в различных фациальных зонах.

Нижняя граница карбонатной формации в случаях постепенного перехода в подстилающие отложения иного вещественного состава совпадает с кровлей первого пласта «чистых» карбонатов, заключенного в глинистые отложения. При залегании изучаемого комплекса на породах карбонатного состава нижняя граница формации соответствует уровню, на котором происходит резкое изменение режима карбонатной седиментации (значительный перерыв осадконакопления). Эта граница проявлена в нарушении вертикальной последовательности генетических групп отложений.

Определение коэффициента глинистости разреза. По данным Г К, Н Г К и описания керна скважины в разрезе выделяются пласты глинистых известняков и глин. K_r разреза определяется отношением суммарной толщины всех прослоев глинистых известняков и глин к общей толщине разреза карбонатной формации. Анализируются только пласты толщиной не менее 3–5 м, абсолютные значения глинистости известняков (содержания глинистых минералов не учитывается). В случае тонкого (толщина слоев менее 2 м) переслаивания глинистых и чистых карбонатов весь интервал рассматривается как один глинистый пласт.

Значения K_r разреза используются как показатель распределения глинистого материала по разрезу карбонатной толщи и показатель количества и продолжительности приостановок карбонатной седиментации.

Определение коэффициента сульфатности разреза. По данным А К, Г К, Н Г К, Н Н К, электрокаротажа и главным образом описания керна скважины в разрезе выделяются пласты ангидритов. Подсчитывается их суммарная толщина в верхней части разреза, соответствующей основному этапу рифообразования, определяется отношение суммы толщин пластов ангидритов к толщине верхней части разреза. Синхронность ангидритов рифовым отложениям определяется на основании анализа строения карбонатов, чередующихся с ангидритами. В известняках и доломитах имеются прослои, содержащие обломки рифостроящих организмов гравийной, песчаной или алевритовой размерности. Нижняя граница интервала, для которого рассчитывается K_a , совпадает с кровлей первого карбонатного пласта, содержащего обломки рифостроителей.

Подсчет коэффициентов эффективной толщины разреза. Для характеристики емкости конкретного разреза карбонатной формации и определения характера распределения пород-коллекторов вычисляются коэффициенты эффективной толщины разреза. Для этой цели по данным Н Н К, Н Г К, Г К и А К, контролируемых лабораторными анализами керна скважин, выделяются интервалы развития пористых карбонатных пород-коллекторов. Подсчитываются суммарная толщина этих пород в разрезе и отношение суммарной толщины пород-коллекторов к общей мощности разреза. Для определения характера распределения пород-коллекторов в отложениях рифовой группы и синхронных им по возрасту отложений иного генезиса определяется $K_{эф 200}$, равный отношению суммарной толщины пород-коллекторов в интервале разреза, соответствующего по времени основному этапу рифообразования к общей толщине отложений этого интервала (верхние 60 % от общей мощности формации). Для более точной оценки распределения пород-коллекторов в отложениях рифовой группы используются тонкослоистые седиментационно-емкостные модели рифовых комплексов.

Подсчет процентного содержания генетических групп отложений в разрезе. На основании анализа результатов интерпретации генетических типов отложений (блок II) в разрезе скважины выделяются интервалы развития отложений различных генетических групп. Далее определяется процентное содержание каждой группы в разрезе карбонатной формации конкретной скважины. За 100 % принимается толщина карбонатных отложений в данном разрезе. На основании подсчитанных параметров – K_r , K_a , $K_{эф}$ и процентного содержания генетических групп отложений определяется тип разреза и его положение на стандартной седиментационно-емкостной модели. Каждому типу разреза на модели соответствует поле (зона), где происходит постепенное изменение перечисленных параметров. Их величины, приведенные в нижней части рис. 48, характеризуют левые границы типов. Конкретный разрез карбонатных отложений, вскрытый в процессе бурения, по своим числовым параметрам может соответствовать любому вертикальному разрезу (линии) в пределах поля данного типа. Правильное определение положения конкретного разреза на седиментационно-емкостной модели обеспечивает высокое качество дальнейших интерпретационных работ.

2. – Работы в программе С Е М-стандарт, обеспечивающей «привязку» разреза скважины (или скважин) к стандартной модели и трансформацию модели относительно параметров разреза (рис. 64). Программа автоматической «привязки» разреза к стандартной модели позволяет определить положение разрезов скважин по отношению к границам зон-индексов, и произвести трансформацию стандартной модели в абсолютные параметры: мощности пластов по оси «Y» и километры по оси «X» с учетом зависимости, изображенной на

рис. 50. На **рис. 65** приведен результат автоматической обработки параметров разреза скважины и моделирования строения подводного конуса выноса. Скважина, послужившая основой для расчета параметров модели, расположена за пределами развития конуса выноса. Методика С Е М позволяет на основании анализа разрезов единичных скважин автоматически моделировать строение участков карбонатных толщ, неохарактеризованных бурением и восстанавливать недостающие градации стандартной седиментационно-емкостной модели и, таким образом, получать полную модель строения карбонатной формации.

3. – Проведение корреляции разрезов анализируемых скважин на основании использования разномасштабных стандартных моделей и установленной в разрезах седиментационной цикличности II и III порядков.

Для корреляции разрезов скважин используются разномасштабные стандартные модели карбонатных тел определенного иерархического уровня и генезиса. Стандартные модели устанавливают «разрешенные» и «запрещенные» варианты корреляции циклитов III и II порядков и элементарных пластов. Корреляция разрезов обязательно должна быть согласована с данными определения комплексов ископаемых организмов (если такие материалы имеются).

4. – Разработка двумерной типовой модели анализируемого объекта.

Типовая модель природного резервуара является результатом трансформации стандартной модели относительно параметров анализируемого комплекса (значений мощности всего разреза и отдельных пластов), и учитывает степень изменения седиментационной структуры пород под воздействием постседиментационных процессов, а также уровень эрозионного срезания верхних горизонтов карбонатной толщи. При разработке типовой модели используются фациальный, биостратиграфический, формационный анализы, стадийный анализ изменения седиментационной структуры карбонатных пород с целью оценки строения и емкостных параметров природного резервуара.

Литолого-стратиграфической основой для разработки типовых моделей служат реальные и идеализированные латеральные и вертикальные ряды типов формаций групп и комплексов, последовательно сменяющих друг друга по мере удаления от источников концентрации карбонатного материала, которыми являются карбонатная бентогенная формация на шельфах континентов и карбонатно-вулканогенная или карбонатно-терригенная – в островодужных системах /4/.

Формационная модель устанавливает основные этапы карбонатного осадконакопления (циклиты IV порядка), определяет тип и характер выражения вертикальных и латеральных границ тел, продолжительность и форму проявления перерывов карбонатной седиментации (см. рис. 63).

На **рис. 66** приведен пример типовой модели верхнепалеозойских карбонатных отложений Токмовского свода центральных районов России. В палеозойских карбонатных отложениях Токмовского свода установлены горизонты переотложенных турнейских и верхнедевонских известняков. Степень и стадии изменения седиментационной структуры карбонатных пород вторичными процессами установлены в шлифах. Для составления типовой модели фаменского комплекса использовались данные пяти скважин на Урмарской и Турмышской площадях. В разрезах скважин определялись параметры разреза, необходимые для работы в программе С Е М-стандарт, осуществлялась автоматическая «привязка» к стандартной модели, с учетом размыва верхних горизонтов франской и фаменской формаций и интенсивности вторичных изменений карбонатных пород.

5. – Предварительное картирование внутренней структуры карбонатных резервуаров по методике С Е М на основании данных бурения и общей сети региональных сейсмических профилей.

Необходимость проведения предварительного разномасштабного картирования до обработки и интерпретации материалов детальной сейсморазведки определяется сложной конфигурацией и относительно небольшой шириной зон-индексов, иногда сильной тектонической нарушенностью первичного залегания пород.

Кроме того, стандартные и типовые модели комплексов, используемые при моделировании, отражают изменение структурных параметров в строго ориентированных поперечных сечениях карбонатных тел. Любые косые сечения изменяют структурные параметры относительно стандартных. Именно этим объясняется кажущаяся индивидуальность строения осадочных комплексов в их произвольных сечениях геологическими или геолого-геофизическими разрезами. Поэтому для повышения точности интерпретации сейсмического материала двумерной сейсморазведки обязательно проводится предварительное картирование по методике С Е М.

Карты строения карбонатных резервуаров являются основным документом, позволяющим прогнозировать карбонатные образования, благоприятные для поисков нефти и газа: карбонатные бары, рифовые системы, одиночные внутрибассейновые рифы, подводные рифовые осыпи, подводные конусы выноса, зоны слоистых шельфовых карбонатных отложений с повышенными значениями $K_{эф}$. В отличие от фациальных карт, на которых изображена латеральная последовательность палеообстановок осадконакопления и соответствующих им отложений, карты строения карбонатных формаций отражают изменения структуры (количественного соотношения, последовательности слагающих компонентов) и морфологии карбонатных тел. Каждая точка на карте характеризует параметры отложений: толщину разреза карбонатных отложений (m), соотношение генетических типов и групп

отложений в вертикальном разрезе (%), $K_{эф}$, $K_{эф200}$, K_r , K_a , наличие, относительный возраст и тип рифовых массивов, состав, структуру и емкостные свойства пород-коллекторов, их распределение в разрезе карбонатной формации. Соответствие типов разрезов основным палеогеоморфологическим элементам и подформациям позволяет картировать их границы.

Картирование внутренней структуры карбонатных резервуаров проводится в одном, двух или нескольких масштабах, что позволяет увязать в единую систему карбонатные тела разных уровней и информацию о строении тел, полученную различными методами: петрографическими, петрофизическими, ГИС и сейсморазведкой. Полный комплект моделей обычно включает карты трех уровней: 1) 1 : 2 500 000 или 1 : 1 000 000; 2) 1 : 500 000 или 1 : 200 000 и 3) 1 : 100 000 или 1 : 50 000.

Карты первого уровня (рис. 67, 68) строятся на основании использования формационных вертикальных и латеральных рядов /4/, а также данных бурения и региональных сейсмических работ и называются картами распространения карбонатных или карбонатосодержащих формаций.

Карты распространения карбонатных формаций масштаба 1 : 2 500 000 или 1 : 1 000 000 составляются с целью выявления общих закономерностей условий залегания различных типов природных резервуаров нефти и газа для определения направлений поисково-разведочных работ и выбора оптимальных технологий моделирования строения карбонатных отложений. Основной задачей картирования является определение условий современного залегания формаций, степени нарушенности их внутренней структуры, оценка амплитуд перемещений пластов, пачек, формационных тел по пологим нарушениям и надвигам. В качестве примера приведены карты ассельско-сакмарских (рис. 67) и верхнефранских (рис. 68) формаций Печорской плиты, Тимана, Урала и Пайхоя.

Фактическим материалом для построения карт послужили данные бурения 1500 скважин в Тимано-Печорской провинции и изучения обнажений Тимана, Урала и Пай-Хоя, а также результаты обработки и интерпретации материалов региональных сейсмических работ, обобщения опубликованных и фондовых работ /11; 14; 22; 27; 53; 90; 92; 94; 97; 108; 109; 126; 130; 151; 163; 165/. Карты охватывают северо-восток Восточно-Европейской платформы (Тимано-Печорская НГП, север Волго-Уральской НГП), где верхнефранские и ассельско-сакмарские отложения представлены на большой территории различными грациями карбонатных формаций. На картах также отражено строение отложений этого возраста в пределах Западного и Восточного Урала, Пай-Хоя и Тимана, где кроме карбонатной развиты песчано-глинисто-алевритистые, карбонатно-глинистые, карбонатно-кремнистые и карбонатно-вулканогенные формации. На основании анализа строения разрезов палеозойских отложений Урала, литературных источников /11; 15; 14; 22; 25; 35; 54; 62; 85; 90; 92; 94; 98; 112; 126/ и карты геологических формаций Урала /53/ была проведена систематизация франских и нижнепермских осадочных комплексов. Ключевыми являлись карбонатные и карбонатосодержащие формации. Для определения положения разрывных нарушений и морфологии поверхности верхнефранских и ассельско-сакмарских отложений были использованы тектонические, структурные карты и сеть региональных сейсмопрофилей. На Печорской плите и на севере Волго-Уральской антеклизы верхнефранские и ассельско-сакмарские отложения представлены карбонатными формациями одного типа. Поэтому в качестве картируемых единиц выбраны подформации. Сложное строение палеозойских отложений на Урале на картах 1:2 500 000 масштаба не позволило отразить условия залегания осадочных тел формационного и подформационного уровней. В качестве картируемых единиц были использованы комплексы формаций, относящихся к трем группам: терригенно-карбонатной, карбонатно-глинистой и карбонатно-вулканогенной /4/. Магматические формации показаны в соответствии с картой О.А. Кондайна /53/. На картах проведено ранжирование разрывных нарушений. Ранг нарушения определяется рангом осадочных тел (группа, комплекс, формация, подформация или грация), находящихся в контактирующих тектонических блоках.

На рисунке 69 показано распространение ассельско-сакмарских формаций. В пределах Печорской плиты, Тиманского кряжа и западного склона Урала развита единая карбонатная формация ассельско-сакмарского возраста. На большей части Тиманского кряжа, на наиболее поднятых частях Печоро-Кожвинского мегавала, гряды Чернышева, на значительных территориях Западного Урала, ассельско-сакмарские отложения отсутствуют. Карбонатная формация на Тиманском кряже представлена грациями 1 и 1к, в которых преобладают известняки и доломиты приливно-отливного генезиса. Собственно карбонатная подформация (градации 2–5) в пределах Печорской плиты нигде, кроме Ижма-Печорской впадины, не образует протяженных зон, разделяющих области развития терригенно-сульфатно-карбонатной и глинисто-карбонатной подформаций. Она прослежена в виде отдельных фрагментарных участков на Печоро-Кожвинском и Колвинском мегавалах, на гряде Чернышева и на вале Гамбурцева. Многочисленные обнажения рифовых массивов, являющихся фрагментами карбонатной подформации, описаны на Западном Урале по рекам Кожим, Илыч, Щугор, Б. Надота и другим /11; 35; 85; 96; 108; 109; 163; 165/. Фрагментарность выходов подформации на Урале и на валах Печорской плиты обусловлена тектонической раздробленностью нижнепермских отложений. Глинисто-карбонатная подформация (градации 6–9) развита на большей части Печорской плиты, включая Печоро-Колвинский авлакоген, Хорейверскую впадину, Малоземельско-Колгуевскую моноклираль и Предуральский прогиб, а также

восточнее зоны рифовых образований на Западном Урале по рекам Кожим, Щугор, Илыч и в верховьях Печоры. Мощность ассельско-сакмарских отложений Тимано-Печорской плиты изменяется от 30 м, до 250–300 м. Максимальные ее значения характерны для отложений карбонатной подформации градаций 4 и 5, разрезы которых содержат рифовые массивы. Минимальные мощности наблюдаются в разрезах градаций 7–9 карбонатно-глинистой подформации. На Западном Урале мощности разрезов, содержащих рифовые массивы (градации 2–5) составляют 300–500 м. Сочленение ассельско-сакмарской карбонатной формации Печорской плиты и Предуральского прогиба с группой карбонатно-глинистых формаций Урала проходит по зоне надвиговых нарушений на большей своей части, совпадающей с Осевым Уральским надвигом /15/. Входящие в этот комплекс карбонатно-глинистая и карбонатно-кремнисто-глинистая формации выходят на поверхность на Полярном Урале и Пай-Хое, в обнажениях по рекам Кара, Путью и на озере Осоевой /11/. На восточном склоне Урала нижнепермские отложения отсутствуют. На Печорской плите выделяется серия разрывных дислокаций, разбивающая карбонатную формацию на блоки. Блоковое строение установлено на основании фактов смещения границ подформаций и случаев “выпадения” отдельных градаций из латеральных последовательностей. Наиболее хорошо такие нарушения картируются на Печоро-Кожвинском и Колвинском мегавалах, в Варандей-Адзвинской зоне, в Предуральском прогибе. На Тиманском кряже ассельско-сакмарские отложения выходят на дневную поверхность, разбиты сетью многочисленных нарушений и смяты в крупные вытянутые складки, ориентированные вдоль Тиманского кряжа. В Ижма-Печорской впадине карбонатная формация залегает на глубинах от 0 м, до 1500 м. Отдельные структуры, осложняющие ее залегание, имеют амплитуду 50–100 м, и изометричную форму. Типы резервуаров – слоистые, связанные с карбонатами приливно-отливного генезиса ($K_{эф} < 0,30$). В Печоро-Колвинском авлакогене верхние слои сакмарских отложений залегают на глубинах: от 800 м, (на валах) до 3000 м, (во впадинах). Структуры имеют вытянутую форму и ориентированы вдоль оси авлакогена. Амплитуда отдельных структур составляет 150–200 м. Большинство месторождений нефти связано со структурными ловушками в резервуарах рифового типа ($K_{эф} =$ от 0,3 до 0,45). Ассельско-сакмарские карбонаты разбиты разрывными нарушениями различных типов – сбросами, сдвигами, взбросо-надвигами. Наибольшее количество нарушений проходит по западному борту авлакогена, вдоль Печоро-Кожвинского мегавала и Шапкина-Юрьяхинского вала, меньше нарушений наблюдается вдоль Колвинского мегавала и Лайского вала. В Хорейверской впадине карбонатная формация залегает на глубинах 2200–2600 м. Амплитуда структур достигает значений от 50 м, до 100 м. Форма большинства структур изометричная. Линейные структуры характерны для краевых частей впадин. Разрывные нарушения немногочисленны. Большая часть месторождений связана с резервуарами рифового типа. В Варандей-Адзвинской зоне ассельско-сакмарские карбонаты залегают на глубинах от 1000 м, до 2500 м. Структуры имеют удлиненную форму и вытянуты вдоль валов, сформированных серией взбросо-надвигов. Амплитуда структур – 100–150 м. Карбонатная формация нарушена серией надвиговых дислокаций, основная часть которых приурочена к валам и частично прослеживается во впадины. На гряде Чернышева ассельско-сакмарские отложения выходят на поверхность и залегают в аллохтонах серии надвигов, разбиты мелкими разрывными нарушениями и смяты в линейные складки. В Предуральском прогибе кровля формации установлена на глубинах 1–7 км. Залегание карбонатной толщи осложнено системами разрывных нарушений, среди которых преобладают взбросо-надвиговые дислокации, ориентированные субпараллельно бортам прогиба. Амплитуда линейных структур достигает сотен метров. Ловушки У В-структурные, комбинированные, тектонически экранированные в резервуарах рифового типа и в слоистых карбонатно-глинистых отложениях. На Урале ассельско-сакмарские отложения выходят на поверхность в аллохтонах крупных надвиговых структур и смяты в линейные складки, ориентированные субпараллельно общему простиранию Уральских структур, с севера на юг. Таким образом, анализ распространения ассельско-сакмарских формаций, позволил определить строение формаций и формационных комплексов, оценить степень нарушенности внутренней структуры осадочных тел, выделить резервуары У В разных типов и выделить перспективные участки для поисков залежей нефти и газа в зонах сочленения Тимано-Печорской плиты и складчатой системы Урала. Картирование по технологии С Е М выявило чрезвычайно сложные условия залегания ассельско-сакмарских отложений. Установлено, что амплитуда перемещений блоков ассельско-сакмарских отложений по разрывным нарушениям значительно больше, чем предполагалось ранее. Выявлены системы разломов, которые из-за пологих углов наклона сместителей, прерывистости и развития нарушений по пластам и пачкам глинистых пород не фиксируются в сейсмической записи.

При разработке моделей внутренней структуры природных резервуаров, продуктивных пластов и их параметров и на поисковом, и на разведочном, и на эксплуатационном этапах обязательно проводится предварительное картирование по данным бурения до начала интерпретации материалов детальной сейморазведки. Предварительное картирование строения карбонатных комплексов и их параметров необходимо для определения направлений сейсмических профилей относительно простирания зон-индексов, для обеспечения точной привязки отражающих поверхностей к литологическим и стратиграфическим границам и, таким образом, для повышения точности интерпретации геофизических данных.

Картирование осуществляется в два этапа. **Первый этап** включает составление карт средних масштабов, в зависимости от сложности геологического строения продуктивного комплекса 1 : 500 000 или 1 : 200 000. Фактическим материалом для построения карт этих масштабов служат разрезы скважин, расположенных в пределах листа, обычно первые десяткисотни скважин. Они обработаны в соответствии с вышеизложенными технологиями первого и второго блоков. Эти разрезы должны быть «привязаны» к стандартной и типовой модели (рис. 69 и 70) и сопровождаться таблицей всех необходимых расчетных параметров. При составлении среднемасштабных карт, в отличие от мелкомасштабных, при интерполяции структурных и емкостных параметров картируемого объекта обязательно учитывается график изменения ширины зон-индексов (см. рис. 50).

Второй этап включает работы по составлению крупномасштабных карт (м-б 1 : 50 000 и 1 : 100 000) на основе данных о строении резервуара в разрезах скважин, пробуренных на объекте исследования и на соседних территориях.

В качестве основы при картировании используются среднемасштабные карты и данные поисковых или разведочных скважин, в которых определены индексы градаций и положение разрезов относительно границ зон на стандартной модели.

В отличие от работ первого этапа задачи картирования сводятся к правильной схеме экстраполяции параметров резервуара. Обязательно используются разномасштабные стандартные модели (см. рис. 48, 52, 55, 57, 58, 61), типовая модель карбонатного комплекса и графики изменения ширины зон-индексов (см. рис. 50).

При картировании по методике С Е М на первом и на втором этапах соблюдаются четыре правила:

- границы зон-индексов в пределах области развития карбонатных отложений не должны образовывать замкнутых контуров, так как картируются части (градации) одного единого тела – карбонатной формации (рис. 71 А);

- последовательность зон-индексов на карте должна строго соответствовать последовательности на модели, за исключением участков нарушения залегания тектоническими дислокациями;

- ширина картируемых зон в направлениях, соответствующих поперечным сечениям формации (вкрест простирания зон-индексов) должна строго соответствовать стандартной ширине, изображенной на графиках (см. рис. 50, 71 Б);

- индексы разрезов скважин и положение их относительно границ зоны, например, зона-индекс 5 (середина) или зона-индекс 5, (1 / 3 от границы 5 / 5а) не должны противоречить построениям (рис. 71 А, Б, В).

Интерполяция и экстраполяция между скважинами производится в направлениях возрастания или убывания номеров зон-индексов в соответствии с их стандартными последовательностями и шириной (см. рис. 71). Изменение последовательности зон наблюдается только на участках развития тектонических нарушений (рис. 72). Резкое увеличение или уменьшение номера зоны-индекса в близлежащих скважинах характерно для направлений, ориентированных вкрест простирания зон на участках, имеющих прямолинейную ориентировку. В этом случае ширина зоны-индекса соответствует стандартной (см. рис. 71 А, Б). При медленном возрастании (или убывании) номеров зон-индексов, что характерно для косоориентированных направлений и для участков искривления зон в плане, ширина зон существенно отличается от стандартной (см. рис. 71 В). Поэтому первой операцией при картировании является определение направлений простирания зон-индексов, как это изображено на рис. 73 А. После определения направлений, с учетом стандартных последовательностей зон и их ширины и при соблюдении вышеперечисленных принципов производится картирование зон (см. рис. 73 Б).

При картировании карбонатных отложений основные трудности возникают на границах типов разрезов 6 и 7, где происходят резкие изменения толщины формации и расширение зон (106. С. 23–29). На участках аномального увеличения ширины зоны появляются новые карбонатные образования: отложения карбонатных подводных конусов выноса. Ширина зоны развития этих образований определяется по графику в зависимости от толщины разрезов типа б (графики II, III, IV на рис. 50) (106. С. 23–29). Закономерности изменения ширины зон одиночных рифов, развитых среди отложений градаций 6 и 7, сложнее, чем закономерности изменения барьерной рифовой системы, поэтому картирование их внутреннего строения осуществляется на основании диагностики разрезов, вскрытых скважинами, с использованием седиментационно-емкостной модели (см. рис. 55). Ширина зоны определяется путем интерполяции между скважинами.

В качестве примеров построения среднемасштабных карт ниже приводится описание методики картирования ассельско-сакмарского и верхнефранского карбонатных природных резервуаров севера Тимано-Печорской провинции.

На рис. 74 приведена карта строения ассельско-сакмарской карбонатной формации, охватывающая север Колвинского мегавала и прилегающие части Хорейверской впадины. Для выявления особенностей строения нижнепермских карбонатных отложений были проанализированы данные бурения более 230 поисковых и разведочных скважин. Ассельско-сакмарский карбонатный комплекс рассматривается в объеме ассельского яруса (холодноложский и шиханский горизонты) и сакмарского яруса (тастубский и стерлитамакский горизонты), перекрывается глинисто-карбонатными и карбонатно-глинистыми отложениями

артинского яруса и подстилается разновозрастными карбонатными каменноугольными отложениями.

В пределах севера Колвинского мегавала в ассельско-сакмарских отложениях известно несколько месторождений: Хыльчуйское, Южно-Хыльчуйское, Ярейское, Сарутаюское, Северо-Харьягинское и др. Густой сетью поисковых и разведочных скважин здесь вскрыты разрезы мелководных нижнепермских отложений, содержащих рифовые тела. На прилегающей территории Хорейверской впадины карбонатная формация охарактеризована единичными скважинами и, по мнению большинства исследователей [75; 81; 85], является областью развития относительно глубоководных отложений. Исследования по технологии СЕМ позволили уточнить стратиграфическое положение элементов нижнепермского карбонатного комплекса, детализировать его строение, выделить наиболее перспективные зоны развития пород-коллекторов. На изученной территории были закартированы зоны-индексы 4, 5 а, 5, 6, 7, 8, 9, отразившие морфологию, внутреннюю структуру и емкостные свойства карбонатных тел.

Зоны-индексы (градации) 6–7, 8–9 развиты по западному и восточному склонам Колвинского мегавала и в Хорейверской впадине. Преобладающими в них являются шламмы и глинистые известняки склона бассейна. Содержание их в градациях 6–9 составляет 70–80 %. Детритовые и пелитоморфные известняки открытого шельфа слагают 20 % разреза. В 6-й градации 10% приходится на рифовые шлейфы, полностью отсутствующие в градациях 7, 8, 9. Разрезы зон-индексов 6, 7, 8, 9 характеризуются высокими коэффициентами глинистости, изменяющимися, соответственно, от 0,20 до 0,53 и низкими коэффициентами эффективных толщин, составляющими 0,10–0,05 и менее 0,05. Мощности карбонатных отложений изменяются от 100 м до 25 м.

Зоны-индексы (градации) 4, 5 а, 5 развиты в центральной части Колвинского мегавала и вдоль Северо-Чернореченской антиклинальной зоны. Отличительной чертой этих зон является присутствие в разрезах градаций карбонатных отложений рифовой группы. В градации 5 содержание рифовых отложений изменяется от 62 % до 10 %, коэффициент глинистости изменяется от 0,14 до 0,20, коэффициент эффективных толщин – от 0,45 до 0,10. Градации 4 и 5 а характеризуются преобладанием в разрезах рифовых отложений, составляющих, соответственно, 43–52 % и 52–62 %. Коэффициент глинистости равен 0,08–0,14, а коэффициент эффективной толщины – 0,35. Основной интервал распространения рифовых пород – средний, верхнеассельский и нижнесакмарский подъярусы. На территории Колвинского мегавала и в Хорейверской впадине преобладают меридиональная и субмеридиональная ориентировка зон-индексов. Ширина зон развития рифовых построек (4, 5 а, 5) в среднем составляет 12 км и соответствует удвоенной стандартной ширине этих зон-индексов. Ширина области развития 6, 7, 8, и 9 градаций в результате многократного сдвояния зон-индексов и сложной их конфигурации в плане достигает 20 км. По конфигурации границ зон в пределах мегавала выделяются 3 крупных участка. Северный (Хыльчуйское и Южно-Хыльчуйское месторождения) характеризуется сильно изрезанными границами и нарушением последовательности и ширины зон-индексов, что свидетельствует о наличии разнонаправленных дизъюнктивных дислокаций, наиболее крупные из которых показаны на карте. В пределах центрального участка, где находится Ярейское месторождение, сохраняется седиментационная внутренняя структура формации, ширина зон-индексов, отсутствует нарушение в их последовательности. Исключение составляет небольшой участок в пределах Восточно-Ярейской площади, примыкающий к Восточно-Колвинскому региональному разлому, где наблюдается резкое уменьшение ширины зон-индексов 6 и 7. Южный участок включает в себя группу Сарутаюских поднятий (площадь Средне-Сарутаюская, Сарутаюская, Верхне-Шапкинская) и север Харьковской структуры (площади Хановейская и Северо-Харьягинская). На Сарутаюском участке простирание зон приобретает северо-восточное направление, и морфология зон подчиняется крупному нарушению северо-восточной ориентировки. Границы зон смещаются, их последовательность отличается от стандартной. В пределах Северо-Чернореченского антиклинального поднятия, осложняющего север Хорейверской впадины, ориентировка зон-индексов 4, 5, 5 а совпадает с ориентировкой разрывных нарушений по бортам поднятия. Эти нарушения проявляются в виде смещений границ зон.

Еще одним примером среднемасштабной карты может служить карта строения франской карбонатной формации Хорейверской впадины (рис. 75). Франский карбонатный комплекс рассматривается в объеме среднефранского подъяруса (саргаевский и доманиковский горизонты) и верхнефранского подъяруса (сирачойский, евлановский и ливенский горизонты).

На карте строения франского карбонатного комплекса Хорейверской впадины показано распределение зон-индексов на площади. Отклонения ширины и последовательности зон-индексов (градаций) от модельных позволили выявить нарушенность первичного залегания формации. В основу картирования положены результаты изучения: данных бурения более чем 100 скважин и сейсморазведки (70 профилей), на основании которых устанавливались градации стандартной модели карбонатной формации и уточнялись границы зон-индексов, выделялись разрывные нарушения и производилось их картирование. На рис. 75 градации объединены в 4 группы по значениям коэффициентов эффективных толщин.

Зоны-индексы 6–7 и 8–9 выделяются южнее Центрально-Хорейверского поднятия. Разрезы этих зон характеризуются преобладанием отложений склона бассейна (до 76 %). Здесь наблюдаются наиболее высокие содержания глинистых карбонатов: коэффициент глинистости

(K_r) увеличивается от 0,3 в 6 градации до 0,6 в градации 9. Коэффициенты эффективной толщины ($K_{эф}$) низкие и не превышают значений 0,05, маломощные пласты пород-коллекторов представлены обломочными и детритовыми известняками передовых рифовых шлейфов. Карбонатно-глинистые отложения 6–7 и 8–9 градаций имеют минимальную толщину. Она уменьшается от 298 м в разрезах 6-ой до 49 м 9-ой зоны. Зоны-индексы 2, 3, 4, 5, 5 а занимают центральную часть карты (пл. Оленья, В. Колвинская, Сихорейская и другие). Для них характерно широкое развитие отложений рифовой группы (от 34 до 58 %). Наиболее высокое содержание рифовых отложений наблюдается в 4 и 5 а градациях. Для разрезов зон 2 и 3 характерно широкое развитие отложений тыловых шлейфов, а 5-ой – передовых шлейфов и склона бассейна.

Градации 2–5 а характеризуются самым низким K_r – 0,10–0,15. В разрезах рифового склона (зона-индекс 5) K_r увеличивается до 0,20. Карбонатные отложения имеют максимальные значения мощности – 408–496 м, которые возрастают от 2-ой к 5 а градации и уменьшаются до 440 м в зоне рифового склона (зона-индекс 5). При переходе от градации 5 к разрезу склона бассейна наблюдается самый большой градиент изменения мощности комплекса – от 440 м до 298 м. В карбонатной формации Хорейверской впадины выделяются 5 крупных этапов формирования барьерной рифовой системы. Два первых соответствуют по возрасту сирачойскому горизонту верхнефранского подъяруса, три последних – евлановскому и ливенскому горизонту. Рифовые массивы, соответствующие каждому этапу, смещены относительно друг друга в сторону центральных частей бассейна. В градации 2 развиты сирачойские рифовые массивы, в 3-ей – сирачойские и евлановские, в 4-ой градации – евлановские и ливенские, в градациях 5 а и 5 – ливенские. Разрезы зон-индексов 2–5 характеризуются наиболее высокими значениями $K_{эф}$ (до 0,40) благодаря широкому развитию отложений рифовой группы, среди которых обломочные карбонаты тыловых рифовых шлейфов имеют наилучшие емкостные и фильтрационные параметры.

Зона-индекс 1 а расположена севернее 2-ой. В разрезах градации 1 а развиты преимущественно отложения открытого шельфа (40 %), закрытого шельфа (23 %) и прибрежно-морские (31 %). Отложения рифовой группы (обломочные карбонаты тыловых шлейфов) составляют лишь 6 %. 1 а градация отличается от разрезов 2–5 а зон более высокими значениями K_r (0,20) и меньшей мощностью (до 340 м). Основными коллекторами здесь являются отложения закрытого шельфа (комковатые, водорослевые и обломочные карбонаты). $K_{эф}$ разрезов не превышает значений 0,10–0,15.

Зоны-индексы 1 б и 1 в прослежены в северной и северо-западной частях листа карты. Разрезы этих зон характеризуются отсутствием отложений рифовой группы и преобладанием детритовых и глинистых известняков открытого шельфа, комковатых и пелитоморфных известняков и тонкокристаллических доломитов закрытого шельфа и приливно-отливных равнин. K_r в разрезах этой области отличаются высокими значениями (0,40–0,30). Мощность отложений уменьшается до 308 м. $K_{эф}$ – не превышает значений 0,10.

Внутри области развития зон-индексов 6–7 на карте выделяются поля градации 11, сложенной отложениями подводных карбонатных конусов выноса. Разрезы этой градации скважинами не вскрыты. Их местоположение было определено в результате картирования по методике С Е М и уточнены в последствии в результате интерпретации сейсмических данных.

На карте штриховкой показаны межрифовые проливы, пересекающие зоны барьерной рифовой системы и уходящие в область закрытого шельфа. Вдоль этих проливов рифовая система глубоко вдаётся во внутренние области шельфа. С ними отчасти связана сложная конфигурация рифовых зон. Благодаря широкому развитию межрифовых проливов, в отдельных участках территории область развития отложений барьерной рифовой системы значительно расширяется, например, к северу от Центрально-Хорейверского поднятия.

Разрезы отложений межрифовых проливов отличаются от разрезов рифовой системы (градации 3–5) меньшей мощностью и преимущественным развитием в них глинисто-карбонатных отложений глубокого шельфа и склона. В верхней части разреза присутствуют отложения закрытого шельфа, приливно-отливные и рифовые. В разрезах осевых частей межрифовых проливов развиты глинистые толщи заполнения.

Залегание верхнефранской карбонатной формации нарушено в ряде мест разрывами. Система небольших дислокаций северо-восточного простирания прослежена вдоль южного склона Центрально-Хорейверского поднятия и к северу от Северо-Хоседаюской структуры. Присутствие разрывных нарушений здесь было установлено по резкому сокращению ширины зон-индексов 5 и 5 а и выпадению 5-ой градации из общей последовательности на отдельных участках, кроме того, на основании линейной формы зон-индексов 5 и 5 а, противоречащей общим закономерностям изменчивости формы этих зон в ненарушенном залегании. Разрывное нарушение сдвигового типа проходящее между площадями Оленья и Варкнавтская в юго-восточном направлении, выявлено структурными построениями /15/ и подтверждено при проведении картирования по методике С Е М.

Таким образом, картирование франского карбонатного комплекса Хорейверской впадины в масштабе 1 : 200 000 позволило выявить местоположение, форму, размеры и строение карбонатных тел различного генезиса, а также тектоническую нарушенность первичного залегания комплекса.

6. – Построение профильных разрезов, отражающих изменение внутренней структуры осадочного тела. Разрезы этого типа являются основой проведения интерпретации

сейсмического материала и построения двумерных пластовых моделей по направлениям сейсмических профилей. Методика построения таких разрезов отличается от общеизвестных только тем, что опирается на стандартные последовательности градаций структуры карбонатных тел и использование графиков зависимости мощности отложений и ширины зон-индексов.

Результатами работ в рамках III блока являются следующие материалы:

1. Стандартная модель с указанием положения разрезов анализируемых скважин.
2. Типовая модель анализируемого комплекса с указанием градаций, вскрытых скважиной, параметров разрезов и их емкостных свойств.
3. Мелкомасштабные карты строения формаций и предварительные карты-схемы строения резервуаров масштабов 1 : 2 500 000 и 1 : 1 000 000 (см. рис. 67 и 68).
4. Средне- и крупномасштабные карты строения природных резервуаров, поисковых или разведочных объектов (см. рис. 73 Б).
5. Профильные разрезы, характеризующие изменение структуры и емкостных характеристик карбонатного резервуара (см. **рис. 76**).

Вышеперечисленные материалы являются основой для проведения интерпретации материалов сейсморазведки, по результатам которой проводится уточнение карты и профильных разрезов, выявляются зоны тектонических нарушений, макротрещиноватости, карстообразования и т.д.

Последовательность работ в рамках технологии седиментационно-емкостного моделирования показана на **рисунках 77 и 78**. Интерпретации геофизических данных и картированию поисковых объектов с учетом данных детальной сейсморазведки посвящены главы 7 и 8 настоящего издания.

ГЛАВА 7. МЕТОДИКА ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИ СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКОМ МОДЕЛИРОВАНИИ

Геофизические методы, используемые в процессе геологоразведочных работ, определяются в соответствии с целевым объектом и его априорной физико-геологической моделью. Понятие «физико-геологическая модель», впервые предложенное и развитое для задачи геологических поисков Г.С. Вахромеевым, введено с целью обоснования комплекса методов при проектировании геофизических работ.

Основой построения физико-геологической модели являются физические свойства объекта исследований и вмещающих пород, имеющиеся данные различных методов геологической и геофизической разведки, а также накопленный опыт применения данных методов в аналогичных геолого-геофизических условиях.

Методологический смысл понятия «физико-геологическая модель» не ограничивается изучением возможностей геофизических методов и выбором их комплекса. Физико-геологическая модель служит основой для математического моделирования, на базе которого рассчитываются оптимальные сети геофизических съемок, определяется необходимая и достаточная точность наблюдений, строятся синтетические модели полей, решаются вопросы сравнительной эффективности отдельных методов, проводится комплексная интерпретация с взаимным учетом результатов работ, выполненных разными методами /127/.

В описываемой технологии при интерпретации данных геофизических методов роль «физико-геологической модели» выполняют седиментационно-емкостные модели ряда генетических подразделений (от формации до генетической подгруппы). Модели являются геологической основой совместной интерпретации данных, полученных с помощью различных по масштабу изучения геологических тел методов. Закономерности, заложенные в модели, определяют связь между структурой и размерами зерен, тонких пластов и формаций, изучаемых, соответственно, в шлифах, методами промысловой геофизики, сейсмической разведкой.

Геолого-геофизические работы, направленные на решение задач нефтегазовой геологии, предполагают определенную последовательность чередований стадий исследования. Включенный в технологию ряд седиментационных моделей геологических тел различных иерархических уровней позволяет по единым законам формировать «физико-геологическую модель» для каждой стадии работ.

Согласно документам, регламентирующим организацию и производство геологоразведочных работ, региональные геолого-геофизические исследования предусматривают изучение основных закономерностей геологического строения слабо исследованных осадочных бассейнов и отдельных литолого-стратиграфических комплексов, оценку перспектив нефтегазоносности крупных территорий и определение первоочередных районов для постановки поисковых работ на нефть и газ.

Цель региональных исследований, применительно к изучению карбонатных отложений, – создание схемы бассейна карбонатакопления, определение глобальных циклов седиментации карбонатных формаций, картирование границ зон развития отложений шельфа, барьерных рифов, континентального склона.

На данном этапе решаются задачи картирования поверхности фундамента, выделения и трассирования крупных тектонических нарушений, изучаются геологические тела, мощность и линейные размеры которых измеряются сотнями и тысячами метров, а границы характеризуются значительной контрастностью физических свойств. Это позволяет, наряду с основным методом поисков и разведки месторождений нефти и газа, – сейсмической разведкой, использовать другие геофизические методы, как наземные, так и дистанционные.

Аэрогеофизические методы (гравиметрия, магнитометрия, гаммаспектрометрия, углеводородная съемка), масштаба 1 : 200 000 на этапе региональных работ позволяют получить информацию об изменении мощности осадочного чехла, об пространственном положении разломов и основных тектонических элементов.

При этом комплексная интерпретация материалов исследований с помощью различных геофизических методов может проводиться на уровне наблюдаемых полей путем увязки их линиаметов и характерной зональности со схемой строения карбонатной формации. Схема составляется по результатам седиментационно-емкостного моделирования масштаба 1 : 500 000 на основе имеющихся глубоких скважин и сети региональных профилей М О Г Т.

На поисковом этапе исследуются районы с установленной или возможной нефтегазоносностью, где по результатам предшествующих работ предполагается наличие ловушек того или иного типа, т. е. имеется прогноз местоположения, глубины залегания (стратиграфического интервала) и типа ловушки. Геологическими задачами данного этапа являются выявление и подготовка к поисковому бурению конкретных ловушек, оценка их прогнозных ресурсов.

Объектами поисков нефти и газа в карбонатных отложениях являются ловушки, связанные с высокочемкими пористыми коллекторами биогермных построек, со структурами облекания обломочных карбонатов над рифами, с тектонически экранированными зонами

трещиноватости в слоистых глинистых карбонатах, а также различные сочетания указанных ловушек.

На данном этапе может быть эффективным использование не автономной, «пометодной», интерпретации геофизических данных, а комплексирование на уровне корреляционных связей между гравиметрическим и электроразведочным полями и структурными построениями по данным сейморазведки. Примерами такого комплексирования геофизических методов являются способ согласованной модели и методика построения сейсмоэлектрических временных разрезов (С Э В Р) /50/.

На разведочном этапе детализируется строение выявленных залежей углеводородов, уточняются локальные особенности распространения продуктивных отложений и изменчивости их литолого-физических свойств, проводится оценка запасов.

На данной стадии работ в карбонатных отложениях изучаются емкостные характеристики и пространственное положение пластов-коллекторов, а также экранирующие свойства покрышек. При этом основным методом исследований является глубокое бурение, а геофизика используется, главным образом, для исследования скважин и околоскважинного пространства. Однако современный уровень сейсмической разведки позволяет применять ее в комплексе со скважинными исследованиями для решения ряда геологических задач, главная из которых – выяснение особенностей поведения отражающего горизонта в межскважинном пространстве, а именно, изменение глубины залегания границ, их эффективных мощностей, уточнение местоположения латерального экрана или другой ограничивающей залежь поверхности. Достоверность решения перечисленных задач возрастает с повышением плотности сети наблюдений и увеличения соотношения сигнал/помеха. Именно в этих условиях целесообразно применение сейморазведки 3 D, позволяющей за счет увеличения количества получаемой информации, ее объемного представления увеличить надежность и детальность представлений о строении среды /77/.

Создание геологических моделей природных резервуаров требует анализа, обобщения и использования всей геолого-геофизической информации, имеющейся на исследуемой и сопредельных территориях. При этом основным геофизическим методом поисков и разведки месторождений нефти и газа является сейморазведка.

В настоящее время продолжают разрабатываться и совершенствоваться специальные аппаратно-программные комплексы, позволяющие на единой информационной базе проводить интерпретацию разнородных геологических, промысловых и сейсмических 2 D- и 3 D-данных. Из наиболее широко используемых отечественных можно отметить разработанные в центральной геофизической экспедиции (Ц Г Э) комплексы «ГЕММА», «ИНПРЕС», «DV-1», во ВНИИГ геофизике «СФИ», «Компак-Геокомпас», в ОАО «ПАНГЕЯ» – одноименный комплекс. В каждом из этих комплексов заложены возможности интерпретации ГИС, привязки данных бурения к волновому полю, сейсмическое моделирование, формирование геологических моделей, различные трансформации сейсмических данных с целью повышения их информативности.

К средствам повышения информативности сейсмических данных относится и методика частотно-временных зависимостей (Ч В З). Методика Ч В З основана на эффекте смещения по времени положения энергетического максимума экстремумов отраженных волн при различной частотной фильтрации сейсмических трасс /30/.

На **рисунке 79** на примере результатов моделирования низкоскоростного клина демонстрируются отличительные особенности методики Ч В З.

Синтезированное с использованием нуль-фазового импульса Риккера отражение от границы при $V_1 > V_3$ (рис. 79 а) имеет основной экстремум ($O_{1/0}$) в отрицательной полярности и два боковых экстремума в положительной полярности: первый – опережающий ($O_{1/+}$) и второй – запаздывающий ($O_{1/-}$).

При Ч В З-преобразовании положение экстремумов квазигармонических частотных составляющих сейсмических трасс кодируется в цветовой гамме от черного цвета (низкая частота) до зеленого цвета (высокая частота). Поскольку импульс нуль-фазовый, его центральный экстремум при изменении полосы фильтрации не имеет сдвигов по времени и отображается на трассе кодированных гармоник (Т К Г) (рис. 79 б) в виде отрезка зеленого цвета по длине равного нормированному значению амплитуды экстремума при наиболее высокочастотной фильтрации ($P_{1/0}$). Смещение полосы фильтрации в область высоких частот приводит к сокращению периода колебаний, и боковые экстремумы импульса смещаются к его основному максимуму. На трассе К Г боковые экстремумы отображаются в виде ритмов, изменение цвета, в пределах которых указывает на направление смещения экстремумов при повышении частоты фильтрации трассы. Так, экстремум $O_{1/+}$ на трассе К Г отображается в виде ритма ($P_{1/+}$), цвет в пределах которого изменяется от черного к зеленому вниз по разрезу (к основному экстремуму), а экстремум $O_{1/-}$ отображается в виде ритма ($P_{1/-}$) в обратной цветовой гамме, также характеризующей направление к основному экстремуму.

На трассе К Г (рис. 79 б) выше $P_{1/+}$ и ниже $P_{1/-}$ проявляются третий и четвертый боковые экстремумы. Из-за незначительной амплитуды они слабо выражены, но их цветовая гамма различима и указывает на направление к основному экстремуму.

Последовательность трасс модельного сейсмического разреза (рис. 79 г) отображает изменение временной мощности (от 0 до 48 м/с) между двумя границами пластовой модели

низкоскоростного клина (рис. 79 в). Граница 1 (G_1) разделяет среды со скоростями V_1 и V_2 ($V_1 > V_2$), граница 2 (G_2) разделяет среды со скоростями V_2 и V_3 ($V_2 < V_3$), при этом $V_1 > V_3$.

Данная модель задавалась с целью демонстрации допустимости (при определенных сейсмогеологических условиях) проведения корреляции сейсмических горизонтов с переходом с отрицательной полярности на положительную. И если при стандартном отображении сейсмических трасс подобная корреляция возможна только при достоверном знании геологической модели, то на разрезе кодированных гармоник корреляция положения основного экстремума как линии схождения высокочастотных компонент экстремумов отраженного импульса вполне очевидна.

Разрезы Ч В 3 отображают сейсмические трассы в виде совокупностей цветокодированных частотных компонент. Данные совокупности ввиду своей множественности, по сравнению с трассами переменной амплитуды (стандартная визуализация), более чутко «реагируют» на изменения волнового поля. Так, на трассах кодированных гармоник №№ 4–7 ритм $P_{1/0}$ приобретает слабовыраженную направленность, обусловленную интерференционным влиянием на него опережающего экстремума импульса отраженного от границы 2. Подобные эффекты на трассах переменной амплитуды неразличимы.

Резюмируя вышеизложенное, можно подчеркнуть, что разрезы Ч В 3 представляют собой один из видов трансформации сейсмических волновых полей. Сейсмические трассы на них преобразуются в последовательность цветокодированных выборок значений амплитуд экстремумов разночастотных гармонических составляющих колебаний. Особенностью интерпретации разрезов Ч В 3 являются дополнительные возможности выделения, корреляции и идентификации отражающих границ, а также анализа структуры волнового поля.

Использование данных сейсмической разведки при седиментационно-емкостном моделировании имеет две основные задачи: создание привязанного к разрезам имеющихся скважин пространственного каркаса акустически контрастно выраженных геологических поверхностей, а также выделение и картирование аномалий сейсмического волнового поля, отражающих структуру и иные особенности строения геологических тел карбонатного комплекса.

12. Стратиграфическая привязка опорных отражающих горизонтов

Степень детальности и достоверности привязки сейсмического волнового поля к геологическому разрезу скважин определяется полнотой геофизических исследований, выполненным на этих скважинах. Наиболее однозначно задача привязки отражающих горизонтов к стратиграфическим и литологическим границам решается методом вертикального сейсмического профилирования (В С П) в комплексе с моделированием сейсмических трасс по данным акустического каротажа.

При отсутствии на площади исследований скважин с В С П, широко используется привязка сейсмических горизонтов только на основе одномерного моделирования сейсмических трасс по данным А К. Практически все программно-аппаратурные комплексы интерпретации сейсмических данных и бурения имеют в своем составе блоки стратиграфической привязки на данной основе.

В условиях, когда на исследуемой площади отсутствуют скважины глубокого бурения, стратификация отражающих горизонтов проводится путем межпрофильной корреляции осей синфазности с сопредельных площадей, где данные горизонты стратифицированы. При значительной удаленности площади исследований от разбуренных территорий возможны ошибки в корреляции горизонтов и, соответственно, в их стратификации.

В качестве примера решения описываемой задачи на площади, не изученной глубоким бурением, приводятся результаты стратиграфической привязки основных отражающих горизонтов, полученные при картировании строения верхнедевонских карбонатных отложений на Южно-Болотной площади Ижма-Печорской впадины с использованием седиментационно-емкостного моделирования (С Е М).

Ранее на данной площади стратиграфическая привязка отражающих горизонтов была выполнена по результатам исследований сейсмопартий 10692 и 10694. Согласно этой привязке, отражающий горизонт II–III приурочен к границе верхнего девона и нижнего карбона; горизонт III f_{m1} – к подошве нижнефаменских отложений верхнего девона; горизонт III f_2 связывается с подошвой сирачойских отложений верхнефранского подъяруса; горизонт III f_{1-2} отождествляется с толщей доманиковых отложений; горизонт III f_1 приурочен к отложениям нижнефранского подъяруса верхнего девона.

Подтверждение и уточнение данной привязки было выполнено путем моделирования сейсмических трасс на основе данных акустического каротажа скважины Восточно-Щельяурская в их сопоставлении с волновым полем Южно-Болотной площади.

В качестве основы для сейсмического моделирования скважина Восточно-Щельяюрская выбрана по типовой седиментационно-емкостной модели карбонатной формации района исследований. Типовая модель была составлена по результатам интерпретации скважин сопредельных площадей (Усть-Цильминская, Низевая, Щельяюрская, Макарьельская, Пычская, Ижемская). Согласно данной модели, прогнозируемый на Южно-Болотной площади разрез девонских отложений наиболее сходен по строению с разрезом вскрытым в скважине Восточно-Щельяюрская.

На **рисунке 80** демонстрируется привязка геологического разреза центральной части Южно-Болотной площади к сейсмическому волновому полю, выполненная в следующем порядке:

1. Оцифровка девонского интервала кривой А К скважины Восточно-Щельяюрская (а) и расчет на ее основе скоростной пластовой модели (б).

2. Пересчет кривой А К и тонкослоистой скоростной модели во временной масштаб (в) согласно скоростной зависимости, определенной по толстослоистой скоростной модели; расчет трассы коэффициентов отражения.

3. Получение модельной трассы путем свертки трассы коэффициентов отражения с нульфазовым импульсом Риккера (д) средней частотой 32 Гц.

4. Приведение модельной трассы (е) в соответствие с фрагментом временного разреза М О Г Т (ж) путем корректировки параметров тонкослоистой скоростной модели (г).

5. Ч В З-преобразование модельной трассы и фрагмента временного разреза М О Г Т в разрезе Ч В З (**рис. 81**) с целью контроля фазовых характеристик экстремумов колебаний.

По результатам сейсмического моделирования, анализа мощностей девонских отложений различного возраста, динамической выраженности и прослеживаемости по площади связанных с ними отражений было констатировано:

1. Сейсмическое моделирование показало хорошее сходение синтезированной трассы с фрагментом разреза М О Г Т, что свидетельствует о правильности расчета пластовой модели.

2. Граница карбонатных отложений нижнего карбона с глинисто-карбонатными отложениями фаменского яруса верхнего девона характеризуется понижением акустической скорости и в сейсмическом поле, приведенном к нульфазовой форме сигналов, отображается на времени 1.090 с в виде интенсивного импульса с отрицательным основным экстремумом (горизонт III) и явно выраженными боковыми положительными экстремумами. На рисунке 80 на трассах К Г видно, что данная граница формирует колебание из пяти экстремумов.

3. Следующий устойчиво прослеживаемый по площади горизонт (fm_1) приурочен к границе фаменского и франского ярусов. Он связывается с относительно низкоскоростным пластом в верхней части франского яруса и отождествляется с отрицательным экстремумом трехфазного колебания на времени 1.155 с.

4. К резкой границе глинисто-карбонатных отложений сирачойского горизонта с высокоскоростными карбонатами доманикового горизонта связано динамически выраженное отражение на времени 1.205 с. Горизонт f_2 прослеживается на разрезах М О Г Т по интенсивному положительному полупериоду, соответствующий ему на разрезах Ч В З ритм менее устойчив в отображении и изменяет свои характеристики в пределах площади исследований.

5. Подошва карбонатного саргаевско-доманикового комплекса характеризуется постепенным переходом карбонатных и глинисто-карбонатных отложений в преимущественно терригенные песчано-глинистые отложения тиманского горизонта и нижнего ордовика. С ней связывается отрицательная фаза на времени 1.280 с (горизонт f_1) сложного интерференционного колебания.

6. В средней части доманикового интервала и на модельной трассе, и на сопоставляемом с ней фрагменте временного разреза на времени 1.245 с выделяется отражение, связываемое с относительно низкоскоростной пачкой глинисто-карбонатных пород.

Расхождения результатов привязки сейсмических горизонтов по моделированию с ранее выполненной привязкой связаны с недоучетом данных о мощности фаменских отложений. Мощность фаменского интервала разреза составляет: скважине Ижма 1–156 м, Южная Пыча 5–139 м, Восточный Щельяюр 1–140 м, Макарьель 21–57 м, в скважинах Низевой площади от 47 до 51 м. Наблюдается устойчивая тенденция увеличения мощности фамена от Низевой площади в юго-восточном направлении. Следовательно, на Южно-Болотной площади она не должна быть меньше, чем на Щельяюрской и Пычской площадях и может составить 140 м. При пластовой скорости 4300–4500 м/с это соответствует временному интервалу порядка 60 м/с. Согласно же ранее выполненной стратификации, временной интервал, соответствующий фаменским отложениям, был в два раза меньше и составлял 30 м/с. При этом времена привязки по всем горизонтам нижезалегающей франской части разреза отличались от уточненной стратификации примерно на 50 м/с.

Таким образом, знание соотношения мощностей и распределения скоростей типовой седиментационно-емкостной модели позволило корректно выполнить сейсмическое моделирование и уточнить стратиграфическую привязку опорных отражающих горизонтов на площади, не изученной глубоким бурением. При этом были получены данные об интервальных и средних скоростях.

13. Построение изохронных поверхностей и структурных карт

Существующие интерпретационные пакеты программ и аппаратно-программные комплексы позволяют проводить корреляцию сейсмических горизонтов по профилям 2 D, с увязкой на их пересечениях, и по кубам сейсмических данных 3 D. Волны на временных разрезах отождествляют по совокупности динамических и кинематических признаков, важнейшими из которых являются повторяемость формы записи и устойчивость амплитуд экстремумов. Корреляцию горизонтов, с учетом привязки сейсмического волнового поля к геологическому разрезу, осуществляют по положительным или отрицательным экстремумам, а также по линии перехода амплитудного значения трассы через ноль. В основном, корреляцию проводят в интерактивном режиме, и только для динамически явно выраженных, опорных горизонтов может быть использован автоматический режим.

В карбонатных формациях сейсмические горизонты по латеральной устойчивости формы записи и амплитудных характеристик могут быть разделены на три категории. Регионально устойчивые горизонты (первая категория) уверенно прослеживаются на сотни километров. Они связаны с кровлей и – реже – с подошвой карбонатных комплексов. Локально устойчивые горизонты (вторая категория) прослеживаются внутри карбонатных комплексов на расстояния от 5 до 100 км в зависимости от ориентировки профилей М О Г Т относительно границ седиментационных зон карбонатных отложений. Латерально неустойчивые горизонты (третья категория) прослеживаются на незначительные расстояния, в основном в совокупности групп волн и характеризуют внутрислоистовую неоднородность карбонатного разреза на уровне генетических групп.

Осложнения корреляции сейсмических горизонтов каждой из выделенных категорий, могут быть обусловлены как изменением условий формирования, распространения и регистрации упругих колебаний, так и интерференцией прослеживаемой волны с другими волнами (полезными или помехами).

Резкие латеральные изменения мощностей и акустических свойств отложений как в верхней части разреза (В Ч Р), так и глубокозалегающих, приводят к искривлению осей синфазности, изменению амплитуд, частотных и фазовых характеристик колебаний.

Искажения волнового поля, связанные с недоучетом статических поправок за зону малых скоростей (З М С), устраняются процедурами автоматической коррекции статических поправок за пункты взрыва и пункты приема. Эффективность данных процедур обработки определяется радиусом корреляции погрешностей в вычислениях поправок. Погрешности с радиусом корреляции много меньше базы регистрирующей расстановки сейсмоприемников, называемые высокочастотными искажениями, резко отрицательно сказываются на качестве суммирования по О Г Т, но могут быть полностью устранены в процессе обработки средствами автоматической коррекции статических поправок.

Погрешности с радиусом корреляции, соразмерным с базой регистрирующей расстановки сейсмоприемников, называются среднечастотными искажениями. Неоднородности, с которыми связаны данные искажения, приводят к образованию локальных прогибов осей синфазности, создают эффекты фокусировки или, наоборот, рассеивания фронта падающей волны. В данном случае для корректировки волнового поля требуются как дополнительные программные средства и алгоритмы, так и дополнительная информация обосновывающая их использование.

Низкочастотные искажения, связанные с неоднородностями, протяженность которых в три и более раз превышает регистрирующую расстановку сейсмоприемников, не сказываются на качестве суммирования по О Г Т, и их наличие может быть установлено только на стадии привязки отражающих горизонтов к разрезам скважин и определении значений средних скоростей.

Неопределенность при корреляции сейсмических горизонтов возникает в зонах интерференции регулярных волн. Для этих зон характерны осложнение формы записи на протяженных участках, постепенное схождение и примыкание осей синфазности, чередование областей увеличения и уменьшения амплитуд.

Решение задач корректной корреляции горизонтов, выделения скоростных неоднородностей, оценки их параметров и компенсации искажающего влияния может быть облегчено наличием априорной интерпретационной модели. Использование, в качестве таковой, стандартной (или типовой) седиментационной модели позволяет ранжировать отражающие горизонты, прогнозировать изменение их динамических параметров, связывая их как с изменением акустических характеристик, так и с зонами интерференции.

Реализация методики учета скоростных неоднородностей демонстрируется на примере структурных построений, выполненных в процессе интерпретации сейсмических данных М О Г Т на Турмышской площади с использованием методики седиментационно-емкостного моделирования.

В пределах Турмышской площади имеется сеть структурных скважин, вскрывших отложения верхнего карбона. Эти данные в совокупности с данными М О Г Т были

использованы для учета латеральных изменений скоростей в вышележащей (пермской) части разреза. Построения проводились в следующей последовательности.

По сейсмограмме ВСП скважины Турмышская-1 П на проходящем через данную скважину профиле МОГТ с кровлей отложений верхнего карбона отождествлен сейсмический горизонт C_3 на времени 0.250 сек . Однако из-за слабой динамической выраженности уверенно проследить его по всей площади не удалось. Поэтому построение линии T_0 горизонта C_3 проводилось методом групповой корреляции с использованием в качестве опорного горизонта отражение от кровли башкирского яруса (C_2b). Пикинг горизонта C_3 проводился, в основном, при постоянном интервальном времени между горизонтами C_3 и C_2b , поскольку о региональной выдержанности мощности отложений верхнего и среднего карбона свидетельствует сопоставление разрезов скважин, вскрывших в пределах территории исследований данные отложения.

Используя значения абсолютных отметок кровли верхнего карбона, полученных по результатам структурного бурения и сопоставив их со значениями T_0 на карте изохрон по отражающему горизонту C_3 (рис. 82), в точках положения структурных скважин были определены значения средних скоростей до кровли верхнекаменноугольных отложений $V_{\text{стр. бур}}$. На рисунке 83 демонстрируется определенная зональность изменения значений средних скоростей, а на рисунке 84 виден их значительный разброс относительно зависимости $V = f_{\text{анпр}}(T_0)$. Эта зависимость получена по данным ВСП скважины Турмышская-1 П и результатам аппроксимации по методу наименьших квадратов значений $V_{\text{стр. бур}}$. Все отклонения значений $V_{\text{стр. бур}}$ от зависимости $V = f_{\text{анпр}}(T_0)$ отнесены на счет неоднородности вышележащей части разреза. Для ее учета при структурных построениях как по горизонту C_3 , так и по всем нижележащим горизонтам рассчитано поле корректирующих статических поправок (рис. 84). Корректирующие поправки рассчитывались так, чтобы средние скорости, определенные по значениям абсолютных отметок кровли верхнекаменноугольных отложений и откорректированным временам T_0 , не имели отклонений от зависимости $V = f_{\text{анпр}}(T_0)$. Введение рассчитанного поля корректирующих поправок в поле времен каждого из целевых отражающих горизонтов позволило учесть региональную скоростную неоднородность пермских отложений и при этом не вносить локальных искажений, связанных с влиянием различного рода помех на пикинг горизонта C_3 (рис. 85).

На рисунке 86 представлена карта изохрон по горизонту C_3 с введенным полем корректирующих статических поправок. Данная карта была пересчитана в структурную карту по кровле отложений верхнего карбона с использованием постоянной для всей площади зависимости $H_{\text{абс}} = f(T_0)$, определенной для интервала времен регистрации горизонта C_3 по годографу ВСП скважины Турмышская-1 П.

Структурная карта по кровле башкирских отложений также построена с использованием годографа ВСП по карте изохрон горизонта C_2b с введенным полем корректирующих статических поправок.

На временных разрезах в интервале, соответствующем отложениям нижнего карбона, были выявлены изменения волнового поля с аномальным увеличением времени T_0 . Для уточнения природы аномалий проводилось моделирование с использованием программы Визуального Интерактивного Моделирования Горизонтов (VIM Seis) (разработка ОАО НПО «НАФТАКОМ» и ИЧП «РЕДЕКОП», 1999). Программа предназначена для построения геологических разрезов с учетом преломления сейсмических лучей на границах сред. Глубинные построения по отражающим горизонтам выполняются в интерактивном режиме до совпадения расчетных годографов с реальными годографами средних скоростей, т. е. до совпадения положения синтетического горизонта с наблюдаемой на временном разрезе осью синфазности (рис. 87).

В результате моделирования по разнице значений скоростей в области аномалии и вне ее были выделены два объекта: палеоврез и зоны карстообразования. При этом наличие карстов, их заполнение глинистым материалом приводило к наиболее существенному изменению характеристик отраженных волн, возникновению фона кратных и дифрагированных волн, их интерференции.

Скоростные аномалии привели к искажению времени T_0 отражающих горизонтов C_1t и D_3fm_2 на отдельных участках, в связи с чем структурные карты по кровле турнейских и среднефаменских отложений были построены путем пересчета абсолютных отметок кровли башкирских отложений с постоянными значениями, соответственно, 168 м и 214 м .

На конфигурации нижележащих горизонтов скоростные аномалии не сказались, поэтому структурные карты по кровле франских и среднедевонских отложений были построены с использованием годографа ВСП и соответствующих карт изохрон с введенным полем корректирующих статических поправок.

С переходом на многократные системы наблюдения и развитием вычислительной техники перед сейсморазведкой ставятся задачи не только изучения геометрического строения среды, но также определения физических свойств отдельных пластов, слагающих геологический разрез. Опорными параметрами при прогнозировании литологического состава осадочных толщ принято считать пластовые скорости, пластовые коэффициенты поглощения и особенности формы записи отраженных волн /110/.

В практике обработки и интерпретации реализованы различные методики и технологии преобразования сейсмических трасс в трассы коэффициентов отражения и пересчете этих

коэффициентов в значения акустической жесткости, скорости и другие параметры среды. К ним относятся технология псевдоакустического каротажа (ПАК), методика построения детальной сейсмоакустической модели (ЭСМ), методика детальных литолого-акустических разрезов (ПАРМ), методика эффективных пластовых моделей (ЭПМ) и другие.

Основным принципом построения литолого-акустических разрезов на основе привязки данных ГИС (в основном акустического каротажа) к сейсмической трассе является интерполяция и экстраполяция между скважинами литологических характеристик разреза путем использования данных наземной сейсморазведки.

Применение данного подхода к прогнозированию геологического разреза по сейсмическим данным широко используется и продолжает развиваться. Однако следует отметить, что по мере удаления от скважины степень достоверности расчленения сейсмического волнового поля по пластовым скоростям с детальностью, сопоставимой с детальностью акустического каротажа, убывает.

На **рисунке 88** приведена синтетическая скоростная модель карбонатной формации, полученной путем трансформации стандартной седиментационно-емкостной модели относительно значений пластовых скоростей. Модель задавалась для тонких пластов мощностью 1–30 метров и наглядно отображает внутреннюю структуру объекта.

На полученном по скоростной модели временном сейсмическом разрезе (**рис. 89**) проявляются только крупные, существенно больше длины сейсмической волны, элементы исходной модели. В синтетическом волновом поле составные части барьерной рифовой системы распознаются по совокупности отражений, отличающихся протяженностью и динамической выраженностью.

Таким образом, детальность прогноза внешней и внутренней структуры геологических тел карбонатного комплекса должны соотноситься с вертикальной и латеральной разрешающей способностью сейсмических методов.

ГЛАВА 8. МЕТОДИКА КАРТИРОВАНИЯ СТРУКТУРЫ КАРБОНАТНЫХ РЕЗЕРВУАРОВ И ПРОДУКТИВНЫХ ПЛАСТОВ НА ЛОКАЛЬНЫХ ОБЪЕКТАХ

Карты строения локальных карбонатных объектов составляют на завершающем этапе разработки объемных моделей природных резервуаров (IV блок, см. рис. 77). При составлении карт учитываются результаты работ в первом, втором и третьем блоках технологии седиментационно-емкостного моделирования.

Для составления карт необходимы следующие материалы:

- 1) разрезы скважин с диагностикой ЛГТ отложений, вторичных изменений, трещиноватости, нарушенности залегания, палеокарста, со стратиграфическими разбивками и привязкой к отражающим сейсмическим горизонтам (блоки I и II на рис. 77);
- 2) результаты определения положения разреза скважины на стандартной модели (блок III);
- 3) типовые модели строения анализируемого комплекса с положением на них разрезов скважин (блок III);
- 4) мелкомасштабные карты строения формаций и предварительные карты-схемы строения резервуаров масштабов 1 : 2 500 000 и 1 : 1 000 000 (блок III);
- 5) средне- и крупномасштабные карты строения природных резервуаров, поисковых или разведочных объектов, построенные по результатам бурения (блок III);
- 6) структурные карты (блок IV);
- 7) сейсмические разрезы с нанесенными на них отражающими горизонтами и стратиграфическими границами (блок IV).

Картирование внутренней структуры карбонатных резервуаров проводится в два этапа. На первом интерпретируется сейсмический материал. На втором проводится собственно картирование.

Работы по интерпретации сейсмических профилей предусматривают следующий порядок операций:

- 1) выделение интервала разреза (объекта) для которого составляется карта строения;
- 2) выявление аномалий строения геологического разреза в целевом интервале скважин;
- 3) определение характера проявления геологических аномалий в сейсмической записи;
- 4) выбор эталонов сейсмической записи для различных зон-индексов типовой модели;
- 5) интерпретация сейсмических профилей с использованием эталонов и типовых моделей;
- 6) интерпретация зон нарушенного залегания и систем макротрещин¹¹

При составлении карт выполняются следующие работы:

- 1) построение карт зон-индексов (или градаций) с учетом последовательности градаций, графиков ширины зон-индексов и результатов интерпретации сеймопрофилей;
- 2) картирование разрывных нарушений и зон макротрещиноватости на площади;
- 3) построение карт изменения емкостных параметров продуктивных интервалов и карт строения и свойств флюидоупоров.

Результатом работ является объемная модель выбранного объекта, учитывающая седиментационные особенности, характер изменения емкостных и фильтрационных параметров. Она может быть представлена в виде карты, набора геологических разрезов, послонных срезов, блок-диаграмм.

Выявление геологических аномалий строения разреза в скважинах проводится по результатам интерпретации ГИС. В качестве примера выделения аномалий приводятся данные по строению потенциально нефтеносных девонско-нижнекаменноугольных отложений в скважине Турмышская-1 на северо-востоке Токмовского свода.

На основании анализа данных бурения было установлено, что верхнедевонско-среднекаменноугольный комплекс отложений в скважинах на Урмарской, Марпосадской, Сундырской, Канашкой, Турмышской и других площадях на востоке Токмовского свода характеризуется пластообразной формой залегания морских карбонатных отложений и незначительными изменениями мощности нижнекаменноугольных (первые метры) и фаменских (10–15 м) карбонатов. В разрезе выделяется три уровня развития маломощных пачек терригенных отложений: пашийский и тиманский горизонты верхнего девона, тульский и бобриковский горизонты нижнего карбона, верейский горизонт московского яруса среднего карбона (рис. 90).

На фоне нормальной последовательности отложений и пластообразного залегания наблюдались следующие «геологические аномалии»:

- поверхности стратиграфических несогласий;

¹¹ В качестве систем макротрещиноватости выделяются интервалы разреза, нарушенные трещинами шириной более 1 – 10 см. Мощность интервалов изменяется от 0,3 до 10 м. Протяженность систем макротрещин может достигать 50 м – 10 км. Системы имеют вертикальную, горизонтальную и наклонную ориентировку.

- горизонты переотложенных карбонатов, связанных со стратиграфическими несогласиями;
- рифовые массивы, образующие холмовидные и линзовидные тела с резко изменяющейся мощностью, литологическими и емкостными параметрами;
- линзы пашийских песчаников;
- разрывные нарушения и связанные с ними зоны дробления и трещиноватости;
- палеокарстовые полости.

Поверхности стратиграфических несогласий установлены на следующих стратиграфических уровнях и глубинах:

- кровля фундамента, глубина 1698 м, поверхность выражена отчетливо. С несогласием связано развитие древней коры выветривания, которая может представлять собой поисковый объект;

- кровля фаменского рифа, глубина 1058 м, поверхность выражена хорошо, с ней связан линзующийся пласт пористых обломочных доломитов. В основании и в кровле пласта развиты глины и глинистые карбонаты;

- кровля отложений верхнего фамена, глубина 1012 м. Граница четкая. К ней приурочены пласты и линзы переотложенных турнейских известняков и доломитов. Переотложение установлено по литологическим и палеонтологическим признакам;

- кровля серпуховских отложений, глубина 845 м. К границе приурочен горизонт переотложенных карбонатов башкирского яруса. Переотложение установлено на основании литологических и палеонтологических признаков.

Рифовые массивы установлены в отложениях верхнего франа и среднего фамена.

В речико-воронежских отложениях верхнего франа в скважине Турмышская-1 П в интервале глубин 1500–1570 м по данным ГИС, выявлено тело массивных (неслоистых), неглинистых карбонатов, с повышенным содержанием пород-коллекторов. Перечисленные признаки указывают на биогермную природу этих известняков, а наличие кораллово-мшанковых и водорослевых биогермных известняков, а также органогенно-обломочных шлейфовых карбонатов в перекрывающих его отложениях однозначно свидетельствует о присутствии верхнефранского рифового массива. Фаменский «биогермный» массив выявлен по данным ГИС (см. гл. 4) в интервале 1100–1158 м. Ввиду того, что керн из этого интервала не отбирали, биогермная природа выявленного тела не доказана.

В интервале глубин 1672–1688 м (скв. Турмышская-1 П) вскрыты белые пористые кварцевые песчаники пашийского горизонта, образующие линзы и выклинивающиеся пласты среди черных глинистых алевролитов. Мощность линзочек и пластов песчаника 1–2 м. Песчанность возрастает вверх по разрезу, что позволяет сделать вывод о крайне мелководном морском прибрежном (баровом) их генезисе.

В разрезе скважины Турмышская-1 П обнаружены в керне и выявлены по данным ГИС несколько уровней субгоризонтальных разрывных дислокаций пород и связанных с ними систем макротрещиноватости. Большинство из них наблюдалось в пластах и пачках глинисто-карбонатных или песчано-глинистых пород.

Наиболее ярко выражено нарушение в основании тульско-бобриковского горизонта в интервале глубин 1002–1014 м. Из этого уровня поднят керн, в котором описаны тектониты. Породы песчано-глинистого состава сильно перемяты, наблюдаются многочисленные зеркала скольжения. Наличие новообразованных минералов (кальцита, ангидрита в цементе песчаников), обилие гидроокислов железа, пльчатая текстура глин – все свидетельствует о процессах интенсивной переработки первичных пород. В записи ГИС интервал характеризуется увеличением диаметра скважины по данным кавернометрии и повышенным фоном ГК. Наличие зеркал скольжения установлено также в отложениях верейского горизонта. Аналогичные зоны нарушений и макротрещиноватости установлены в интервалах: 1170–1220 м, 1250–1290 м, 1350–1370 м (по данным ГИС) и в интервале 1450–1485 м. В последнем поднят керн. В керне наблюдается будинаж, трещиноватость. Доказательством нарушенности залегания является также чередование генетических групп отложений, которые в одном и том же интервале разреза не могут присутствовать совместно.

Определение характера проявления геологических аномалий в сейсмической записи может быть проведено двумя способами. Первый базируется на непосредственном сопоставлении разреза скважины с сейсмической записью на основе ВСП. Второй способ – сейсмогеологическое моделирование. Сейсмические синтетические модели геологических объектов составляются на основе тонкопластовых акустических моделей (см. гл. 7, рис. 88, 89) или данных акустического каротажа (см. гл. 7, рис. 80, 81).

Участки для выбора эталонов волновой картины определяются на типовой модели объекта. Эталоны для различных разрезов зон-индексов выбираются по характеру проявления геологических аномалий в сейсмической записи на профилях с хорошим качеством сейсмической записи на участках, ориентированных перпендикулярно простиранию седиментационных зон, установленных в результате предварительного картирования.

В качестве примера выбора эталонов волновой картины, соответствующих различным градициям формационного тела, приводятся результаты изучения палеозойских карбонатных отложений на северо-востоке Токмовского свода и в Ижма-Печорской впадине.

В Ижма-Печорской впадине для доманиковых отложений на Южно-Болотной площади выбрано пять эталонных участков волновой записи, соответствующих различным грациям типовой модели (рис. 91).

Первый эталон характеризует область развития плотных глинисто-карбонатных доманиковых отложений в зоне-индексе 1 в, где они перекрываются глинистыми отложениями ветлянского горизонта. Для него свойственна резкая акустическая граница между высокоскоростными доманиковыми ($V_{пл} = 5,9-6,0$ км/сек) и низкоскоростными ($V_{пл} = 4,5-4,0$ км/сек) ветляянскими отложениями и уменьшенная мощность доманиковых (до 60–80 м) отложений.

Второй эталон отражает строение склона системы береговых рифов и баров на границе зон-индексов 1 в и 1 г (см. рис. 48, 58 и 91), отличительной чертой которого является частое тонкое чередование плотных и пористых карбонатов в разрезе и хорошо видимое изменение мощности доманиковых отложений, фиксирующееся по уменьшению временного интервала между отражающими горизонтами f_1 и f_2 .

Третий эталон характеризует пограничную часть зоны 1 г, в которой доманиковые рифовые постройки расположены непосредственно под глинистыми сирачойскими отложениями. Для разрезов зоны 1 г было выбрано два типа записи Ч В 3. Первый тип отражает разрез, в котором максимально развиты рифовые отложения в 3-ем седиментационном циклите (см. рис. 91). Второй тип характерен для разрезов, в которых рифовые отложения и обломочные карбонаты третьего циклита расслоены пластами плотных известняков.

Четвертый эталон подобран для разреза доманиковых отложений средней части зоны 1 г. Для него характерно линзовидно-пластовое строение доманиковых отложений, присутствие в верхней части разреза плотной пачки пород с низким содержанием пород-коллекторов и равномерное распределение пород-коллекторов в средней части доманикового горизонта (2-ой и нижняя половина 3-его седиментационного циклита III порядка).

Пятый эталон характеризует слоистый разрез, расположенный в зоне-индексе 1 г в тыловой части доманиковой системы береговых рифов. Ей свойственны относительно выдержанное строение и пластовая форма залегающих в направлениях, совпадающих с простиранием зоны-индекса 1 г. Кроме того, в указанной зоне на Южно-Болотной площади наблюдается самое низкое положение интервала развития пород-коллекторов относительно подошвы сирачойских отложений. В средней части доманикового горизонта характерно чередование пластов плотных известняков и доломитов с линзами и пластами пород-коллекторов.

Для девонско-нижнекаменноугольного карбонатного комплекса северо-востока Токмовского свода (рис. 92) выбрано 10 эталонных разрезов.

Первый эталон представляет область развития верхнедевонских слоистых глинисто-карбонатных отложений склона бассейна в зоне-индексе 6. Для него характерна сокращенная мощность карбонатных отложений верхнего девона и увеличенная мощность перекрывающих отложений нижнего карбона. При отсутствии резкой скоростной дифференциации разреза волновая картина, соответствующая первому эталону, имеет динамически слабо выраженные субпараллельные отражения.

Второй эталон выбран для разреза, находящегося на передовом склоне франской и фаменской барьерной рифовой систем на границе зон-индексов 5 и 6 и отличающегося сложным чередованием плотных слоистых глинистых карбонатов с линзами пористых обломочных известняков и соответствующими непротяженными сигмовидно-клиноформными отражениями.

Третий, четвертый, пятый и шестой эталоны выбраны для разрезов с широким развитием франских и фаменских рифовых образований в зонах-индексах 4, 5 а и 5. Отличительной чертой этих разрезов является присутствие мощных линз рифовых отложений, чередующихся со слоистыми глинисто-карбонатными отложениями склона. В области рифовых отложений наблюдаются непротяженные хаотичные отражения, сменяющиеся вверх и вниз по разрезу слабовыраженными субпараллельными отражениями. Разрезы отличаются между собой положением и размерами интервалов развития рифовых построек. Третий, четвертый и пятый эталоны характеризуют разрезы фронтальных частей франской и фаменской барьерных рифовых систем (зоны-индексы 5 и 5 а), а шестой – разрез, находящийся в средней части барьерных рифов (зона-индекс 4).

Седьмой эталон выбран для разреза, характеризующего тыловые фации верхнедевонских рифовых систем и соответствующего границе зон-индексов 2 и 1 а. В нем наблюдается чередование линз рифовых отложений с «чистыми» слоистыми плотными карбонатами закрытого и открытого шельфа, пористыми обломочными известняками тыловых рифовых шлейфов и связанных с этапами размыва и переотложения рифовых отложений.

Восьмой, девятый и десятый эталоны в целом характеризуют разрезы области широкого развития слоистых карбонатных отложений открытого и закрытого шельфа в зонах 1 а, 1 б и 1 в (см. рис. 48 и 92). Восьмой эталонный участок выбран для разрезов, приуроченных к границам зон-индексов 1 а и 1 б. Разрезы этого типа отличаются присутствием отдельных линз и прослоев тыловых рифовых шлейфов и меньшим количеством глинистых прослоев. В разрезах, соответствующих девятому и десятому эталонам появляются высокоскоростные пласты ангидритов и низкоскоростные пласты глинистых пород, создающие хорошие условия для получения динамически ярко выраженных параллельных отражений.

Интерпретация геологического строения осадочного комплекса по сейсмическим профилям проводится с использованием выделенных эталонов сейсмической записи и типовой модели. Наиболее просто геологическая интерпретация сейсмических профилей выполняется на тех участках, где их ориентировка совпадает с линией наибольшей изменчивости свойств разреза, то есть вкрест простирания седиментационных зон. На этих участках строение разреза полностью соответствует сечению, изображенному на типовой модели. Поэтому форма и размеры геологических тел, после привязки разреза к основным отражающим горизонтам, легко распознаются при сравнении профиля с моделью по сходству конфигурации осей синфазности и ритмов Ч В З с геологическими границами. Основные трудности при геологической интерпретации сейсмопрофилей связаны с тем, что, как правило, только небольшие участки профилей ориентированы строго вкрест простирания седиментационных зон. На сейсмических профилях, проходящих вдоль простирания седиментационных зон и в косых сечениях, искажается морфология осадочных тел, соответственно и изменяются и закономерности распределения пластовых скоростей. Интерпретация строения осадочных комплексов по сейсмическим профилям проводится следующим образом. На профилях выделяются участки сейсмической записи, сходные с эталонными. Это позволяет уточнить ориентировку и положение профилей относительно направлений и границ зон-индексов, полученных на этапах предварительного картирования (см. гл. 6). Используя эталонные участки в качестве точек отсчета, на основе сравнения с типовой моделью, с условием соблюдения последовательности седиментационных зон-индексов, по характеру выраженности, форме и прослеживаемости отражений и сейсмических опорных горизонтов на разрезах М О Г Т и Ч В З проводится геологическая интерпретация строения осадочных комплексов по линиям сейсмических профилей. На рисунках 93 и 94 представлены результаты изучения строения девонских отложений северо-востока Токмовского свода и Ижма-Печорской впадины на основе интерпретации сейсмических профилей.

На рис. 93 приведен пример интерпретации сейсмического профиля с использованием типовой модели и эталонов сейсмической записи на Южно-Болотной площади (см. рис. 91). Профиль (рис. 93) в своей западной части пересекает седиментационные зоны практически вкрест их простирания. Поэтому на нем хорошо видна область развития глинисто-карбонатных доманиковых отложений, строение рифовой системы и переходная зона между ними (эталон второй и третий на рис. 91). Наиболее мощные рифовые линзы третьего седиментационного цикла (см. рис. 91) в своде структуры находятся на П К 52,5–65. Восточнее П К 67,5 в кровле доманика появляется пачка плотных известняков. Рифовые массивы и линзы обломочных известняков второго седиментационного цикла в средней части доманика развиты на П К 57,5–107,5. Восточная часть (восточнее П К 90) профиля проходит по системам межрифовых проливов и косо ориентирована относительно простирания седиментационных зон. В связи с этим разрез доманиковых отложений представлен здесь сложным чередованием линз и пластов плотных карбонатов, отдельных линз рифовых отложений и обломочных карбонатов. Переходная зона рифовых отложений в глинисто-карбонатные породы на востоке профиля выражена нечетко. В фаменском интервале разреза выделяется два участка развития линз обломочных карбонатов (П К 52,5–65 и П К 90–100).

На рис. 94 приведен пример интерпретации фрагмента расположенного на северо-востоке Токмовского свода регионального сейсмического профиля, обработанного по методике С Е М–Ч В З. Сейсмический профиль пересекает франскую и фаменскую барьерные рифовые системы (рис. 92). Линия профиля в его начале, в восточной части проходит практически вкрест простирания седиментационных зон, и на нем хорошо видно переходную зону от рифовых построек (эталон 3 на рис. 92) к склоновым отложениям (эталон 2 на рис. 92). На остальной части фрагмента линия профиля пересекает рифовые системы в косом сечении.

Залегание карбонатных отложений верхнего девона и нижнего карбона в данном случае сильно нарушено сложной системой разрывных дислокаций и макротрещин. Системы макротрещин и разрывов выделялись по нарушению прослеживаемости ритмов Ч В З: смещению их элементов и смещению осей синфазности. На профиле выделено несколько участков с развитыми зонами макротрещиноватости: 1) в пластах нижнекаменноугольных карбонатов; 2) в области сочленения рифовых массивов со слоистыми отложениями склона; 3) в слоистых отложениях открытого шельфа в нижней части верхнедевонской карбонатной толщи. Результаты интерпретации геолого-геофизических материалов показали, что максимальная плотность макротрещин приурочена к зонам контактов рифовых известняков и карбонатно-глинистых отложений рифовых склонов. Развитие пологих нарушений по глинистым пластам в зонах фациальных переходов является благоприятным фактором для создания условий экранирования ловушек У В в трещинно-каверновых рифовых карбонатах.

По результатам интерпретации на профиле выделено два участка, представляющих интерес для поисков залежей У В. Первый участок соответствует интервалам развития рифов верхнего франа и фамена в зонах повышенной трещиноватости. Хорошие условия вертикального и латерального экранирования являются основанием для выделения потенциальной ловушки У В в данном сечении (объект № 10 на рис. 94). Второй участок – линзовидные тела, связанные с системами трещиноватости во франских слоистых известняках, подстилающих рифовые массивы, условия экранирования хорошие. На этом основании выделяется поисковый объект № 9 (рис. 94).

Интерпретация на профилях Ч В З систем малоамплитудных нарушений и зон макротрещин для выявления закономерностей их распределения на изучаемой площади включают следующие исследования. Проведение работ по установлению размеров и направлений систем трещиноватости, плотности трещин, ранжированию систем по плотности трещин. Для этой цели выбирается несколько наиболее представительных профилей, обработанных и проинтерпетированных по технологии С Е М–Ч В З.

В качестве примера приводятся результаты интерпретации временного разреза, расположенного на северо-востоке Токмовского свода и первоначально обработанного по технологии С Е М–Ч В З, на котором выделены системы нарушенности девонско-нижекаменноугольной толщи трех типов (рис. 94).

1) – системы макротрещиноватости – локально развитые сильно вытянутые линзовидные пологозалегающие объекты мощностью, в среднем, около 200 м, протяженностью 1,5–3 км, приуроченные к рифовым массивам в зонах контактов с карбонатно-глинистыми отложениями склона бассейна. Эти системы часто выглядят на профилях в виде субгоризонтальных или полого наклоненных цепочек линз; аномалий с нерегулярными отражениями, в которых «пропадают» прослеживающиеся на остальной части профиля отражающие границы;

2) – субвертикальные и крутопадающие малоамплитудные разрывы небольшой протяженности до 300 м;

3) – крутопадающие и пологие малоамплитудные разрывы протяженностью 500–1500 м (по вертикали) и 2–5 км (по горизонтали).

Количественный подсчет макротрещиноватости позволил выделить 7 классов плотности трещин: 0–2,5; 2,5–5; 5–7,5; 7,5–10; 10–20; 20–50 и свыше 50 на 150 x 750 м² (рис. 95). В результате построения гистограмм распределения классов плотности трещин была установлена зависимость характера распределения макротрещин от строения разреза карбонатного комплекса. Причиной существования этой зависимости является неоднородность строения карбонатных толщ, различное соотношение пластов плотных пористых известняков и доломитов, ангидритов, глинистых известняков и глин. В результате каждая седиментационная зона (или тип разреза) была охарактеризована определенным типом распределения классов плотности трещин, что позволило выделить на анализируемых профилях поисковые объекты и провести предварительное картирование зон трещиноватости.

Построение карт распространения зон-индексов проводится в соответствии с общими правилами картирования, изложенными в главе 6:

- границы зон-индексов не должны образовывать замкнутые контуры;
- последовательность зон-индексов на карте должна строго соответствовать последовательности на стандартной модели за исключением участков с нарушениями залегания вследствие тектонических дислокаций;

- ширина зон-индексов вкост их простираия должна строго соответствовать стандартной ширине на графиках (см. рис. 50, 71);

- индексы разрезов скважин и положение их относительно границ зоны не должны противоречить построениям.

При составлении окончательных карт строения того или иного осадочного комплекса используются не только данные бурения, но и данные интерпретации сейсмических профилей. Данные интерпретации несут дополнительную информацию о положении границ зон-индексов и окончательное картирование проводится с учетом этого положения наравне с разрезами скважин.

Использование предварительных карт, построенных по методике С Е М (см. гл. 6) при картировании границ зон-индексов типовых моделей и вышеизложенная методика интерпретации сейсмических профилей позволяет сократить более, чем в 2 раза, объем сейсмических материалов, используемых при моделировании.

Для получения карт подсчетных параметров и на поисковом, и на разведочном этапах проводится интерпретация всех сейсмических профилей. В случаях сложнопостроенного коллектора (рифовые, баровые постройки, приливно-отливные отложения, нарушенное залегание пород, системы макротрещин) наибольший эффект достигается проведением С Е М на основе сейсморазведки 3 D.

При картировании строения природных резервуаров на разведочной стадии используются данные бурения на месторождении и результаты сейсморазведки. Основной задачей картирования является получение трехмерной тонкослоистой модели продуктивной части резервуара и изменения его емкостных и фильтрационных параметров.

На рисунках 96 и 97 представлены карта и геологический разрез природного резервуара во франских карбонатных отложениях Харьягинского месторождения на Колвинском мегавале. Карта составлена в кондиции 1 : 50 000. Для составления карты применялась типовая модель строения франско-фаменского карбонатного комплекса на рис. 70. Для составления карты использовались, в основном, данные по скважинам. Строение природного резервуара изображено в виде изогипс по кровле франских отложений, показывающих характер современного залегания толщи, границ зон-индексов и изолиний $K_{эф}$, отражающих изменения емкостных параметров разреза.

Харьягинская структура расположена на одноименном валообразном поднятии в центральной части Колвинского мегавала. Харьягинский вал является крупной асимметричной

складкой северо-западного простирания. Западное крыло структуры пологое (до 2°) сопряжено с восточным бортом Верхнелайской депрессии Денисовского прогиба. Восточное крыло крутое ($7-8^{\circ}$), разорвано высокоамплитудным нарушением (450–1000 м), входящим в состав региональной системы нарушений восточного борта Колвинского мегавала. Восточнее расположена Хорейверская впадина. Харьягинская структура осложнена системой локальных складок, к одной из которых (центральной) приурочено месторождение. В пределах листа карты карбонатная формация представлена 1 б–9 градациями. Профиль А Б пересекает почти полный набор зон-индексов и соответствует типовой седиментационно-емкостной модели франских отложений. Значения ширины зон-индексов на профиле близки к стандартным. Зоны имеют простую конфигурацию в плане. Нефтяная залежь Харьягинского месторождения многопластовая и связана с рифовыми отложениями в зонах-индексах 4–5 а и со слоистыми обломочными карбонатами тыловых рифовых шлейфов в зонах 3–1 б. На карте видно, что максимальные значения $K_{эф}$ характерны для разрезов 5 а–3 градаций, где расположена большая часть продуктивных скважин. В пределах Центрально-Харьягинской антиклинальной складки карбонатная формация имеет ненарушенное залегание. Восточное крыло складки осложнено сбросом. Тип ловушки – структурно-литологический, обусловленный сочетанием верхнефранской барьерной рифовой системы и антиклинальной структуры.

На рис. 97 изображена двухмерная модель Харьягинского верхнефранского природного резервуара. Нефтяные залежи связаны с верхними горизонтами карбонатных отложений (сирачойский, евлановско-ливенский и задонский). Профиль А Б почти соответствует поперечному сечению формационного тела, поэтому параметры резервуара Харьягинского месторождения соответствуют параметрам типовой модели. Отличия от стандартных параметров обусловлены размывом верхней части франской формации и вторичными процессами, снижающими значения открытой пористости и $K_{эф}$ карбонатных отложений. Залежи нефти на месторождении приурочены преимущественно к отложениям рифовой группы. Порода-коллекторы представлены биогермными известняками: сферовузорчатыми, строматопорово-водорослевыми, водорослевыми и органогенно-обломочными (ЛГТ № 1, 2, 4, № 19, см. табл. 2), а также метасоматическими доломитами (литогенетический тип № 14, см. табл. 2). Коллекторы каверново-порового типа. Их эффективная емкость определяется кавернами растворения, порами доломитизации и растворения. К поровому типу коллекторов относятся мелкообломочные и мелкокомковатые известняки закрытого шельфа (литогенетические типы № 71, № 72, см. табл. 2). Значения открытой пористости меняются от 2,1 до 12,5%. Значения проницаемости достигают $173 \times 173 \text{ мД}$. Пористость в доломитах обычно выше, чем в известняках, по которым они развиваются. Локальными флюидоупорами для верхнефранских залежей являются маломощные глинистые пласты, разделяющие в разрезе отдельные рифовые интервалы. Поэтому значения коэффициента глинистости отражают количество пластов-флюидоупоров. Региональной экранирующей толщей являются среднефаменские терригенно-карбонатные отложения, перекрывающие на всей территории Печорской плиты верхнефранско-нижнефаменский карбонатный комплекс.

Ниже приводятся примеры картирования строения сложнопостроенных девонских природных резервуаров, выполненных на поисковой стадии на северо-востоке Токмовского свода и на Южно-Болотной площади Ижма-Печорской впадины. Основой для составления этих карт послужили данные бурения пяти скважин, расположенных за пределами объектов исследований, и сеть региональных и детальных сейсмопрофилей.

На рис. 98 представлена карта распространения зон-индексов верхнедевонско-турнейского карбонатного комплекса на северо-востоке Токмовского свода. Карта составлена в кондиции 1 : 200 000 на основе редкой сети глубоких скважин и региональных сейсмопрофилей. Густая сеть профилей присутствует только на отдельных локальных участках. В основу картирования была положена типовая модель и эталоны сейсмической записи на рис. 92.

На Токмовском своде в пределах территории Чувашской Республики в интервале развития верхнедевонско-турнейских отложений выделяется три группы типов разрезов (зон-индексов стандартной модели).

Первая группа объединяет разрезы склона бассейна (зоны-индексы 6–8). Для них характерно чередование в разрезе глинисто-карбонатных и плотных карбонатных пород склона бассейна с прослоями и пачками обломочных карбонатов рифовых шлейфов в среднем фамене, воронежском, евлановском и ливенском горизонтах верхнего франа. Содержание пластов глинистых известняков и глин (K_r) для франского интервала составляет 0,2–0,25, для фаменско-турнейского 0,18–0,2 от общей мощности каждого интервала. Содержание пород-коллекторов в разрезе ($K_{эф}$) соответственно составляет для франского интервала 0,18–0,24, для фаменско-турнейского 0,15–0,13. Разрезы склона бассейна расположены на восточном погружении Токмовского свода в сторону Камско-Кинельской системы прогибов и в отдельных прогибах на Токмовском своде (Вурнарский и др.).

Вторая группа объединяет разрезы (зоны-индексы 2–5), содержащие тела рифовых построек барьерной системы в среднем фамене и в воронежском, евлановском и ливенском горизонтах франского яруса. За счет уменьшения количества глинистых прослоев в разрезе и появления рифовых отложений K_r уменьшается в них до значений 0,07–0,1, а $K_{эф}$ возрастает до 0,35–0,4. Зоны-индексы барьерной рифовой системы узкой полосой окаймляют палеопрогибы

на востоке и севере Токмовского свода, образуя заливы по небольшим палеопрогибам, проникающим в центральную часть свода.

Третья группа включает разрезы закрытого шельфа и тыловой части барьерной рифовой системы (зоны-индексы 1 а, 1 б, 1 в) и характеризуется преобладанием слоистых плотных карбонатов с пластами ангидритов или гипсов в зонах 1 б и 1 в, а также обломочных карбонатов тыловых рифовых шлейфов в зоне 1 а. Содержание глинистых пластов в них составляет 0,1–0,2. Значения $K_{эф}$ небольшие и не превышают 0,15, за исключением разрезов зоны-индекса 1 а, где $K_{эф}$ достигает 0,25 в фаменско-турнейском интервале и 0,2 – во франском. Зоны-индексы 1а-1в занимают центральные части Токмовского свода и выступов по его краям на Марпосадском и Турмышском блоках.

Как показали детальные работы на Турмышском блоке, в пределах барьерной системы отдельные рифовые постройки размером $2 \times 4 \text{ км}^2$ разделяются узкими зонами развития слоистых отложений межрифовых проливов.

Картирование разрывных нарушений и зон макротрещиноватости на площади проводится, в основном, по результатам интерпретации сейсмопрофилей. На распределение систем макротрещин оказывают влияние, с одной стороны, строение разреза (минимальной трещиноватостью характеризуются разрезы слоистых «чистых» карбонатов тыловых зон рифовой системы, максимальной – зоны перехода рифовой системы в карбонатно-глинистые разрезы склона), с другой, – распределение основных систем вертикальных и пологих нарушений.

В качестве примера приводится карта распространения различных типов трещиноватости для северо-востока Токмовского свода (рис. 99). Анализ результатов седиментационно-емкостного моделирования и выделения систем трещиноватости по данным сейсмопрофилирования и бурения (см. рис. 95) в совмещении с результатами аэромагнитной съемки показал хорошую сходимость направлений геофизических аномалий, систем макротрещиноватости и разрывных нарушений, что позволило использовать данные магниторазведки и гравиразведки для картирования на всей территории систем вертикальных, пологих нарушений и зон различных классов плотности макротрещин. В результате комплексной интерпретации геолого-геофизического материала и картирования строения франско-фаменского карбонатного комплекса путем совмещения карты распределения типов разрезов (рис. 98) и зон макротрещиноватости (рис. 99), стало возможным выделить участки (поисковые объекты) для постановки детальных сейсмических работ.

На рисунке 100 приведена карта строения фаменско-турнейского карбонатного комплекса на Турмышской площади Токмовского свода. На карте выделяется несколько вертикальных разрывных дислокаций, нарушающих строение глинистого флюидоупора. В связи с этим в поисковой скважине из турнейского интервала (см. рис. 90) были получены притоки воды, несмотря на то, что скважина находится в относительно благоприятных для обнаружения залежи условиях, в отношении как седиментационного (рифовый массив), так и структурного (небольшая положительная структура) факторов.

Карты емкостных параметров продуктивных интервалов и карты свойств флюидоупоров составляются на основе карт строения карбонатных объектов (см. рис. 96, 97). Основное внимание на этих картах уделяется емкостным и фильтрационным параметрам разреза, свойствам покрышки и степени ее нарушенности разрывными дислокациями.

В качестве примера картирования емкостных параметров поискового объекта приводится карта изменений $K_{эф}$ для верхней, предположительно продуктивной, части доманикового интервала на Южно-Болотной площади (рис. 101). Южно-Болотная площадь является поисковым объектом, и на ней нет скважин. Карта составлена только на основании данных сейсморазведки в кондиции 1:25000 с использованием типовой модели (см. рис. 91) Разрез по линии сейсмического профиля, характеризующий вертикальное сечение толщи, показан на рис. 93.

На Южно-Болотной площади выделяются две зоны стандартной модели – 1 г и 1 в. Зона-индекс 1 г, в которой развиты линзовидные высокоемкие тела береговых рифов и баров, характеризуется максимальными значениями $K_{эф}$, а зона-индекс 1в, где преобладают слоистые глинисто-карбонатные отложения, – минимальными. В пределах этих зон выделены подзоны, различающиеся значениями $K_{эф}$ (см. рис. 91). Изменения емкостных свойств карбонатного резервуара показано изолиниями $K_{эф}$. Доманиковая рифово-баровая система на Южно-Болотной площади изрезана крупными и мелкими межрифовыми проливами. В межрифовых проливах биогермные и баровые тела отсутствуют и замещаются слоистыми карбонатными отложениями, в которых резко снижаются значения $K_{эф}$. Эти участки фиксируются по изменению направлений изолиний $K_{эф}$, имеющих заливообразную форму. На основании этой карты точки заложения поисковых скважин рекомендуется поместить в зонах с максимальными значениями $K_{эф}$ (более 0,8), там, где они совпадают с центральными участками положительных структур по подошве глинистых сирачойских отложений, перекрывающих карбонаты доманикового горизонта.

Таким образом, использование технологии СЕМ и на поисковом, и на разведочном этапе позволяет получать трехмерные модели емкостных и фильтрационных параметров изучаемых карбонатных объектов, являющихся основой для экспресс-оценки ожидаемых запасов при поисках залежей или для оценки запасов на выявленных месторождениях.

ГЛАВА 9. МЕТОДИКА ЭКСПРЕСС-ОЦЕНКИ ВОЗМОЖНЫХ ЗАПАСОВ В ВЫЯВЛЕННЫХ ЛОВУШКАХ НЕФТИ

14. Способ экспресс-оценки запасов залежей углеводородов

В предыдущих главах было показано, что седиментационная структура карбонатных образований различных иерархических уровней определяет петрофизические свойства пород, а следовательно, и основные расчетные параметры: пористость, коэффициенты эффективных толщин. Кроме того, зависимость структуры и морфологии тел определяет форму ловушек в случаях, когда они представлены литологическим, структурно-литологическим и стратиграфическим типами /4; 46/. Седиментационная структура карбонатных пород и надпородных образований во многом определяет тип и направленность процессов вторичных физико-химических и динамических изменений первичных структур. Поэтому фильтрационные свойства пород также определяются седиментационными структурами.

В настоящее время, при резком сокращении объемов бурения на поисковой и разведочной стадии, а также в связи с увеличением доли трудно извлекаемых запасов, возникает необходимость в разработке новых нетрадиционных способов экспресс-оценки запасов. Особенно это важно при поисках месторождений в «новых» регионах или в «новых» осадочных комплексах.

Выше подчеркивалось, что значение различных емкостных параметров: $K_{п}$, $K_{эф}$ зависит от уровня организации структуры и генезиса карбонатных образований. Для различных типов пород наиболее четкая зависимость наблюдается между структурными типами (или номерами ЛГТ) и $K_{п}$.

Для генетических типов устанавливается отчетливая зависимость между структурой генетического типа (см. тонкопластовые модели, рис. 52–59) и коэффициентом эффективной толщины генетического типа отложений ($K_{эф}$ г). Для генетических групп наиболее четким параметром, характеризующим изменение емкостных свойств в зависимости от изменения структурных параметров, является коэффициент эффективной толщины генетической группы или $K_{эф 200}$ (см. рис. 48). Изучение зависимости пористости, проницаемости и структуры отложений выявило тесную связь $K_{пр}$ от структуры генетического типа отложений, показав, например, что при равных значениях пористости, рифовые коллекторы имеют более высокую проницаемость.

Работами В.Д. Ильина /40; 46/ однозначно установлено, что концентрация запасов углеводородов в ловушках рифового типа на порядок превышает концентрацию запасов в ловушках, связанных с карбонатными коллекторами в отложениях мелководного шельфа и на два порядка в отложениях бассейнового ряда и карбонатных отложениях застойных участков закрытого шельфа. Свяzano это с резко увеличенной долей пород-коллекторов в интервале пород рифовой группы, по сравнению с отложениями открытого шельфа и тем более – с породами застойных и глубоководных обстановок осадконакопления.

Представление об этих соотношениях дает приводимая ниже **таблица 11** /40/.

Таблица 11
Коэффициенты эффективных толщин генетических групп отложений

| Генетический тип отложений | Коэффициент эффективной толщины | |
|------------------------------|---------------------------------|------------------|
| | Пределы изменений | Среднее значение |
| Биогермные | 0,7–1,0 | 0,86 |
| Шлейфовые | 0,42–0,86 | 0,62 |
| Внутририфовых лагун | 0,63–0,70 | 0,66 |
| Баров | 0,42–0,85 | 0,60 |
| Мелководных шельфовых равнин | 0,16–0,20 | 0,17 |
| Глубокого шельфа | 0,02–0,03 | 0,03 |
| «Иловых» впадин | 0,03–0,07 | 0,05 |
| Приливно-отливных равнин | 0,12–0,13 | 0,13 |
| Верхней части склона | 0,03–0,08 | 0,06 |
| Глубоководные | 0,01–0,02 | 0,02 |

В реальных разрезах, слагающих резервуары ловушек нефти и газа, как правило, породы-коллекторы представлены обычно несколькими генетическими типами, что несколько уменьшает средние значения коэффициентов эффективных толщин.

Обычно для групп рифовых пород-коллекторов (биогермные, межбиогермные, шлейфовые, баровые) величина коэффициента эффективных толщин варьирует в пределах 0,35–0,9, для отложений бассейнового ряда (глубоководные, склоновые) в пределах 0,05–0,1, для отложений мелководного шельфа 0,07–0,30 и для приливно-отливных равнин 0,1–0,2.

Установленная связь между емкостными свойствами и генетическим типом отложений позволяет уже на самом раннем этапе геологоразведочных работ по генетическому типу

отложений прогнозировать в них долю пород-коллекторов (эффективную толщину). В ряде случаев при достаточно хорошей изученности распределения в регионах типов отложений и их промыслово-геофизической характеристики, показывающей тип слоистости, уровень гамма-активности, распределение интервалов коллекторов и др., можно судить о генетическом типе отложений и даже природе образуемой ими ловушки.

Природа образуемой карбонатными отложениями ловушки нефти и газа определяется условиями формирования структуры карбонатных отложений и морфологией карбонатных тел на различных иерархических уровнях их организации. С генетических позиций ловушки нефти и газа представляют собой пространственно изолированные и морфологически выраженные пористо-проницаемые геологические тела. Они могут быть сформированы на этапе образования породы и тогда будут относиться к классу седиментационных ловушек, либо позднее, на этапах последующего геологического развития, и тогда их можно будет отнести к классу постседиментационных ловушек.

В рифовых комплексах, на уровнях организации биогермных и рифовых массивов, формируются ловушки исключительно класса седиментационных, на предшествующих уровнях организации (до биогермов включительно) и на более поздних (этапы организации рифовых систем и подформации карбонатного шельфа) формируются ловушки постседиментационные – структурно-литологические (табл. 12).

Таблица 12

Классификация ловушек и уровни карбонатных объектов

| Тип и группы карбонатных образований | Уровни объектов | Ловушки | | |
|--------------------------------------|---------------------|----------------------|---|---|
| | | класс | группа | тип |
| Карбонатная формация | природный резервуар | постседиментационные | структурные и структурно-литологические | сводовые (антиклинальные), литологически ограниченные |
| Подформация карбонатного шельфа | | | | |
| Рифовая система | ловушка | постседиментационные | структурно-литологические | |
| Рифовый массив | | седиментационные | литологические | сводовые (рифовые) |
| Биогермный массив | | | | |
| Биогерм | порода-коллектор | постседиментационные | структурные | сводовые (антиклинальные) |
| Каркас | | | | |
| Скелет | | | | |

Разработанный новый методический прием экспресс-оценки запасов углеводородов в открытой залежи по результатам бурения первых скважин или без бурения скважины на основе седиментационно-емкостного моделирования (см. гл. 6, 7, 8) основан на выявленной зависимости между значениями концентрации (плотности) запасов на единице площади залежи, названной приведенной плотностью ($P_{пр}$) и эффективной толщиной продуктивного интервала разреза. Приведенная плотность ($P_{пр}$) рассчитывается по данным разведанных в районе залежей с утвержденными в Г К З запасами У В, путем деления начальных балансовых запасов на площадь залежи, высоту (для массивных залежей) или толщину продуктивного горизонта (для пластовых залежей), приведенным к условному гидростатическому давлению или одному $мкПа$ (для газовых и газоконденсатных залежей) и обозначается как $P_{пр} = (млн м^3) / км^2 / м$. Коэффициент эффективной толщины ($K_{эф}$), рассчитывается, как отношение суммарной толщины интервалов пород-коллекторов в продуктивном горизонте к общей толщине продуктивного горизонта.

Точность определения $K_{эф}$ повышается, если известны закономерности распределения коллекторов в разрезе. Это достигается через установление генетического типа отложений, определяющего граничные значения доли пород-коллекторов в соответствующем типе отложений (см. гл. 5, 6, 8).

Установлено, что различные генетические группы карбонатных отложений характеризуются определенными значениями коэффициента эффективной толщины. В то же время концентрация (плотность) запасов У В в ловушке зависит, в первую очередь, от ее эффективного объема, поэтому между величинами эффективной толщины, в основном определяющими объем пустот в породе, существует линейная зависимость (рис. 102). Эта зависимость определяется по разведанным месторождениям с утвержденными запасами и становится эталонной для данного нефтегазоносного района.

В новых районах, где нельзя еще получить статистику по разведанным залежам, для ориентировочной оценки запасов открытой залежи могут быть использованы графики зависимости по районам сходного геологического строения, но с неизменным условием развития карбонатных отложений тех же генетических групп.

Показанный на рис. 102 график зависимости позволяет по первой (первым) продуктивной скважине, пробуренной на поисковом объекте, рассчитать значение $K_{эф}$ и затем

по графику определить значение приведенной плотности (концентрации) запасов. Экспресс-оценка запасов производится по формуле:

$$Q = P_{пр} \times S \times H_{зал} \times K_a, \text{ где}$$

Q – оцениваемые запасы газа (млн. M^3);

$P_{пр}$ – приведенная концентрация (плотность) запасов (млн. $M^3/км^2, M$);

S – определенная по структурной карте (с учетом толщины ложной покрывки) площадь залежи ($км^2$);

$H_{зал}$ – высота залежи (M), определяемая для массивной залежи как интервал от свода поднятия до подошвы залежи по высоте ловушки на данном поднятии, определяемой как разность высоты структуры (поднятия) и толщины ложной покрывки.

K_a – коэффициент аномальности пластового давления (отношение пластового давления к условному гидростатическому) для газовых залежей.

Определение величин, входящих в формулу оценки запасов, производят следующим образом:

1. Коэффициент эффективной толщины ($K_{эф}$). По сводовой скважине (скважинам) в интервале высоты залежи (для массивной залежи) или толщины продуктивного горизонта (для пластовой залежи) определяют по данным комплекса ГИС интервалы пород-коллекторов. При наличии результатов опробования коллекторов различной пористости (по кривым НГК, АК) определяют возможное нижнее значение открытой пористости (граница коллектор/неколлектор) и после этого подсчитывают суммарную толщину всех интервалов пород-коллекторов к значению высоты залежи (высоты ловушки) – $H_{эф}/H_з$.

2. Площадь залежи (S). Площадь залежи определяется по структурной карте объекта, введенного в поисковое бурение. После получения положительного результата при опробовании перспективных объектов последовательно решается три задачи: а) определение интервала ложной покрывки; б) определение высоты залежи, и в) определение по результатам решения задач «а» и «б» возможной площади залежи.

а) По комплексу ГИС (ОК, каверномер, ГК, НГК, АК, газовый каротаж) определяют интервал выше кровли верхнего пласта коллектора, который характеризуется промежуточными значениями геофизических параметров между характеризующими породы-коллекторы и породы-истинные покрывки (разбухающие глины, каменная соль, гипс). При этом обращают особое внимание на показания газового каротажа, на котором фиксируют газопоказания выше кровли продуктивного горизонта и верхний уровень их прекращения. Он соответствует подошве истинной покрывки. В тех случаях, когда не удастся определить интервал ложной покрывки, может быть использован так называемый коэффициент заполнения структуры ($K_з$). В каждом нефтегазоносном районе накапливается информация о степени заполнения структур разведанных месторождений, выражаемой отношением высоты залежи к высоте структуры по кровле продуктивного горизонта ($H_з/H_с$). Этот показатель по современным представлениям отражает реальную высоту ловушки на структуре /41/

б) По структурной карте в направлении через критическую седловину строят геологический профиль по кровле продуктивного горизонта и выше ее проводят границу подошвы истинной покрывки на уровне прекращения газопоказаний (рис. 103). По этому уровню определяют на участке критической седловины положение подошвы истинной покрывки и уровень экранирования пород-коллекторов на локальном поднятии. Расстояние от этого уровня до наивысшей точки кровли-коллекторов в своде поднятия ($H_с$) и будет высотой ловушки $H_л$, что может быть выражено уравнением:

$$H_л = H_с - T_{лп}, \text{ где}$$

$H_л$ – высота ловушки (M),

$H_с$ – высота локального поднятия (структуры),

$T_{лп}$ – толщина ложной покрывки.

в) На основе установленного соответствия отметок подошвы истинной покрывки на участке критической седловины и отметок подошвы залежи /42/, точки пересечения прогнозируемой плоскости подошвы залежи с кровлей коллектора (п. 2 б, рис. 103), проецируется на структурную карту и по ним оконтуривается возможная площадь залежи.

2. Высота залежи ($H_{зал}$)

Установленное соответствие высоты ловушки и высоты залежи /41; 66/, позволяет по профилю (рис. 103) определить возможную высоту залежи, равную высоте ловушки на локальном поднятии (структуры).

3. Коэффициент аномальности пластового давления (K_a).

Определяется по превышению пластового давления в продуктивном горизонте над условным гидростатическим.

Пластовое давление замеряется при опробовании продуктивного горизонта, условное гидростатическое по глубине залегания продуктивного горизонта, путем деления ее на 10.

Разработанный способ проверен на ряде месторождений, разведанных в разнофациальных карбонатных отложениях Средней Азии (Узбекистан, Туркменистан), Волго-Уральской провинции (Оренбургская область), Тимано-Печорской провинции и Казахстана (табл. 13). Как показывает таблица, данные, полученные по расчетным параметрам, хорошо сопоставляются с результатами окончательных подсчетов запасов, утвержденных Г К З.

15. Экспресс-оценка прогнозируемых геологических запасов в верхнедевонско-турнейском карбонатном комплексе Чувашской республики

В 1998 и 1999 годах в результате анализа данных глубокого бурения и сети сейсмических профилей авторами были построены модели строения палеозойских карбонатных резервуаров Турмышского блока, юга Токмовского свода и прилегающей части Мелекесской впадины на территориях Чувашской республики, севера Ульяновской области и запада Татарстана.

Месторождения нефти на Токмовском своде и в Мелекесской впадине в настоящее время обнаружены только в пределах Ульяновской области и Татарстана.

Результаты проведенных ранее исследований позволяют рассматривать верхнедевонско-турнейские карбонатные отложения как перспективные для обнаружения залежей углеводородов на территории Чувашии.

Работы по моделированию строения карбонатных природных резервуаров и структурных построений на Турмышском блоке и по региональным сейсмическим профилям на юге Чувашии дали возможность провести экспресс-оценку прогнозируемых геологических запасов на этих территориях.

В основу оценки прогнозируемых геологических запасов была положена зависимость между долей пород-коллекторов ($K_{эф}$) в определенных генетических типах отложений, слагающих продуктивный интервал разреза, и концентрацией запасов в отложениях этого генетического типа. Зависимость средних значений концентраций запасов углеводородов на 1 км^2 площади залежи приведенных к 1 м продуктивного интервала ($P_{пр}$) от $K_{эф}$ и типа резервуара имеют глобальную закономерность и могут быть использованы для решения задачи оценки масштаба открытия на поисковом этапе геологоразведочных работ (рис. 104, табл. 14).

На Турмышском блоке в карбонатном верхнедевонско-турнейском комплексе установлено восемь ловушек углеводородов относящихся к четырем типам – 1) структурные в пластах обломочных известняков турнейского яруса; 2) структурно-литологические в верхней части франских рифовых отложений; 3) комбинированные структурно-литологические, с тектоническим экранированием и зонами трещиноватости; 4) тектонически экранированные в зонах дробления (см. гл. 8).

Для структурных ловушек в пластах обломочных известняков турнейского яруса была принята концентрация запасов характерная во многих месторождениях для залежей в пластах обломочных карбонатов тыловых рифовых шлейфов и составляющая $3,2 \text{ тыс. } t / \text{км}^2 / \text{м}$ (градация 6, рис. 104).

В рифовых отложениях в структурно-литологических ловушках франского яруса пористость карбонатов с учетом вторичных изменений определенная петрофизическими исследованиями керна в скважине ИП составляет в среднем 3–6 % и доля пород-коллекторов ($K_{эф}$) достигает 0,12–0,14, которым соответствует концентрация запасов не превышающая $1,7 \text{ тыс. } t / \text{км}^2 / \text{м}$ (см. рис. 104).

В комбинированных тектонически экранированных ловушках связанных с рифовыми системами и в ловушках зон дробления охватывающих разнообразные отложения (рифовой группы, закрытого и открытого шельфа, склона бассейна), пористость пород за счет вторичной пористости обусловленной системами трещиноватости по зонам дробления и малоамплитудным разрывным нарушениям, как это было установлено в скважине Турмышская-ИП, достигает 10–12 %, а $K_{эф}$ составляет 0,22–0,24. Эти параметры отвечают значениям концентрации запасов $3 \text{ тыс. } t / \text{км}^2 / \text{м}$ (см. табл. 14, пункты 8 и 11, рис. 104).

Результаты расчетов приведены в таблице 15. Таким образом, суммарные геологические запасы нефти на Турмышском блоке составляют 18,4 млн. t . Из них: 1) в структурных турнейских ловушках 3,3 млн. t ; 2) в структурно-литологических франского яруса 0,4 млн. t ; 3) в комбинированных тектонически экранированных ловушках 6,8 млн. t ; 4) в ловушках зон дробления 7,9 млн. t .

Для юга Чувашской республики расчет оценки прогнозируемых геологических запасов выполнен на основании анализа строения карбонатного верхнедевонско-турнейского комплекса по региональным профилям (см. гл. 8, рис. 98).

Контуры ловушек на региональных профилях обобщены, и в них попадает большее количество пластов плотных пород, чем в контуры однотипных ловушек на Турмышском блоке. В связи с этим для расчетов была принята меньшая концентрация запасов, по сравнению с Турмышским блоком, не превышающая $1 \text{ тыс. } t / \text{км}^2 / \text{м}$. Исключение сделано только для объекта в южной части профиля 680898, интерпретируемого как одиночный риф, для которого концентрация запасов составит не менее $3 \text{ тыс. } t / \text{км}^2 / \text{м}$ (минимальная для ловушек в рифовых отложениях). Результаты расчетов геологических запасов на юге Чувашии приведены в таблице 16.

Таким образом, суммарные прогнозируемые геологические запасы на юге Токмовского свода и на Турмышском блоке составят 80 млн. t нефти, из них 74,7 млн. t в комбинированных тектонически экранированных ловушках и в ловушках зон дробления (макротрещиноватости).

Список принятых сокращений

- А В П Д – аномально высокое пластовое давление
А К – акустический каротаж
Б К – боковой каротаж
В С П – вертикальное сейсмическое профилирование
В Ч Р – верхняя часть разреза
Г И С – геофизическое исследование скважин
Г К – гамма-каротаж
Г К З – Государственная Комиссия по запасам полезных ископаемых
З М С – зона малых скоростей
«ИНПРЕС» – программа интерпретации сейсмических данных
 K_a – коэффициент сульфатности (отношение суммарной мощности пластов ангидритов или гипсов к общей мощности разреза)
 $K_{ан}$ – коэффициент аномальности пластового давления (отношение пластового давления к условному гидростатическому) для газовых залежей
 $K_б$ – отношение объема биогермных пород к объему межбиогермных отложений
К Г – кодированные гармоники
 K_r – коэффициент глинистости, характеризующий относительное содержание пластов глинистых известняков, мергелей и глин в карбонатных толщах
 $K_з$ – коэффициент заполнения структуры
 K_n – коэффициент пористости (%)
 $K_{пл}$ – коэффициент плитчатости, равный отношению мощности одной плитки к 30 м разреза (средняя мощность массивной биогермной постройки).
 $K_{пр}$ – коэффициент проницаемости ($мД$)
 $K_{эф}$ – коэффициент эффективной толщины продуктивного пласта (толщи)
 $K_{эф200}$ – коэффициент эффективной толщины верхних 60 % разреза
Л Г Т – литогенетический тип
М Б К – каротаж с применением бокового микрозонда
М О Г Т – метод общей глубинной точки
 M_n – первичная пористость
Н Г К – нейтронный гамма-каротаж
Н Н К – нейтрон-нейтронный каротаж
Н О – нерастворимый остаток
О Г Т – общая глубинная точка
П (скважина ИП) – параметрическая
П А К – технология псевдоакустического каротажа
П А Р М – методика детальных литолого-акустических разрезов
П К – пикеты на сейсмических профилях
 $L_{пр}$ – приведенная концентрация (плотность) запасов (млн. $м^3/км^2$, м)
П С – поляризация самопроизвольная пород
Р К – радиоактивный каротаж
С Е М – седиментационно-емкостное моделирование; седиментационно-емкостные модели
С Ф А – структурно-формационный анализ
С Ф И – структурно-формационные исследования
С Э В Р – сейсмоэлектрические временные разрезы
Т К Г – трасса кодированных гармоник
 $T_{пл}$ – толщина ложной крышки (м)
У В – углеводороды (нефть, газ, конденсат)
Ч В З – методика частотно-временных зависимостей
Э П М – методика эффективных пластовых моделей
Э С М – методика построения детальной сейсмоакустической модели
 $C_{орг}$ – содержание органического вещества

ΔT – интервальное время
 «DV-1» – программа интерпретации сейсмических данных
 E – показатель гидродинамического режима осадконакопления /7/
 G_c – седиментационный градиент мощности
 G_p – градиент скорости погружения
 $H_{зал.}$ – высота залежи (м)
 $H_{л.}$ – высота ловушки (м)
 H_p – общая мощность разреза (м)
 H_c – высота локального поднятия (структуры) по кровле продуктивного горизонта (м)
 $H_{эф.}$ – эффективная толщина интервала нефтегазонасыщения (м)
 $I_{п\gamma}$ – показания нейтронного гамма-каротажа
 I_{γ} – показания гамма-активного каротажа
 $P_{гидр}$ – гидростатическое давление
 $P_{пл}$ – пластовое давление
 Q – запасы У В (в том числе прогнозируемые, млрд м³)
 S – площадь залежи (км²)
 V I M Seis – программа Визуального Интерактивного Моделирования горизонтов
 V_p – скорость подъема уровня моря
 $V_{пл}$ – пластовая скорость
 V_p – скорость роста органогенной постройки
 ΣH_r – суммарная мощность глинистых пластов

Список сокращений, употребляемых при описании разрезов естественных обнажений (см. рис. 14 – 21)

| | |
|-------------------------------------|---|
| Брах. – брахиоподовый | Онк. – онколиты |
| Волок. – волокнистый | П/м – пелитоморфный известняк |
| Гастр. – гастроподы | Пелец. – пелециподовый |
| Глин. – глинистый | Пс/онк. – псевдоонколитовый |
| Губк. – губковый | Сер. – серый |
| Детр. – детритовый | С/з – среднезернистый |
| Ж/серый – желтовато-серый | Сл. – слабо- (например, слабоглинистый) |
| Изв-к – известняк | Ср/плитч. – среднеплитчатый |
| М/з – мелкозернистый | Т/плитч. – тонкоплитчатый |
| М/комк. – мелкокомковатый известняк | Т/сер. – темно-серый |
| М/сгустк. – мелкосгустковый | Щелев. – щелевидный |

Список основных библиографических источников

1. Агафонова Г.В. Седиментогенез, литогенез и строение нижнепермских карбонатных отложений севера Печорской синеклизы: Автореф. дис. на соиск. учен. степ. канд. геол.-минерал. наук. – М.: МГГА, 2000. – С. 26.
2. Атлас карбонатных пород и породообразующих организмов рифовых комплексов Средней Азии. – М.: Недра, 1981. – 217 с. – (Тр. / ВНИГНИ; Сост.: В.Д. Ильин, И.Г. Михеев, Н.К. Фортунатова; Вып. 225).
3. Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Ч. 2. Карбонатные породы / Под ред. Н.Г. Державина. – М.: Изд-во Недра, 1969. – 707 с.
4. Атлас типовых моделей карбонатных резервуаров нефти и газа Европейской части России / Под ред. Н.К. Фортунатовой. – М.: РЭФИА, 1999. – 192 с.; 86 л. ил.
5. Афанасьев С.Л. Положительная корреляция между мощностью слоев первого и второго элементов пульсита – простой и важный признак флишевой формации // Бюл. / МОИП. Отд-ние геологии. – 1976. – Вып. 51, № 6 – С. 144–145.
6. Багринцева К.И. Трещиноватость осадочных пород. – М.: Недра, 1982. – 256 с.
7. Багринцева К.И. Условия формирования и свойства карбонатных коллекторов нефти и газа. – М.: РГГУ, 1999. – 325 с.
8. Байков А.А., Седлецкий В.И. Литогенез (мобилизация, перенос, седиментация, диагенез осадков). – Ростов н/Д: Изд-во СК НЦ ВШ, 1997. – 448 с.
9. Беляева Н.В. Влияние геодинамического режима на формирование франско-турнейских секвенций востока Европейской платформы // Актуальные проблемы геологии горючих ископаемых осадочных бассейнов Европейского севера России. – Сыктывкар, 2000. – С. 24–26.
10. Беляева Н.В., Корзун А.Л., Петрова Л.В. Модель седиментации франско-турнейских отложений на северо-востоке Европейской платформы (в связи с формированием рифовых резервуаров). – СПб: Наука, 1998. – 154 с.
11. Беляков Л.Н., Белякова Л.Т. Некоторые черты геологического строения района сочленения Урала и Пай-Хоя // Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-востока Европейской части СССР. Вып. 1. – 1961. – С. 55–61.
12. Биология коралловых рифов сообщества приавстралийских вод / АН СССР. ДВНЦ. Ин-т биологии моря. – Владивосток, 1982. – 123 с.
13. Биссел Г.Д., Чилингар Д.В. Классификация осадочных карбонатных пород // Карбонатные породы. Т.1. – М., 1970. – С. 87–164.
14. Богацкий В.Н., Богданов Б.П., Гобанов Л.А. Строение и перспективы нефтегазоносности семилюкско-турнейского карбонатного комплекса Тимано-Печорской провинции // Геология и освоение ресурсов нефти в Камско-Кинельской системе прогибов. – М.: Наука, 1991. – С. 99–108.
15. Богацкий В.Н. и др. Объяснительная записка к тектонической карте Баренцева моря и северной части Европейской России масштаба 1:2500000. – М.: Ин-т литосферы РАН, 1996. – 94 с.
16. Ботвинкина Л.Н. Слоистость осадочных пород. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – 542 с. – (АН СССР. ГИН. Тр.; Вып. 59).
17. Бронгулеев В.В. Мелкая складчатость платформы. – М.: Изд-во МОИП, 1951. – 152 с. – (Бюл. МОИП. Н.С.; Вып. 14/18/).
18. Брунс Е.П., Хабаков А.В. Особенности слоистости отложений // Геологическая съемка в районах развития осадочных пород: Метод. указания по геол. съемке масштаба 1 : 50 000. Вып. 1 / Ред. вып.: Н.В. Логвиненко, В.Н. Кондитеров. – Л., 1969. – С. 85–96.
19. Вассоевич Н.Б. Полевая геология // Спутник полевого геолога-нефтяника. Т. 1. – Изд. 2-е, перераб. и доп. / Под ред. Н.Б. Вассоевича. – М.: Гостоптехиздат, 1954. – С. 22–164.
20. Вассоевич Н.Б. Флиш и методика его изучения. Ч. 1. – М.: Гостоптехиздат, 1948. – 210 с.
21. Вишняков С.Г. Генетические типы доломитовых пород северо-западной окраины Русской платформы. – 1956. – (Тр. / ИГН АН СССР; Вып. 2).
22. Гайдеек В.И. и др. Карбонатные верхнепалеозойские комплексы Тимано-Печорской нефтегазоносной // Геология и ресурсы горючих полезных ископаемых европейского Севера СССР. – Сыктывкар, 1989. – С. 18–24 – (Тр. Ин-та геологии Коми Науч. центра. Урал. отд-ние АН СССР; Вып. 69).
23. Геологическая съемка в районах развития осадочных пород: Метод. указания по геол. съемке масштаба 1 : 50 000. Вып. 1 / Ред. вып.: Н.В. Логвиненко, В.Н. Кондитеров. – Л.: Недра, 1969. – 328 с. – (Сер. «Метод. указания» / Гл. ред. сер. А.С. Кумпан).
24. Геологическая съемка в районах развития отложений с органогенными постройками: Метод. пособие по геол. съемке масштаба 1:50 000 / Под ред. Задорожной Н.М., Осадчей Д.В., Новоселова Л.Н. – Л.: Недра, 1982. – 328 с. – (Тр. ВСЕГЕИ; Вып. 2).
25. Геология и ресурсы горючих полезных ископаемых Европейского Севера СССР / Отв ред.: В.А. Дедеев, Л.З. Аминов. – Сыктывкар, 1989. – 132 с. – (Тр. Ин-та геологии Коми Науч. центра. Урал. отд-ние АН СССР; Вып. 69).

26. Гиляров М.С. Массовая гибель рифостроящих кораллов // Природа. – 1984. – № 11. – С. 97–98.
27. Голов А.А., Комиссарова И.Н., Немцов Н.И. Зоны нефтегазоаккумуляции в палеозойских в палеозойских карбонатных отложениях Прикаспийской впадины и ее обрамления // Нефтегазоносность Прикаспийской впадины и сопредельных районов. – М.: Наука, 1987. – С. 117–121.
28. Голубовская Т.Н., Патрунов Д.К. Современное карбонатообразование // Итоги науки и техники. Сер. Общ. геология. – 1976. – Т. 7 – 99 с.
29. Грачевский М.М. и др. Корреляция разнофациальных толщ при поисках нефти и газа. – М.: Недра, 1976. – 295 с. – (/ М.М. Грачевский, Ю.М. Берлин, И.Т. Дубовский, Г.Ф. Ульмишек).
30. Гумаров Р.К. Описание изобретения к патенту № 2113720 на изобретение «Способ сейсмической разведки и детализации месторождений нефти и газа» // Бюл. – 1998. – № 17.
31. Дафф П., Хэллам А., Уолтон Э. Цикличность осадконакопления. – М.: Мир, 1971. – 278 с.
32. Дахнов В.Н. Интерпретация результатов геофизических исследований разрезов скважин. – М.: Недра, 1972. – 368 с.
33. Дронов А.В. Колебания уровня моря в раннем ордовике и их отражение в темпеститовых разрезах восточной части глинта // Бюл. / МОИП. Отд-ние геологии. – 1999. – Т. 74, вып. 4. – С. 39–47.
34. Дронов А.В. и др. Методика событийной стратиграфии в обосновании корреляции региональных стратонов на примере нижнего ордовика Северо-Запада России. – СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. – С. 1–88. – (/ А.В. Дронов, Т.Н. Корень, Л.Е. Попов, Т.Ю. Толмачева).
35. Елисеев А.И. Формации зон ограничения северо-востока Европейской платформы. – Л.: Наука, 1979. – 204 с.
36. Жемчужников Ю.А. Основные выводы из изучения аллювиальных накоплений в угленосной толще Донецкого бассейна // Тр. ИГиН АН СССР. – 1954. – Вып. 151, Угол. сер., № 5. – С. 273–293.
37. Жемчужников Ю.А. Периодичность осадконакопления и понятия ритмичности и цикличности // Бюл. / МОИП. Отд-ние геологии. – 1955. – Т. 30, Вып. 3. – С. 74–76.
38. Иванова Н.В., Гаврилов Г.Н. Литогенетические типы и коллекторские свойства биогермных известняков Чильгазского биогермного массива (верхняя юра, Юго-Западный Гиссар) // Условия формирования нефтяных и газовых месторождений и критерии прогноза нефтегазоносности Юга СССР / ВНИГНИ. – М.: ВНИГНИ, 1986. – С. 141–149.
39. Изотова Т.С., Денисов С.Б., Вендельштейн Б.Ю. Седиментологический анализ данных промысловой геофизики. – М.: Недра, 1993. – 176 с., ил.
40. Ильин В.Д., Фортунатова Н.К. Прогноз емкостных свойств карбонатных пород на основе генетического анализа / ИПК МинГео СССР. – М., 1990. – 52 с.
41. Ильин В.Д., Хитров А.М. Локальный прогноз нефтегазоносности на основе анализа строения ловушки в трехслойном резервуаре: Метод. рекомендации. – М.: ВНИГНИ, 1982. – 51 с.
42. Ильин В.Д. Прогноз нефтегазоносности локальных объектов на основе выявления ловушек в трехчленном резервуаре: Метод. указания. – М.: ВНИГНИ, 1986. – 68 с.
43. Ильин В.Д., Фарбинович В.Г., Фортунатова Н.К. Способ корреляции разрезов карбонатных отложений: Авт. свидетельство № 1113765 пол. реш. № 3 578 495 от 14. 04. 83 г.
44. Ильин В.Д., Фарбинович В.П., Фортунатова Н.К. Способ корреляции разрезов карбонатных отложений // Открытия и изобретения. – 1984. – № 34. – С. 136.
45. Ильин В.Д., Фарбинович В.П., Фортунатова Н.К. Способ корреляции разрезов карбонатных отложений: Авт. свидетельство № 1 230 432 пол. реш. № 3 716 599 от 29. 03. 84 г.
46. Ильин В.Д., Фортунатова Н.К. Методы прогнозирования и поисков нефтегазоносных рифовых комплексов. – М.: Недра, 1988. – 201 с.
47. Инджелс Д.Д.К. Морфология, палеонтология и петрография торнтонского рифового комплекса, силур северо-восточного Иллинойса // Геология и нефтегазоносность рифовых комплексов. – М., 1968. – С. 102–131.
48. Инструкция по отбору, документации, обработке, хранению и сокращению керна скважин колонкового разведочного бурения / МГ СССР. – М., 1973. – 24 с.
49. Инструкция по проводке опорных скважин и камеральной обработке материалов опорного бурения. – Л.: Гостоптехиздат, Ленингр. отд-ние, 1958. – 144 с. – (М-во геол. и охраны недр. ВНИГНИ).
50. Интерпретация данных сейсморазведки: Справ. / Под ред. О.А. Потапова. – М.: Недра, 1990. – 448 с.: ил.
51. Ископаемые органогенные постройки, рифы, методы их изучения и нефтегазоносность / Королюк И.К., Михайлова М.В., Равикович А.И. и др. – М.: Наука, 1975. – 235 с.
52. Каледа Г.А. Некоторые замечания к вопросу об эпигенезе осадочных пород // Тр. МГРИ им. С. Орджоникидзе. – 1958 – Т. 33. – С. 14–31.
53. Карта геологических формаций Урала: Масштаб 1 : 1 000 000 / Под ред. О.А. Кондаина.
54. Карта размещения рифогенных формаций фанерозоя на территории СССР. / Под ред. Н.М. Задорожной, А.К. Иогансон.
55. Королюк И.К. Органогенные постройки и рифовые формации палеозоя западного склона Южного Урала и Приуралья // Литология и палеогеография биогермных массивов. – М.: Наука, 1983. – С. 45–56.

56. Королук И.К. Схема классификации карбонатных формаций // Постседиментационные изменения карбонатных пород и их значение для историко-геологических реконструкций. – М., 1980. – С. 84–89.
57. Краснов Е.В. К изучению рифовых фаций мальма СССР // Ископаемые рифы и методы их изучения. – Свердловск, 1968. – С. 169–183. – (Тр. III палеоэкол.-литол. сессии).
58. Краснов Е.В., Позднякова Л.А. Кальций-магнийевый метод в морской биологии. – М.: Наука, 1982. – 98 с.
59. Крашенинников Р.Ф. Понятие «фация» и методические вопросы фациального анализа // Литология и полезные ископаемые. – 1983. – № 5. – С. 24–37.
60. Кузнецов В.Г. Геология рифов и их нефтегазоносность. – М.: Недра, 1978. – 304 с.
61. Кузнецов В.Г. Использование принципов циклостратиграфии для отделения и изучения особенностей строения рифов // Проблемные вопросы литостратиграфии. – Новосибирск, 1980. – С. 129–132.
62. Кузькокова Н.Н. О рифогенных отложениях Печорского Урала. // Геология и полезные ископаемые северо-востока. – Сыктывкар, 1978. – С. 27–31. – (Тр. Ин-та Геологии Коми ФАН СССР: Вып. 27).
63. Кузьмин А.В., Овнатанова Н.С. Верхнефранские мелководные конодонты Южного Тимана // Палеонтологический метод в практической стратиграфии. – М.: ИГИРГИ, 1989. – С. 15–22.
64. Кунин Н.Я., Кучерук Е.В. Сейсмостратиграфия в решении проблем поисков и разведки месторождений нефти и газа. – М.: ВИНТИ, 1984. – 199 с.
65. Ларионов В.В. Резванов Р.А. Ядерная геофизика и радиометрическая разведка. – М.: Недра, 1976. – 295 с.
66. Е.С. Ларская, В.Д. Ильин, О.Л. Четверикова и др. Региональный и локальный прогноз нефтегазоносности. – М.: Недра, 1987. – 237 с. – (Тр. ВНИГНИ; Вып. 256).
67. Лидер М.Р. Седиментология. – М.: Мир, 1986. – 439 с.
68. Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. – М.: Наука, 1988. – 308 с.
69. Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. – М.: Наука, 1974. – 438 с.
70. Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. – М.: Наука, 1978. – 392 с.
71. Логвиненко Н.В. Математические методы анализа цикличности в геологии. – М., 1984.
72. Маслов В.П. Атлас порообразующих организмов (известняковых и кремневых). – М.: Наука, 1973. – 266 с.
73. Маслов В.П. Геолого-литологическое исследование рифовых фаций Уфимского плато. – М.: Изд-во АН СССР, 1950. – 70 с. – (Тр. ИГН АН СССР. Сер. Геол.; Вып. 118. № 42).
74. Махлаев В.Г. О разломоченных породах в данково-лебедянских слоях // Докл. АН СССР. – 1957. – Т. 117, № 2. – С. 294–297.
75. Меннер В.В. Литологические критерии нефтегазоносности палеозойских толщ северо-востока Русской платформы. – М.: Наука, 1989. – 133 с.
76. Меннер В.В. и др. Сопоставление разнофациальных разрезов франского яруса на Южном Тимане // Бюл. / МОИП. Отд-ние геологии. – 1992. – 67 (6). – С. 64–82.
77. Методические рекомендации по применению пространственной сейсморазведки 3 D на разных этапах геологоразведочных работ на нефть и газ / Левянт В.Б. и др. – М.: ОАО «Центр. геофиз. экспедиция», 2000. – 35 с.
78. Методические рекомендации по прогнозированию строения карбонатных формаций / ВНИГНИ; Сост. Н.К. Фортунатова. – М., 1990. – 40 с.
79. Методическое руководство по геологической съемке масштаба 1:50 000 и поискам / Под ред. А.С. Кумпана. – 2-е изд. – Л.: Недра, 1978. – Ч. 1. – 502 с.; Ч. 2 – 286 с.
80. Методы изучения осадочных пород: В 2 т. / Отв. ред. Н.П. Страхов. – М.: Госгеолтехиздат, 1957. – Т. 1/2. – 564 с.
81. Мизенс Г.А. Верхнепалеозойский флиш Западного Урала. – Екатеринбург: Урал. отд-ние РАН, 1997. – 230 с.
82. Михайлова М.В. Петрографические особенности карбонатных пород верхней юры Северного Кавказа и Предкавказья и выделение среди них типов коллекторов // Литология и полезные ископаемые. – 1965. – № 5. – С. 18–30.
83. Михеев И.Г. Состав, строение и условия образования карбонатной формации верхней юры Юго-Западного Гиссара: Автореф. дис. на соиск. учен. степ. канд. геол.-минерал. наук / МГРИ. – М.: МГРИ, 1974. – 29 с.
84. Михеев И.Г., Фортунатова Н.К. Литологическое изучение карбонатных отложений, вмещающих органогенные постройки // Геологическая съемка в районах развития отложений с органогенными постройками: Метод. пособие по геол. Съемке масштаба 1 : 50000. Вып. 2. – Л., 1982. – С. 143–158.
85. Муравьев И.С. Стратиграфия и условия формирования пермских отложений Печорского Приуралья. – Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1972. – 202 с.
86. Муратов М.В. К вопросу о рациональной классификации карбонатных пород // Совет. геология. – 1940. – № 11.
87. Мурахеви А.М., Преображенский Б.В. Физиологические светосуммы и жизненные формы герматипных кораллов // Биология коралловых рифов: морфология, систематика, экология. – М., 1985. – С. 192–203.

88. Мушин И.А. и др. Структурно-формационная интерпретация сейсмических данных. М.: Недра, 1990. – 299 с.
89. Наливкин Д.В. Учение о фациях: В 2 т. – Т. 1. – М.: Изд-во АН СССР, 1956. – 534 с.
90. Никонов Н.И., Коваленко В.С., Головань А.С. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности залежей нефти, приуроченных к отложениям доманиковых фаций в северо-восточных районах Тимано-Печорской Нефтегазоносной провинции. // Геология и освоение ресурсов нефти в Камско-Кинельской системе прогибов. – М.: Недра, 1991. – С. 115–119.
91. Овнатанова Н.С. Об объеме франского яруса и границах его подразделений по конодонтам // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1978. – № 2. – С. 79–84.
92. Опорные разрезы карбона и перми Северного Тимана. – Спб.: Наука, 1977. – (Тр. МСК; Т. 24).
93. Осипова А.И., Бельская Т.Н., Фомина Е.В. Новые данные о палеогеографии и фациях визе-нанюрского бассейна Московской синеклизы // Литология и палеогеография палеозойских отложений Русской платформы. – М., 1972 – С. 141–161.
94. Офман П.Е. Происхождение Тимана. – М., 1961. – 140 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 58).
95. Патрунов Д.К. О глубинном происхождении вторичных доломитов в девоне Таймыра // Тр. Сиб. НИИ геол., геофиз. и минсырья. – 1973. – Вып. 170. – С. 69–74.
96. Патрунов Д.К. Особенности современного мелководно-морского карбонатакопления // Карбонатные формации Сибири и связанные с ними полезные ископаемые. – М., 1982.
97. Пермская система земного шара: Путеводитель геологических экскурсий 23 июля – 4 августа 1991. – Свердловск: Урал. отд-ние АН СССР, 1991. – 64 с.
98. Перфильев А.С. Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. – М.: Наука, 1979. – 187 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 328).
99. Петтиджон Ф. Дж. Осадочные породы. – М.: Недра, 1981. – 416 с.
100. Предтеченский Н.Н. Литотипы и фации, принципы выделения и таксономия // Обстановки осадконакопления и их эволюция. – М.: Наука, 1984. – С. 127–131.
101. Предтеченский Н.Н., Тесаков Ю.И. Методология экостратиграфических исследований платформенных седиментационных бассейнов // Тр. ИГИРГИ СО АН СССР. – 1982. – № 508. – С. 5–9.
102. Преображенский Б.В. О номенклатуре жизненных форм кораллов // Биология моря. – 1975 – № 1. – С. 23–30.
103. Преображенский Б.В. Современные рифы. – М.: Наука, 1986. – 216 с.
104. Преображенский Б.В., Арзамасцев И.С. Гомологическая система жизненных форм склерактиний // V Всесоюз. симп. по ископаемым кораллам и рифам: Тез. докл. – Душанбе, 1983. – С. 7–8.
105. Преображенский Б.В., Арзамасцев И.С. Жизненные формы колониальных склерактиний // Палеонтол. журн. – 1985. – № 4. – С. 4–11.
106. Прогноз емкостных свойств карбонатных пород на основе генетического анализа / М-во Геологии СССР, ИПК; Сост.: В.Д. Ильин, Н.К. Фортунатова. – М.: ИПК М-ва Геологии СССР, 1990. – 53 с.
107. Пустовалов Л.В. Петрография осадочных пород: В 2 т. – М.; Л., Гостоптехиздат, 1940. – Т. 1. – 476 с; Т. 2. – 420 с.
108. Путеводитель геологических экскурсий по карбонатным отложениям Среднего Урала (14–16 июня 1991 г.). – Свердловск: Урал. отд-ние АН СССР, 1991. – 96 с.
109. Путеводитель экскурсий на пермские отложения р. Кожим (15–25 августа 1995). – М.: ПИН РАН, 1995. – 45 с.
110. Решение геологических задач сейсмическими методами разведки / Е.А. Галаган, А.М. Епинатьева, В.П. Патрикеев, Н.Д. Стариченко. – М.: Недра, 1979. – 224 с.: ил.
111. Ритенберг М.И. Опыт применения различных методов корреляции разрезов. Фациально-циклический метод // Корреляция угленосных отложений и угольных пластов в Донском бассейне. – Л., 1972. – С. 71–95.
112. Рифогенные и сульфатоносные формации фанерозоя СССР. / Г.А. Беленицкая, Н.М. Задорожная, А.К. Иогансон и др. – М.: Недра, 1990. – 291 с.
113. Романовский С.И. Седиментологические основы литогенеза. – Л.: Недра, 1977. – 404 с.
114. Рухин Л.Б. Основы литологии. – 3-е изд. – Л.: Недра, 1969. – 780 с.
115. Сейсмическая стратиграфия / Шерифф Р.Е., Грегори А.П. Вейл П.Р. и др. – М.: Мир, 1982. – 846 с.
116. Селли Р.К. Дельтовые фации и геология нефти и газа, 1981 // Достижения в нефтяной геологии. – М., 1988. – С. 201–228.
117. Селли Р.Ч. Древние обстановки осадконакопления. – М.: Недра, 1989. – 286 с.
118. Сендерс Дж.И., Фридмен Дж.М. Происхождение и распространение известняков. // Карбонатные породы: В 2 т. Т. 1. Генезис, распространение, классификация. – М., 1970. – С. 165–248.
119. Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов / Шванов В.Н., Фролов В.Т., Сергеева Э.И. и др. – СПб: Недра, 1998. – 352 с.
120. Славкин В.С. Геолого-геофизическое изучение нефтеносных, продуктивных отложений. – М.: МГУ, 1999. – 158 с.

121. Смирнов Г.А. О литологическом изучении биогермов. // Ископаемые рифы и методика их изучения. – Свердловск, 1968. – С. 35–79.
122. Событийная стратиграфия / Под ред. Г. Энзеля и А. Зейлахера. – М.: Мир, 1985. – 502 с.
123. Степанов Д.Л., Месежников М.С. Общая стратиграфия: Принципы и методы стратиграфических исследований. – Л.: Недра, Л. отд-ние, 1979. – 423 с.
124. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза: В 3 т. – М.: Наука, 1960–1962. –Т. 1. – 212 с.; Т. 2. – 574 с.; Т.3. – 550 с.
125. Строение верхнеюрской карбонатной формации центральных областей Средней Азии / Под ред. Н.В. Безносова, В.Д. Ильина, И.Г. Михеева и др. – М.: Недра, 1976. – 128 с. – (Тр. ВНИГНИ; Вып. 164).
126. Структура платформенного чехла Европейского Севера СССР. /Под ред. В.А. Дедеева. – Л.: Наука, 1982. – 200 с.
127. Тархов А.Г., Бондаренко В.М., Никитин А.А. Комплексование геофизических методов: Учеб. для вузов. – М.: Недра, 1982. – 295 с.
128. Тафт У.Х. Современные карбонатные осадки // Карбонатные породы. Т. 1. Генезис, распространение, классификация. – М., 1970. – С. 40–45.
129. Твенгофел У.Х. Учение об образовании осадков. – М.; Л.: ОНТИ, 1936. – 916 с.
130. Тектонические критерии прогноза нефтегазоносности Печорской плиты. /В.А. Дедеев, Л.З. Аминов, В.Г. Гецен и др. – М.: Наука. 1981. – 100 с.
131. Теодорович Г.И. О классификации кремнисто-карбонатно-глинистых пород // Разведка и охрана недр. – 1958. – № 6. – С. 7–12.
132. Теодорович Г.И. Учение об осадочных породах. – Л.: Гостоптехиздат, 1958. – 578 с.
133. Тимофеев П.П. Геология и фашии юрской угленосной формации Южной Сибири. – М.: Наука, 1969. – 460 с. – (АН СССР. Геол. ин-т. Тр.; Вып. 197).
134. Тимофеев П.П. Некоторые вопросы литолого-фациального анализа осадочных пород и руд. – М.: Наука, 1975. – 190 с.
135. Тимофеев П.П., Ренгартен Н.В., Еремеев В.В. Применение литолого-фациального метода к изучению осадков океана // Обстановки осадконакопления и их эволюция. – М.: Наука, 1984. – С. 27–51.
136. Тимофеев П.П. и др. Особенности преобразования вещества осадков различных фаций в процессе формирования пород // Состояние и задачи советской литологии. – М.: Наука, 1970. – С. 145–155. – (/ П.П. Тимофеев, Л.И. Боголюбова, В.В. Еремеев, В.И. Копорулин, А.Л. Юревич).
137. Тихомиров С.В. Система осадочных ритмов стратисферы и распределение в ней некоторых видов полезных ископаемых // Изв. вузов. Геология и разведка. – 1985. – № 7.
138. Тихомиров С.В. Факторы осадочного процесса и его основной закон // Изв. вузов. Геология и разведка. – 1972. – № 3.
139. Тихомиров С.В. Этапность (периодичность) осадочного процесса в свете работ М.С. Швецова // Изв. вузов. Геология и разведка. – 1965. – № 11.
140. Тихомиров С.В. Этапы осадконакопления девона Русской платформы и общие вопросы развития и строения стратисферы. – М.: Недра, 1995. – 445 с.
141. Трофимук А.А., Карогодин Ю.Н. (Ред.). Теоретические исследования по терминологии седиментационной цикличности // Сб. науч. тр. Ин-та геологии и геофизики Сибир. отд-ния АН СССР. – Новосибирск, 1978. – 140 с.
142. Уилсон Дж.Л. Карбонатные фашии в геологической истории. – М.: Недра, 1980. – 463 с.
143. Феофилова А.П., Левенштейн М.Л. Особенности осадко- и угленакопления в нижнем и среднем карбоне Донецкого бассейна // Тр. Геол. ин-та АН СССР. – 1963. – Вып. 73. – 174 с.
144. Фортунатова Н.К. Генетические типы и седиментационные модели карбонатных отложений // Совет. геология. – 1985. – № 1. – С. 32–45.
145. Фортунатова Н.К. Новое направление изучения нефтегазоносных комплексов востока Европейской части России // Геология и минерал. ресурсы Европ. северо-востока России. Новые результаты и перспективы: В IV т. – Сыктывкар, 1999. – Т. III. – С. 124–126.
146. Фортунатова Н.К. Седиментологические основы изучения карбонатных толщ: Учеб. пособие / МГГА. – М., 1997 – 87 с.
147. Фортунатова Н.К. Типы биогермных массивов верхней юры Юго-Западного Гиссара // Бюл. / МОИП. Отд-ние геологии. – 1977. – № 6. – С. 150–151.
148. Фортунатова Н.К., Григорьева И.К. Опыт изучения каркаса органогенных построек на примере верхнеюрских биогермов Юго-Западного Гиссара // Изв. вузов. Геология и разведка. – 1976. – № 10. – С. 28–32.
149. Фортунатова Н.К., Ильин В.Д. Методы прогнозирования и поисков нефтегазоносных рифовых комплексов. – М.: Недра, 1988. – 201 с.
150. Фортунатова Н.К., Швец-Тэнэнта-Гурий А.Г. Методы прогноза строения карбонатных природных резервуаров в поднадвиговых зонах // Геология, геохимия, геофизика и разработка нефти и газа. – М.: ВНИГНИ, 1998. – С. 53–68.
151. Фортунатова Н.К., Швец-Тэнэнта-Гурий А.Г. Прогноз строения глубокопогруженных палеозойских карбонатных комплексов северной части Предуральяского прогиба Тимано-Печоры и Урала // Малоизученные нефтегазоносные комплексы Европейской части России: Тез. докл. науч. конф. – М.: ВНИГНИ, 1997.

152. Фортунатова Н.К., Швец-Тэнэта-Гурий А.Г., Шахвали А. Юрский карбонатный комплекс юго-востока Туранской плиты, строение и нефтегазоносность. // Известия вузов. Геология и разведка. – 1998. – № 4. – С. 17–35.
153. Фролов В.Т. Генетическая типизация морских отложений. М.: Недра, 1984. – 215 с.
154. Фролов В.Т. Литология: Учеб. пособие. Кн. 1. – М.: Изд-во МГУ, 1992. – 336 с.
155. Фролов В.Т. Руководство к лабораторным занятиям по петрографии осадочных пород. М.: МГУ, 1964. – 310 с.
156. Фролова Н.В. Классификация глинисто- и песчано-карбонатных пород // Совет. геология. – 1939. – № 7. – С. 62–70.
157. Хэллем Э. Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность. – М.: Мир, 1983. – 318 с.
158. Чалышев В.И., Сорвачев Н.С. Ритмичность карбонатных отложений. – Л.: Наука, 1977. – 38 с.
159. Чилингар Г.В., Биссел Г.Д., Вольф К.Х. Диагенез и катагенез карбонатных пород // Диагенез и катагенез осадочных образований. – М., 1971. – С. 165–290.
160. Чистяков П.А. Классификация обломочно-карбонатных и карбонатных пород // Зап. Узбек. отд. Всесоюз. минерал. о-ва. Вып. IX. – Ташкент, 1956. – С. 17–32.
161. Шатский Н.С. О геологических формациях // Избранные труды. Т. 3. – М.: Наука, 1965. – С. 7–9.
162. Швецов М.С. Петрография осадочных пород: Учеб. пособие для студентов геол.-разведоч. вузов и фак. – 3-е переработ. изд. – М.: Госгеолтехиздат, 1958. – 416 с.
163. Шуйский В.П. Верхнесилурийский и нижнедевонский рифовые комплексы Западного склона Урала. Вопросы экосистемного анализа. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983. – 83 с.
164. Шуйский В.П., Мухина В.П. Палеогеографическое положение и некоторые данные о литологии нижнедевонских и нижнеэфельских рифов Урала // Ископаемые рифы и методика их изучения. – Свердловск, 1968. – С. 89–115.
165. Щекотова И.А. Карбонатные формации южного Приуралья. – М.: Наука, 1990. – 112 с.
166. Япаскурт О.В. Стадиальный анализ литогенеза. – М.: МГУ, 1995. – 142 с.
167. Addy W.H. Coral reef morphogenesis: A multidimensional model // Science. – 1978. – Vol. 202, № 4370. – P. 831–837.
168. Alexanderson E.T. Marks of unknown carbonate – decomposing organelles in cyanophyte borings // Nature. – 1975. – 254, № 5497. – P. 212–238.
169. Bouma A.H. Sedimentology of some Flysh deposits. – Amsterdam: Elsevier, 1962. – P. 168.
170. Bramkamp R.A., Powers R.W. Classification of Arabian carbonate rocks // Bul. Geol. Soc. Am. – 1958. – № 69. – P. 1305–1318.
171. Bromley R.G. Bioerosion of Bermuda reefs // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. – 1978. – Vol. 23, №№ 3–4. – P. 169–197.
172. Carling P.A. Temporal and spatial variation in intertidal sedimentation rates // Sedimentology. – 1982. – 29, № 1. – P. 17–23.
173. Cotillon P. Sedimentation rythmique et milieux de dépôt: donés fournis par l'étude du Grétacé inférieur de l'are subalpin de Castellane (France SE) // Bull. Soc. géol. France – 1974 (1975). – 16, № 6. – P. 583–592.
174. Czurda K. Sedimentation zyklen aus dem Nor der Klostertaler Alpen (Nordische kalkalpen, verarlberg) // Ber. Naturwiss.-med. – Ver. Innsbruck., 1970. – 58. – P. 465–482.
175. Di Salvo L.H. Isolation of bacteria from the corallum of *Porites lobata* (Vaughan) and its possible significance // Amer. Zool. – 1969. – Vol. 9. – P. 735–740.
176. Didon X. Essai de classification des formations geologiques du detroit de Gibraltar dans l'optique de la geologie appliquee // Coloq. Madrid: Coloq. int. factibil. comun. fija Estre cho Gibraltar., 9–13 Nov, 1982. T. 1. – Madrid, 1983. – P. 331–334.
177. Dunham R.J. Classification of carbonate rocks according to their depositional texture // Am. Assoc. Petrol. Geol. Memoir № 1. Classification of carbonate rocks / Ed. W.E. Ham. – 1962. – P. 108–121.
178. Egana A.C., Di Salvo L.H. Mass expulsion of Zooxantellae by Easter Island corals // Pacif. Sei. – 1982. – Vol. 36, № 1. – P. 61–63.
179. Embry A.F., Klovan J.E. A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest territories // Bull. Canadian Petrol. Geologist. – 1971. – Vol. 19. – P. 730–781.
180. Evans I., Kendall Ch., G. St. C., Butler I.S. Genesis of Liassic shallow and deep water rhytime central High Atlas mountains, Morocco // I. Sediment. Petrol. – 1977. – 47, № 1. – P. 120–128.
181. Fairbridge R.N. Stratigraphic correlation by microfacies // Am. I. Sci. – 1954. – 252. – P. 683–694.
182. Fischer A.G., Honjo S., Garrison R.E. Electron micrographs of limestones and their nannofossils. – Prinseton (N. J.): Prinseton. univ. press, 1967. – 141 p.
183. Flügel E. Microfazische untersuchungen in der Alpinen Triassic. Methoden und Problemen. – // Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. – 1972. – Bd. 21. – S. 9–64.
184. Folk R.L. Practical petrographic classification of limestones // Bull. Am. assoc. petrol. geol. – 1959. – Vol. 43. – P. 1–38.
185. Galloway W.E. Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of the deltaic depositional systems // Deltas, models for exploration / M.L. Broussard (ed.). – Houston: Houston Geol. Soc., 1989. – P. 87–98.

186. Geister J. Riffbau und geologische Entwicklungsgeschichte der Insel San Andres (westliches karibisches Meer). – Stuttgart, 1975. – 201 S. – (Kolumbien-Stuttgart. Beitr. Naturk.; B. № 15).
187. Hadding A. Silurian algal limestones of Gotland; indicators of shallow waters and elevation of land; some reflections on their lithological character and origin. – Lund, 1959. – 26 p. – (Lund Univ. Inst. Mineral. Paleon. and Quat. Geology; Pub. 70).
188. Hag, B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // *Sci.* – 1987. – V. 235. – P. 1156–1166.
189. Hallam A. Eustatic control of major cyclic changes in Jurassic sedimentation // *Geol. Mag.* – 1963. – 100. – P. 444–450.
190. Hallock P., Schlager W. Nutrient excess and the demise of coral reefs and carbonate platforms // *Palaios.* – 1986. – 1, № 4. – P. 389–398.
191. Handford C.R., Loucks R.G. Carbonate depositional sequences and systems tracts – responses of carbonate platforms to relative Sea-Level changes // *AAPG. Mem. V. 57. Carbonate sequence stratigraphy: Recent Developments and Applications.* – 1993. – Pp. 3–41.
192. Irwin M.L. General theory of epeiric clear water sedimentation // *Bull. Amer. assoc. petrol. geol.* – 1965. – Vol. 49. – P. 445–459.
193. James N.P. Diagenesis. 5. Limestones: Introduction // *Geosci.* – 1988. – № 4 (Jan., 10) – P. 159–161.
194. James N.P. Reefs // *Amer. assoc. petrol. geol. Mem. 33: Carbonate depositional environments / Eds. P.A. Scholle, D.G. Bebout, C.H. Moore.* – 1983. – P. 345–462.
195. Kendall C.G. St. C., Schlager W. Carbonate and relative changes in sea level // *Marine Geology.* – 1981. – 44. – P. 181–212.
196. Land L.S., Goreau T.R. Submarine lithification of Jamaican reefs // *J. Sedim. Petrol.* – 1970. – 40. – Pp. 457–462.
197. Loucks R.G., Sarg J.F. Carbonate Sequence Stratigraphy: Recent Developments and Applications // *AAPG Mem.* – 1993. – V. 57. – 545 p.
198. Lowe D.R. Grain flow and grain flow deposits // *J. Sed. Petrol.* – 1976. – 46. – P. 188–189.
199. Loya V. Recolonization of Red Sea corals affected by natural catastrophes and man-made perturbations // *Ecology.* – 1976. – Vol. 57, № 2. – P. 278–289.
200. Macintyre I.G., Towe K.M. Skeletal calcite in living scleractinian corals: Micro(?)oring fillings, not primary deposits // *Science.* – 1976. – Vol. 193. – P. 701–702.
201. Mesolella K.I., Robinson I.D., McCormick L.M., Ormiston A.R. Cyclic deposition of Silurian carbonates and evaporites in Michigan basin // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* – 1974. – 58, № 1. – P. 34–62.
202. Meyers W.I. Carbonate cement stratigraphy of the Hake Valley Formation (Mississippian), Sacramento Mountains, New Mexico // *J. Sediment, Petrol.* – 1974. – 44. – P. 837–861.
203. Peterson M.N.A. Calcite: rate of dissolution in a vertical profile in the Central Pacific // *Science.* – 1966. – V. 154. – P. 1542–1544.
204. Plumley W.J. a. o. Energy index for limestone interpretation and classification // *Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 1. Classification of Carbonate Rocks / Ed. W.E. Ham.* – 1962. – P. 85–107. – (/ Plumley W.J., Risley G.A., Graves Jr. R.W., Kaley H.E.).
205. Read I.F. Carbonate cycles, Pillara Formation (Devonian), Canning Basin, Western Australia // *Bull. Can. Petrol. Geol.* – 1971. – 21, № 1. – P. 38–51.
206. Rosen B.R. Principal features of reef coral ecology in shallow water environments of Mahe, Seychelles // *Symp. Zool. Soc. London, 1971.* – Vol. 28. – P. 163–183.
207. Schulz M.G. Feinstratigraphie und Zyklengliederung des Unteren Muschelkalks in N-Hessen // *Mitt. Geol.-Paleontol. Inst. Univ. – Hamburg, 1972.* – № 41. – P. 133–170.
208. Seismic stratigraphy and global changes of sea level // *Seismic Stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration – Tulsa, 1977.* – (Mem. Am. Ass. petrol. Geol.; 26).
Из содерж.: Part. 6. Mitchum R.M., Jr., Vail P.R., Sangree J.B. Stratigraphic interpretation of seismic reflection pattern in depositional sequences. – Pp. 117–133; Part 2. Mitchum R.M., Jr., Vail P.R., Thompson S. The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. – Pp. 53–62.
209. Stanley D.J., Perrisoratis C. Aegean Sea ridge barrier and basin sedimentation, pateras Mar // *Geol.* – 1977. – V. 24. – P. 97–107.
210. Stieglitz R.D. Carbonate needles: additional organic sources // *Bull. Geol. Amer.* – 1973. – 84, № 3. – P. 927–930.
211. Talbot M.R. Major sedimentary cycles in the Corallian Beds (Oxfordian) of southern England // *Paleogeogr., Paleoclimatol., Palaeoecol.* – 1973. – 14, № 4. – P. 293–317.
212. Toomey D.F. (Eds.) European Fossil Reef Models // *Soc. Econ. Pal. Min. Sp. Pub.* – 1981. – Pub. 30. – P. 546.
213. Vail P.R. Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy. P. 1. Seismic stratigraphy interpretation procedure AAPG // *Studies in Geology. 27. V. 1. Atlas of Seismic Stratigraphy.* – 1987. – P. 1–10. – (Ed. by A.W. Bally).
214. Van Wagoner J.S. a. o. Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores and Outcrops: Concepts for High-Resolution Correlation of Time and Facies // *AAPG Methods in Exploration Series.* – 1990. – № 7. – 55 p. – (/ Van Wagoner J.S., Mitchum R.M., Campion K.M., Rahmanian V.D.).

215. Van Wagoner J.S., Posamentier H.W., Mitchum R.M. e.a. An overview of fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions // SEPM Spec. Publ. № 42. Sea Level Changes: An Integrated Approach. – 1988. – P. 39–45.
216. Weydert P. Morphologic et sedimentologic de la pent externe dolapartie nord du Grand Récif, de Tulear (SW de Madagascar). Nature et repartition de elements organogenes Cibre // Mar. Geol. – 1974. – 17, № 5. – P. 288–337.