

Ю. П. Смирнов

**РЕГИОНАЛЬНАЯ
СТРАТИГРАФИЯ
ВЕРХНЕГО
МЕЛА И ДАНИЯ
СЕВЕРНОГО
КАВКАЗА
И ПРЕДКАВКАЗЬЯ**

Ставрополь
1998

**Министерство общего и профессионального образования
Российской Федерации**

Ставропольский государственный университет

Ю.П. СМИРНОВ

**РЕГИОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЯ
ВЕРХНЕГО МЕЛА И ДАНИЯ
СЕВЕРНОГО КАВКАЗА
И ПРЕДКАВКАЗЬЯ**

**Ставрополь
1998**

УДК 551.763.3 (470.62/.67)

ББК 26.33

С50

Рецензенты: доктор геол.-минер. наук, профессор СГТУ
В.И. Петренко,
кандидат геол.-минер. наук, зав. лаб. литолого-стратигра-
фических исследований ОАО СевКавНИПИгаз
П.В. Бегун

Смирнов Ю.П.

С50 Региональная стратиграфия верхнего мела и дания Северного
Кавказа и Предкавказья. — Ставрополь: Изд-во СГУ, 1998. — 184 с.:
табл.; ил.; 165 библиогр. назв.

ISBN 5-88648-122-2

Монография содержит результаты многолетних стратиграфических исследований. Впервые всесторонне обосновывается региональная стратиграфическая схема (РСС), позволившая решить спорные вопросы сопоставления местных стратиграфических схем между собой и с общей стратиграфической шкалой. В комплексе применяемых методов выделения стратонов РСС основным является во многом новый геопериодный метод. Этот метод, а также предложения по совершенствованию стратиграфической теории базируются на оригинальном общественном и геосистемном анализе.

Монография представляет интерес для стратиграфов, а также для геологов различных специализаций и может быть использована в учебных целях.

ББК 26.33

ISBN 5-88648-122-2

© Смирнов Ю.П., 1998

© Издательство Ставропольского
государственного университета, 1998

ВВЕДЕНИЕ

Длительное (около 200 лет) стратиграфическое изучение верхнего мела и дания Северного Кавказа и Предкавказья, одного из множества регионов, удаленных от западно-европейских возрастных стратонамов, осуществлялось на фоне развивающейся стратиграфической парадигмы, влиявшей на теоретические представления и методическую тактику исследователей и, в конечном счете, на их предметные стратиграфические построения.

Особенно интенсивно стратиграфическая парадигма изменялась в течение последних 40-50-ти лет, когда, например, положение о единственности стратотипической биостратиграфической шкалы сменилось положением о самостоятельности местных и региональных стратиграфических схем. Конечно, разные специалисты воспринимают это и другие, сравнительно новые, положения стратиграфической теории по-разному, некоторые – вплоть до полного или частичного их отрицания. Можно сказать: сколько стратиграфов – столько и стратиграфических парадигм.

Тем не менее, существуют стратиграфические школы, объединяющие стратиграфов, единогласно принимающих то или иное узловое теоретическое определение. Содержание данной работы свидетельствует о принадлежности ее автора к школе Георгия Павловича Леонова, в учении которого главным представляется определение ведущей роли в стратиграфии – региональной стратиграфии.

Анализ результатов работ предшественников и современников и собственный, почти сорокалетний, опыт изучения верхнего мела и дания, а также и других возрастных интервалов региона, полностью подтверждают парадигму школы Г.П.Леонова.

В работе обосновывается необходимость региональной стратиграфической схемы верхнего мела и дания и комплекса разнопризнаковых методов ее построения. Особое внимание уделяется геопериодному фациально-формационному (в том числе биоформационному) методу выделения и обоснования региональных стратиграфических единиц. К обоснованию принятых теоретических положений и методов, наряду с эмпирическим индуктивным базисом, привлекаются оригинальные авторские дедуктивные общесистемные и геосистемные конструкции.

Данная работа не была бы выполнена без того или иного участия многих специалистов. Прежде всего, автор благодарен за предоставленный ему полевой материал и за определения фауны его сборов: М.М.Москвину, Д.П.Найдину, М.А.Пергаменту, М.М.Павловой, С.Л.Афанасьеву, Е.Ф.Фроловой-Багреевой, Е.А.Акулининой, Г.А.Ткачук и А.Е.Ткачуку.

За консультации, в том числе непосредственно на естественных разрезах, автор также благодарит вышеперечисленных и других специалистов. К последним относятся: О.С.Вялов, В.Л.Егоян, Ю.Н.Карогодин, Л.Ф.Копаевич, П.П.Лысенков, П.В.Ботвинник, И.В.Шабатиц, Э.Хериг, Б.П.Назаревич, И.А.Назаревич, И.Валашик, Р.Марциновский.

Не менее автор благодарен соратников по изучению верхнего мела и дания – В.Л.Галину, Ф.Г.Шарафутдинову, В.Ф.Шарафутдинову, Б.Г.Васину, В.Г.Плющенко, Б.Г.Вобликову, Ю.М.Магомедову, В.М.Еремину, Н.А.Тур, а также многочисленным техническим исполнителям, в том числе студентам и сотрудникам Грозненского нефтяного института и Ставропольского государственного университета. В окончательную подготовку монографии к печати большой труд вложили Ткаченко А.В. и Вакуленко Т.А.

Автор весьма признателен ректорату, деканату географического факультета и кафедре физической географии СГУ за материальную и техническую помощь, оказанную при подготовке и публикации монографии. Особенно признателен автор руководству Ставропольского краеведческого музея, способствовавшего восстановлению утраченного в 1995 году в Грозном фактического, фондового и литературного материала.

1. ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

Двухвековая история стратиграфических исследований верхний мел-датских отложений Северного Кавказа и Предкавказья включает два периода и семь этапов, различающихся по охвату территории, типу и интенсивности работ и детальности стратиграфических схем.

1.1. ПЕРВЫЙ ПЕРИОД (ОКОНЧАНИЕ 18 В. – ПЕРВЫЕ ДВА ДЕСЯТИЛЕТИЯ 20 В.)

Это период изучения разрезов отдельных участков полосы выхода отложений на поверхность немногими специалистами широкого профиля и его результаты имеют только историческое значение.

На **первом этапе** (окончание 18 в. – начало 19 в.) И.А.Гильденштедт (70 гг. 18 в.) описывает «южный» и «северный» «известковые» хребты Большого Кавказа и отмечает их различие по составу слагающих горных пород. В начале 20 века И.И.Эйхфельд выделяет здесь «вторичные» (современные верхняя юра – меловые) образования. Несколько позже (30 гг. 19 в.) Ф.Дюбуа де Монпере делает первые послойные описания разрезов верхнемелового флиша Северо-Западного Кавказа и Грузии (С.Л.Афанасьев, 1997).

В дальнейшем следует параллельное изучение верхнемеловых разрезов южного и северного склонов Большого Кавказа. Ниже рассматривается история исследований только по северному склону.

Второй этап (середина 19 в.) обусловлен исследованиями Г.В.Абиха (1844-1859 гг.), выделившего на Хадзыженском участке Северо-Западного Кавказа «ярусы», примерно соответствующие современным кампанскому, маастрихтскому и датскому интервалам разреза, и установившему в Известняковом Дагестане и на участке Кавказских Минеральных Вод (КМВ) отложения туронского и сенонского возраста. Довольно многочисленные макрофаунистические (в основном иноцерамовые) коллекции Г.В.Абиха изучались и на следующих этапах (Г.В.Абих, 1862*; Геология СССР, том 9, Северный Кавказ, 1947; С.Л.Афанасьев, 1997*).

Третий этап (окончание 19 в. – начало 20 в.) характеризуется некоторым расширением территории исследований. Продолжается изучение разрезов КМВ (С.Е.Симонович, Л.Ф.Бацевич, И.А.Сорокин, 1886; Л.Дрю, 1884; А.Н.Огильви, 1906); и Известнякового Дагестана (Н.Н.Барбот де Марни, 1894, 1895; В.П.Ренгартен, 1909); изучаются также разрезы других участков

* В главе 1 отмечены работы, имеющиеся в разделе «Литература»

северного склона – в пределах Кабардино-Балкарии (В.П.Ренгартен, 1911, 1915), Северной Осетии и Карачаево-Черкессии (Н.И.Каракаш, 1896). Появляется первая обобщающая работа: Н.И.Каракаш: Меловые отложения северного склона Главного Кавказского хребта и их фауна (СПБ, 1897).

Биостратиграфические результаты третьего этапа все еще небольшие: установлены отложения сеноманского, туронского, коньякского (не повсеместно) и сеноманского возраста. Палеонтологические достижения более существенные (Я.Шегрен, 1889; Д.Антула, 1899; В.П.Ренгартен, 1909, 1926 и др.). (Геология СССР, том 9, Северный Кавказ, 1947; Д.В.Дробышев, 1951*).

1.2. ВТОРОЙ ПЕРИОД (20-90 ГГ.)

Второй период отличается от первого ускоренным возрастанием от этапа к этапу всех признаков (территориального охвата, интенсивности исследований, детальности расчленения).

Четвертый этап (20-30 гг.) – это этап планомерных геологических исследований (в т.ч. стратиграфических) северного склона по десяти маршрутным пересечениям (1923-1933 гг.) и в плане крупномасштабных съемочных работ (1:42000, 1:50000).

Разрезы верхнего мела изучают: в Известняковом Дагестане Д.В.Дробышев (1925, 1929, 1931, 1938, 1947*, 1951*), Л.С.Либрович (1924), Н.С.Шатский (1925, 1929*), В.П.Ренгартен (1927); в Чечено-Ингушетии и Северной Осетии – В.П.Ренгартен (1926, 1933), Л.А.Гречишкин (1932); на участке КМВ – А.П.Герасимов (1910-1940); на Северо-Западном Кавказе – Б.М.Келлер (1936, 1939, 1940, 1947*). В 1935-1936 гг. Д.В.Дробышевым охвачен весь северный склон и наиболее полно результаты этапа изложены в его отчете (1936) и в его монографии (1951*).

В этих трудах Д.В.Дробышева, а также в работе В.П.Ренгартена (1947*) обосновывается наличие в регионе отложений всех ярусов и намечается выделение отложений некоторых подъярусов и иноцерамовых зон турона и эмшера люнебургского разреза Р.Гейнца (последние у Д.В.Дробышева, 1951*). Д.В.Дробышев (1947*, 1951*), рассматривая определения иноцерамов из коллекции Г.В.Абиха, высказывает предположение о наличии в регионе нижнетуронских отложений; он же считает необходимым поднятие границы кампан-маастрихт. Многие ярусные границы региональной биостратиграфической схемы Д.В.Дробышева (таблица 1.1) резко не совпадают с современными и почти все из них недостаточно определенные. Первое объясняется в основном другими представлениями о положении границ, а второе – неполнотой палеонтологических сборов и определений.

На этом этапе остро встает вопрос о границе мела и палеогена (дания и палео-

цена). Д.В.Дробышев приводит следующие мнения: Я.Шегрен (1889) относит лишённые макрофауны мергельные «фораминиферовые слои» (в последующем — пестроцветно-сероцветной свиты фораминиферовой серии) восточной половины региона к данию; А.Д.Архангельский (1925) считает их палеоценовыми; В.Д.Голубятников (1931) сероцветную их фацию юга Известнякового Дагестана относит к данию; М.Ф.Глесснер (1933) и Н.Н.Субботина (1933, 1936) показывают, что нижняя их часть в пестроцветной («красноцветной») фации имеет датский возраст.

В.П.Ренгартен (1947*) в общем следует за последними двумя специалистами но в некоторых разрезах (по р. Аргун и др.) проводит дат-палеоценовую границу по рубежу известняков с датской макрофауной и пестроцветных мергелей. И.А.Коробков (1947) считает сероцветную и пестроцветную фации «фораминиферовых слоев» одновозрастными и нижние их части относит к данию, а эльбурганский мергельный горизонт (в последующем – свита) центра и запада региона полностью относит к палеоцену. Похоже на то (по описанию разрезов, т.к. прямых указаний нет), что В.П.Ренгартен (1947*) считает эльбурган датским.

Выводы Д.В.Дробышева (1951*): «сероцветная» фация юга Известнякового Дагестана – верхний даний; «красноцветная» фация – верхний палеоцен; эльбурган – нижний палеоцен.

Пятый этап (40-50 гг.) отличается от предыдущего гораздо более детальным и, главное, специальным биостратиграфическим изучением естественных разрезов и охватом некоторых участков Предкавказья по скважинным разрезам.

В Дагестане работают М.М.Павлова (1955), Н.И.Маслакова (1961*), В.П.Ренгартен (1956*, 1965*), К.Г.Самышкина (1966); западнее (до Кабардино-Балкарии включительно) – Л.В.Захарова (1956, 1957*), И.М.Крисюк (1959, 1960); в центре региона, а затем и во всем регионе – М.М.Москвин (1951*, 1959*, 1962*); на западе региона - Н.В.Шарданов и В.П.Пекло (1960*), В.Л.Егоян (1961, 1962*).

Созданный в эти годы «Атлас верхнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма» (1959*) имеет большое практическое значение и в настоящее время. Наиболее полно результаты этого этапа представлены в указанном Атласе и в работе М.М.Москвина 1962* года. Н.И.Маслакова (1967) в основном по материалам, собранным ею в 50-60 годы, предложила зонально-подъярусную микробиостратиграфическую схему юга Европейской части СССР.

Основные достижения пятого этапа.

1. Зональное деление некоторых подъярусов.
2. Районирование территории по типу разреза (М.М.Москвин, 1962*).
3. Изменения положения границы кампан-маастрихт, правда, с захватом в кампан почти всего нижнего маастрихта.
4. Трехчленное деление дания, которое в последующем только детализировалось.

5. Установление нижнетуронских отложений в центральной части Северного Кавказа (Москвин, Павлова, 1960*).

6. Установление палеоценового возраста «красноцвета» и «сероцвета» (см. выше) (В.Г.Морозова, 1960) и датского возраста нижней части эльбурганской свиты (см. выше) (Е.К.Шуцкая, Л.С.Темин, 1956; Г.П.Леонов, В.П.Алимарина, 1964*). М.М.Москвин и Д.П.Найдин (1960*) установили одновозрастность эльбурганской свиты и нижней части «сероцвета», к которому, однако, отнесли и верхнюю часть дания.

К сравнительным «недостаткам» (сравнительно с последующими схемами) региональной биостратиграфической схемы М.М.Москвина (1959*, 1962*) относятся: нерасчлененность подъярусов сеномана, коньяка, верхнего сантона, маастрихта; низкое положение границы подъярусов сеномана; высокое положение и очень нечеткая определенность границы кампан-маастрихт; слабая определенность границ подъярусов сеномана, турона, коньяка, сантона.

Шестой этап (60-70 гг.) резко отличается от всех предыдущих этапов, во-первых, охватом всей обширной территории Предкавказья и, во-вторых, разработкой нескольких местных биостратиграфических и литостратиграфических схем. Это объясняется случайным обнаружением нефтяных залежей (при бурении на нижний мел) в верхнемеловом известняковом резервуаре (площади Селли, 1953 и Карабулак, 1956). Кроме того, по всему Предкавказью возрастает объем поискового и разведочного бурения на нижележащие отложения.

Согласно с административно-нефтегазовым делением региона местные стратиграфические исследования осуществляются четырьмя коллективами: дагестанским; грозненским (Чечено-Ингушетия, Северная Осетия); ставропольским и краснодарским.

Разрезы Дагестана изучают Ф.Г.Шарафутдинов (1966*), Ю.П.Смирнов (1967а*, 1967б*, 1968*, 1971*, 1972*, 1980*), Б.Г.Васин (1967*); палеонтологические определения производят Д.А.Агаларова и Р.А.Халафова (1975*), затем Г.В.Орел (1970*), а с 1965 года – М.М.Москвин, Д.П.Найдин и М.А.-Пергамент. Параллельно продолжает исследования К.Г.Самышкина (1966, 1968*). С 1965 года в Дагестане работает С.Л.Афанасьев (1972*, 1976, 1978*). В 70-е годы иноцерамовую фауну Дагестана определяет В.М.Харитонов (1974а, 1974б, 1975, 1982*).

В Чечено-Ингушетии и Северной Осетии на этом этапе работают П.П.Лысенков (1963*, 1965*, 1976*, 1978*), Е.Ф.Фролова-Багреева (1963*, 1972*), П.В.Ботвинник (1965*, 1969, 1973, 1978*, 1982*). С 1967 года разрезы этой территории, а также Кабардино-Балкарии описываются мною, частично совместно с М.А.Пергаментом и с С.А.Афанасьевым.

Разрезы Ставропольского края, а также Кабардино-Балкарии, запада Се-

верной Осетии и востока Краснодарского края, охватываются Е.А.Ткачуком, Г.А.Ткачук (отчеты 60-70 гг.), И.В.Шабатиным (1966, 1967*, 1970*), Л.С.Тер-Григорянц (1976*), а разрезы Краснодарского края – сотрудниками стратиграфической лаборатории КраснодарНИПИнефть во главе с В.Л.Егояном (1961, 1962*, 1965*, 1975*).

Все местные специалисты в начале этапа приняли за основу региональную схему М.М.Москвина 1959, 1962 годов.

Основные результаты шестого этапа представлены в таблицах 1.1, 1.2, 1.3, 1.4. М.М.Москвин в 1967 и 1970 годах, используя новые палеонтологические данные по Известняковому Дагестану, существенно изменяет свою региональную биостратиграфическую схему 1959, 1962 годов (личные сообщения). Изменения эти выражаются в детализации расчленения и в новом положении ярусных, подъярусных границ. Но, М.М.Москвин во многих случаях (для одной трети зон использует в качестве видов-индексов редко, единично и даже спорадически встречающиеся виды аммонитов и морских ежей, что не способствует практическому использованию его новой схемы. Такие же виды используются и в других макробиостратиграфических схемах (табл. 1.1, 1.2, 1.3).

В наиболее детальной местной биостратиграфической схеме (табл. 1.2, графа б), наряду с фаунистически хорошо охарактеризованными зонами и подзонами, выделены интервалы разреза, условно обозначенные как «немые слои». Региональная биостратиграфическая схема 1980 года (табл. 1.1, графа б) менее детальна, так как на этом этапе еще не удалось проследить многие подзональные единицы дагестанской схемы 1972 года по всему региону.

К достижениям шестого этапа относится установление отложений раннего турона в Дагестане (Халафова, Шарафутдинов, Самышкина, 1966*; Смирнов, Галин, Фролова-Багреева, 1967*) и прослеживание их до центральной части региона. В.М.Харитонов (1982*) определяет в интервалах «немых» слоев нижнего и верхнего коньяка (табл. 1.2, графа б) иноцерамовые зоны и предлагает более дробное, чем в той же схеме М.А.Пергамента и Ю.П.Смирнова (1972*), зональное деление маастрихта, основанное на его новых (монографически, к сожалению, не опубликованных) видах. В монографии «Меловые отложения обрамления Каспийского моря» (1980*), помимо стратиграфических, дана «Схема стратигеологического районирования северо-восточного Кавказа и Предкавказья в позднемеловую эпоху», дополняющая районирование М.М.Москвина (1959, 1962) по типу разреза.

Практическая (нефтегазогеологическая) необходимость разработки четырех местных макробиостратиграфических и четырех местных микробиостратиграфических схем (табл. 1.2 и 1.3) привела, однако, к разному пониманию в различных «местах» положения ярусных и подъярусных границ. По-

этому, уже на этом этапе была предпринята попытка создания регионально единой корреляционной стратиграфической схемы.

Последнее выразилось в обсуждении спорных вопросов на почти ежегодных рабочих совещаниях, организуемых В.Л.Егояном с 1965 года. Спорные вопросы так и не были решены и сопровождали принятую в 1978 году на совещании в г.Цхалтубо унифицированную стратиграфическую схему верхнего мела Северного Кавказа. В начале 80-х годов эта схема была утверждена на РМСК Кавказа (г.Баку, ИГ АН Аз. ССР) и вскоре была направлена мне на редактирование. Отредактированная мною схема, с сопровождающим ее текстом, в котором указывались все спорные вопросы, была направлена в РМСК Кавказа. Об этом я уведомил МСК СССР. Дальнейшая судьба этой схемы мне не известна. Неудачный опыт решения спорных вопросов показал, что нужен единый взгляд на стратиграфию верхнего мела региона.

В связи с последним, в конце шестого этапа была предпринята попытка решения спорных вопросов путем разработки свитно-региональной схемы (Смирнов и др., 1980*). Основанием для такой попытки послужило сравнительно небольшое расхождение между схемами А.Е.Ткачука и Ю.П.Смирнова (табл. 1.2, графа 6). Это привело к разработке региональной схемы (табл. 1.1, графа 6), которую, однако, также нельзя считать удачной.

На шестом этапе большое внимание уделялось местному литостратиграфическому расчленению, что особенно было связано с практикой поисково-разведочного бурения (табл. 1.4). Наиболее детальной (до подпачек) оказалась литостратиграфическая схема Дагестана (табл. 1.4).

В расчленении и корреляции скважинных разрезов большое значение должны были иметь микропалеонтологические данные. Оказалось, что эти данные не стали ведущими из-за небольшой детальности микробиостратиграфических схем (табл. 1.2, графа 5; табл. 1.3, графы 3, 7 и 8), поинтервального (не сплошного) отбора керна и неполного «выноса» керна, когда мергельные и глинисто-известняковые (наиболее удобные для извлечения микрофауны) его части не извлекаются из скважин.

Конечно, в корреляционном плане микропалеонтологические данные при изучении скважинных разрезов (как и естественных) необходимы, но ведущую роль в этом случае играли литостратиграфические разработки. Последнему способствовало то, что вертикальные изменения средней известковистости пачек и подпачек мергельно-известнякового разреза верхнего мела региона достаточно четко отражаются в электрокаротажной кривой «кажущегося сопротивления» (КС). В связи с этим в Дагестане рядом с естественными разрезами даже были пробурены пять специальных параметрических скважин с целью «трансляции» на скважинные разрезы литостратиграфических и биостра-

тиграфических расчленений естественных разрезов. Такая трансляция оказалась реальной и во всех предгорьях региона благодаря наличию множества скважин (нефтяных и водных), расположенных вблизи естественных разрезов.

Седьмой (современный) этап (80-90 гг.). На этом этапе мною охвачены естественные разрезы всего северного склона и скважинные разрезы площадей опорного, параметрического и поисково-разведочного бурения всего Предкавказья. Этому, помимо собственных наблюдений, способствовало предоставление в мое пользование полевых описаний и палеонтологических определений М.М.Москвина и М.М.Павловой, А.Е.Ткачука и Г.А.Ткачук, а также циклостратиграфических схем разрезов Краснодарского края Е.А.Акулининой.

В первой половине 80-х годов мною проведены консультации непосредственно на некоторых разрезах восточной части региона с М.М.Москвиным, Д.П.Найдиным, В.Л.Егояном, П.П.Лысенковым, П.В.Ботвинником, Л.Ф.Копаевич.

Суммарные результаты шестого этапа и 80-х годов седьмого этапа представлены в монографии «Верхний мел Юга СССР» (Северный Кавказ и Предкавказье – Смирнов, Москвин, Ткачук, 1986*), в книге «Стратиграфия СССР. Меловая система» (Северный Кавказ и Предкавказье – Москвин, 1986*) и в монографии «Мезозойско-кайнозойские комплексы Предкавказья» (Верхний мел – Егоян, Смирнов, Ботвинник, Шарафутдинов, 1988*). В первой монографии предложена региональная стратиграфическая схема Северного Кавказа и Предкавказья с комплексным палеонтологическим, литоформационным и биоформационным (см. ниже гл. 2) обоснованием ее подразделений. С небольшими изменениями эта схема представлена в настоящей работе (см. ниже гл. 3). М.М.Москвин (1986*), к сожалению, не предложил новую схему региона; он приводит только схему Восточно-Европейской платформы. М.М.Москвин (1986) уточнил свою схему районирования региона по типу разреза 1959-62 годов. В монографии 1986 года предложены более дробные подразделения этой схемы (по подтипам разреза).

Во второй половине 80-х годов (до 90 г. включительно) мною проводились дополнительные наблюдения опорных разрезов Известнякового Дагестана, отчасти совместно со специалистами по палеомагнитной стратиграфии (группа ГИ Саратовского университета – В.Н.Еремин, В.Н.Фомин и др.), С.Л.Афанасьевым, Ю.Н.Карогодиным, И.Валашиком и Р.Марциновским (Варшавский университет), Ф.Г.Шарафутдиновым, В.Ф.Шарафутдиновым, Н.А.Тур. Позже, по известным причинам, пришлось ограничиться повторным просмотром некоторых интервалов разрезов Чеченской республики (по р.р.Басс и Чанты-Аргун, 1992, 1993 гг.) и Карачаево-Черкесии (по р.Подкумок, 1997 г.).

С.Л.Афанасьев (1985, 1993) проследил во флишевых разрезах южного склона Большого Кавказа и в Известняковом Дагестане 328 синхронных литостратиграфических единиц (пачек, пакетов, циклитов) и 17 синхронных свит (в Дагестане – 14 свит).

1.3. ОБОСНОВАНИЕ НЕОБХОДИМОСТИ РЕГИОНАЛЬНОЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ СХЕМЫ

Анализ региональных и местных биостратиграфических схем (табл. 1.1, 1.2, 1.3) приводит к выводу о преобладании в них именно региональной или местной сущности, при всем стремлении авторов скоррелировать их с общей стратиграфической шкалой (ОСШ) или с различными (иноцерамовыми, по иглокожим, белемнитовыми) схемами различных районов Европейской палеозоогеографической области (ЕПО) и уже через них – с ОСШ. Более всего региональная и местная сущность северокавказских биостратиграфических схем выражается в недостаточной обоснованности в регионе ярусных, подъярусных и зональных границ, как ОСШ, так и схем других регионов ЕПО. Кроме того, в них местами используются закономерности распространения кавказских видов иноцерамов, морских ежей.

Недостаточная обоснованность возрастного положения границ подразделений региональных и местных биостратиграфических схем объясняется объективными и субъективными причинами. К первым относятся: естественные различия в фаунистической охарактеризованности различных регионов; постоянная спорность обоснования ярусных, подъярусных и зональных границ на международном уровне; недостаточная палеонтологическая изученность фоссилий региона (объективно-субъективная причина).

Прав В.Л.Егоян, утверждая принципиальную невозможность точного установления в регионах положения границ стратонов ОСШ (устанавливается палеонтологически точно только наличие в регионе отложений этих стратонов**). Постоянная спорность обоснования возрастных границ проявилась в нашем регионе и в последние годы, когда И.Валашик в 1990 году в опорном Дженгутайском разрезе (Дагестан) по иноцерамам перенес турон-коньякскую границу в середину верхнего тулона наших схем, а Н.А. Тур (1996а*, 1996б*) по фораминиферам из разрезов Дагестана подняла эту же границу в верхнюю часть коньяка наших схем (правда, с вопросом).

Субъективные причины: недостаточная детальность работ при описании разрезов; использование групп фауны, виды которых встречаются в регионе редко, единично, спорадически (см. выше – шестой этап); использование какой-то одной из групп фауны без учета данных по другим группам и аппелирование исключительно к соответствующим схемам ЕПО.

Эти причины привели к различности биостратиграфических схем разных авторов, как по положению границ подразделений, так и по наборам ис-

** Термин предложен В.Л.Егояном вместо – «стратиграфическая единица»

пользуемых видов-индексов и степени детальности. Различность местных биостратиграфических схем объясняется также разными условиями работ на разрезах. Наилучшие условия работ на разрезах в широком поле выходов на поверхность Известнякового Дагестана. Здесь же и наиболее стратиграфически полные, наиболее мощные и наиболее обнаженные толщи верхнего мела и дания. Не случайно этот участок региона во все времена привлекал больше всего исследователей.

В других местах региона гораздо чаще, чем в Известняковом Дагестане, приходится работать в условиях узких речных ущелий с отшлифованными водой известняковыми стенками или в условиях плохой обнаженности, когда разрез «собирается» из разрозненных небольших обнажений, или в условиях трудной доступности тех же ущелий и обрывистых эскарповых склонов верхнемеловых хребтов. В таких условиях гораздо труднее и искать фоссилии, и особенно, извлекать их из оскольчатых известняковых пород в сколько-нибудь достаточной сохранности.

Необходимость местных литостратиграфических схем (табл. I.4) связана не только с их прикладным (нефтегазовым) значением (см. выше, этап шестой), но и с тем, что они способствуют расчленению и сопоставлению разрезов. Различия этих схем вполне согласуются с фациальной изменчивостью. При вышеуказанных трудностях установления биотических признаков, абиотические (литологические) признаки дополняют первые. Абиотические признаки фиксируются в любых (по доступности) разрезах легче, чем биотические. Конечно, всегда при абиотическом сопоставлении разрезов необходим биотический контроль. Но, если биотические признаки в большей степени отражают закономерности межрегионального развития, то абиотические признаки в большей степени являются отражением регионального и местного развития.

Тем не менее, именно естественное различие местных литостратиграфических (свитных) схем, с подкреплением их местными же, и тоже различными, биостратиграфическими схемами, не способствовало образованию регионально единого стратиграфического взгляда на верхний мел и даний Северного Кавказа и Предкавказья.

Таким образом, с одной стороны, в регионе Северного Кавказа и Предкавказья не прослеживаются с достаточной точностью границы ярусов, подъярусов и зон ОСШ, а с другой стороны, поместные био- и литостратиграфические разработки также не привели к регионально единому стратиграфическому определению отложений рассматриваемого возрастного интервала. Отсюда и вытекает необходимость региональной стратиграфической схемы верхнего мела и дания Северного Кавказа и Предкавказья, методика разработки которой излагается в следующей главе.

Биостратиграфические схемы Северного Кавказа и Предкавказья

таблица 1.1.

Смирнов 1998 *				Дробышев 1951		Ренгартен 1956		Москвин		Смирнов, Перамент, Ткачук 1980			
								1959, 1962		1967, 1970			
1				2		3		4		5			
d	oh		3	B	H	d ₁ C.munieri Ech.sulcatus H.danica и др.	d ₂ H.danica	d – 3 Coraster ansaltensis		d – 3 Cor.ansaltensis			
			2					d – 2 Cyclaster gindrei		d – 2 Cycl.gindrei			
			1					d – 1 Cyclaster danicus		d – 1 Ech.edhemi			
										C.danicus Ech.edhemi			
m ₂	B		5	B	H	m ₂ I.tegulus S.constrictus P.renngarteni и др.	m ₂ I.tegulus	m ₂ I.tegulus Pseudoffaster renngateni и др.		m ₂ Inoc.dobrovi Pseudof.renngarteni			
			4							P.renngarteni			
m ₁	ur		3	B	H	cp I.regularis Ech.pyrami – datus B.cf.mucro – nata Offaster pilula Offaster pomeli и др.	m ₁ B.poliplocum	m ₁ H.sulcatum		m ₁ D.cylindraceum			
			2					Micraster grimmensis		Hauericeras sulcatum			
			1					cp ₂					
cp ₂	B		5	B	H			cp ₂ Eup. levyi	cp ₂ Eup. levyi	Micraster brongniarti		cp ₂ M.brongniarti	
			4							Micraster coravium		P.caucasicus	
cp ₁	bs		3	B	H			cp ₁ H.pseudo – gardeni	cp ₁ H.pseudo – gardeni	cp ₁ Inoceramus azerbay – djanensis		cp ₁ Inoceramus azerbay – djanensis	
			2							Micraster schroederi		H.pseudo – gardeni	
			1									Offaster pomeli	

cp₂ Pseudoffaster caucasicus

1		2		3	4	5	6				
st ₂	bt	B	5	B	cp	st ₂	Marsup. testudinarius Inoceramus haenleini	st ₂	Marsupites testudinarius	st ₂	Inoceramus haenleini
st ₁			4	B	st ^x	st ₁	I.cordiformis	st ₁	I.cordiformis	st ₁	I.cordiformis
cn ₂		H	3	B	cn	cn ₂	I.undulato - plicatus	cn ₂	I.undulato - plicatus	cn ₂	I.undulato - plicatus
cn ₁			2	B	I.involutus I.koeneni I.wandereri I.inconstans и др.	cn ₂	Inoceramus involutus Micraster coranguinum	cn ₂	Inoceramus involutus Inoceramus mantelli	cn ₂	I.involutus I.mantelli
t ₂			1	B	t	cn ₁	I.koeneni I.deformis I.wandereri Conulus subconicus	cn ₁	Inoceramus wandereri	cn ₁	I.koeneni I.wandereri
t ₁	av	B	5		I.mytiloides I.latus I.apicalis I.lamarcki I.deformis I.schloenbachii C.subrotund. C.subconicus и др.	t ₂	Inoceramus lamarcki Inoceramus apicalis	t ₂	Sternotaxis planus	t ₂	Inoceramus woodsi I.lamarcki Woods Inoceramus apicalis
cm ₂			4	B	C.subrotund. C.subconicus и др.	t ₁	Inoceramus hercynicus Inoceramus labiatus	t ₁	Inoceramus apicalis Inoceramus labiatus	t ₁	"немые слон"
cm ₁		H	3	B	cm	cm ₂	Holaster subglobosus I.scalprum, I.pictus Scaphites aequalis и др.	cm ₂	S.aequalis Discoidea cylindrica	cm ₂	Acanthoceras rhotomagense
			2	B	Ac.mantelli Ac.rhotomag. N.ultimus H.subglobosus и др.	cm ₁	I.crippsi I.scalprum, N.ultimus Mantellic. mantelli Schloenbachia varians и др.	cm ₁	Mantelliceras mantelli	cm ₁	I.scalprum M.mantelli I.crippsi Inoceramus cf.crippsi Neohibolites ultimus
			1	B							

st^x : I.cardissoides, I.cordiformis 1998* : горизонты (av, bt, bs, ur, oh - см. главу 3); зоны (1,2,3,4,5); подгоризонты и подзоны (H, C, B). Яруссы: cm - сеноман, t - турон, cp - коньяк, st - сантон, cr - кампан, m - маастрихт, d - даний (нижние и верхние под'ярусы).

Биостратиграфические схемы Дагестана

таблица 1.2.

Регион				Ренгартен 1965 (данные 1957)		Шарафутдинов, Смирнов и др. 1966 (отчет)	Фролова – Багряева, Смирнов 1969	Орел 1970 Самышкина * 1983	Смирнов 1971 Пергамент, Смирнов 1972										
Смирнов 1998																			
1				2		3	4	5	6										
d	oh		3	Protobrissus tercensis P ₁		d	Coraster ansaltensis	d	Subb.triloculinoides ^	d	Coraster ansaltensis								
			2	B	d	Cyclaster gindreii	Cyclaster gindreii		Glob. daubjergensis ^	Cyclaster gindreii									
				H															
				B															
m ₂	ur		1	B	Hercoglossa danica	Cyclaster danicus	Cyclaster danicus	Echinocorys edhemi	Globor. pseudobulloides ^	Ech. edhemi	C. danicus								
			H																
			m ₁	bs									5	B	m ₂ Pachydiscus neubergicus	I.tegulatus I.caucasicus I.alaeformis Eopachydiscus colligatus Discoscaph. constrictus Pseudoffast. renngarteni	m ₂ Inoceramus tegulatus	m ₂ Abath. mayaroensis	m ₂ Inoceramus tegulatus
													H						
4		m ₁ Acantoscaphites tridents			Pseudoff. renngarteni	m ₁ * B.incrassata crassa	m ₁ Inoceramus sp.nov												
3																			
cp ₂				2				B	Hauericeras pseudogardeni	Inoceramus azerbaijanensis	M.coravium M.schroederi	Bolivina incrassata incrassata ^	Reusella и Gaudryina	Hauericeras sulcatum	Inoceramus buguntaensis				
		H																	
		1		B															
		H																	
cp ₁			5	cp ₂ B. polyplocum	Pach.levyi	cp ₁ Inocer. azerbaijan. Micraster schroederi	cp ₁ Inocer. azerbaijan. Micraster schroederi	cp ₂ Stens. excolata Globotr. morozovae	Ataxophr. crassum Globotruncana arca	cp ₁ Inoceramus azerbaijanensis azerbaijanensis	Inoceramus dariensis								
			4	Hopl. vari															
			3	Hauericeras pseudogardeni															
			2	Diplamoc. bidorsatum															

1				2		3	4	5	6		
st ₂	B	5	B	st ₂ Pl.syrtales ^{xx}	Ech.turritus Inoceramus mantelli	st ₂ Inoceramus dagestanensis		st ₂ Gaudryina rugosa Globotruncana subarca ^x	st ₂ Inoc. dagestanensis		
			H						"немые слои"		
st ₁		4	B	Tex.texanus ^{xx}	I.cordiformis I.wandereri	st ₁ Inoc. cordiformis		st ₁ Arenobul. gigantea Globotrunc. concavata ^x	st ₁ Inoc. cordiformis		
			H						I.undulato - plicatus		
cm ₂	b1	3	B	cm ₂ Textanites emscheris ^{xx}	Inoceramus involutus I.koeneni I.inconstans	cm ₂ I.involutus	cm ₂ "немые"	cm ₂ Stensioina ^{xxx}	cm ₂	"немые слои"	
			C							I.involutus	I.involutus
		2	H				cm ₁ "немые слои"	Inoceramus involutus	Stensioina emscherica и мелкие Gumbelina	Inoceramus mantelli	
cm ₁			B	cm ₁ Barroisiceras haberfelneri ^{xx}	Inoceramus schloenbachi I.woodsii		cm ₁ "немые"		cm ₁ Verneulininae и Globotruncaninae	cm ₁ I.koeneni	"немые слои"
	H	1	C			I.wandereri	I.koeneni			I.wandereri	
t ₂			H							Inoceramus schloenbachi	
		5	B	t ₂ Romaniceras deverianum ^{xx}	Inoceramus falcatus I.apicalis Conulus subrotundus	t ₂ Inocer. lamarcki	t ₂ Inoceramus lamarcki		t ₂ Globotrunc. lapparenti Gaudryina whitei	t ₂ Inoceramus lamarcki	Inoceramus woodsii
			C				Inoceramus apicalis	I.apicalis			I.apicalis
	B	4	H			t ₁ Inoceramus labiatus	t ₁ "немые"	t ₁ Hedbergella holzli ^x Praeglobotruncana imbricata	t ₁ Inoceramus labiatus	"немые слои"	
t ₁			B	cm ₂ Acanthoceras rhotomagense Inoceramus tenuis Holaster subglobosus			Inoceramus labiatus			I.labiatus	I.hercynicus
cm ₂		3	H			cm ₂	cm ₂	cm ₂ Thalm. deekei Hedberg. portdownensis	cm ₂ Acanthoc. rhotomagense	A.rhotomag.	H.subglobosus
			C				Holaster subglobosus				H.subglobosus
	av	2	B	cm ₁ Mantelliceras mantelli Inoceramus crippsi		cm ₁	cm ₁	cm ₁ Thalm. brotzeni Hedbergella planispira	cm ₁ Mantel. mantelli	I.scalprum	
			H								I.crippsi
cm ₁		1	B	Inoceramus scalprum Neohibolites ultimus		Mantelliceras	mantelli	Thalmaninella appenica Hedbergella caspia	Parahibolites tourtiaie	I.cf.crippsi	Neohibolites ultimus
			C								
	H										

^{xx} в регионе не встречены^{xxx} Verneulina munsteri, Spiropl. praelonga

Здесь и в таблицах 1.1, 1.3, 1.4 пункт означает источность сопоставления с региональной схемой 1998 года

Местные биостратиграфические схемы С. Кавказа и Предкавказья

Таблица 1.3

Регион					Восток региона (без Дагестана)				Центр региона		Запад региона
Смирнов 1998					Захарова 1957	Ботвинник 1973, 1982	Лысенков и др. 1972	Лысенков, Ботвинник 1976	Смирнов, Пергамент, Ткачук 1980	Тер-Григорян 1976	Сторчевая 1975
1					2	3	4	5	6	7	8
d	oh		3	d	Anomalina danica Globigerina moskvini Verneuilina kelleri Plectina convergens и др.	d A.inconst. Globocornusa daubjergensis. Globorotalia compressa	d H.danica Ech.edhemi C.danicus Ech.renngart.	d	d A.inconst. Hercoglossa danica	d Globigerina cobululoid, G.edita G.varianta	d A.inconst. Globigerina trivialis Globocornusa daubjergensis
			2	B							
			H								
			1	B							
m ₂	ur	B	5	m	Bolivina incrassata crassa Stensioina caucasica	m ₂ Racemigu- embelina fruticosa	m ₂ Inoceramus tegulatus	m ₂ Inoceramus tegulatus	m ₂ Pachydiscus neubergicus	m Grammost. Incrassatum Bolivinoides draco Parella navarroana Anomalinoid. ekblomi	m ₂ Grammost. incrassatum crassa
			4	H							
			3								
			2	B							
m ₁	H		H		Bolivina incrassata Bolivinoides draco B. deccurens и др.	m ₁ G. contusa Pl. ruthenica	m ₁ Hauericeras sulcatum	m ₁ Hauericeras sulcatum	m ₁ Hauericeras sulcatum Belemnella lanceolata	cp ₂ ¹	cp ₂ Gr.kalinini
			1	B							
			H								
			1	H							
cp ₂	B		5		Bolivina kalinini Cibicides voltzianus Globotruncana stuarti и др.	cp ₂ Bolivina kalinini	cp ₂ Bostrychoc. polyplocum Pachydiscus koeneni	cp ₂ Pachydiscus koeneni	cp ₂ ¹	cp Brotzenella menneri и др.	cp ₂ Gr.kalinini
			4	cp							
			3								
			2	B							
cp ₁	H		H		Bolivinoides decoratus Cibicides artulagaensis Globotruncana diffic. Ataxophragmium orbignynaeformis и др.	G. morosovae cp ₁ G. stuarti Ataxophrag. orbignynaef.	cp ₁ I.azerbaydjan. M. schroederi	cp ₁ I.muelleri I.azerbaydjan. M. schroederi	cp ₁ -2 ¹ cp ₁ -1 ¹	Orbignyna ovata Pl.ruthenica B.decoratus	cp ₁ Orbignina ovata
			1	B							
			1	H							
			1	H							

cp₂¹ Bostrychoceras schloenbachi, B. polyplocum; cp₁-2¹ Eupachidiscus levyi, H. pseudogardeni; cp₁-1¹ Eupach. launay, I. azerbaijanensis

1				2	3	4	5	6	7	8
st ₂	B	5	B	st Globotr. arca	st ₁ Gl.concavata	st ₁ I.undulato-	st ₁ I.cordiformis.	st ₂ I.haenleini	st Gavelinella	st ₂ G.costul.
			H	Ataxophr. compactum	Gavelinella	plicatus			infrasanton.	B.laevigat.
st ₁	B	4	B	Buliminella obtusa	infrasanton.		I.und.-plicat.	st ₁ I.cordiformis.	Stensioina	st ₁ +cn
			H	в st ₂ : Glob. ventricosa					exsculpta	Stensioina
				Plectina convergens и др.	cn	cn ₂	cn ₂	cn ₂		Gavelinella
cn ₂	bt	3	B	cn ₂ Bolivina eleyi	Stensioina	Inoceramus	Inoceramus	cn ₂	cn	Stensioina
			C	Anomalina thalmani	emscherica	involutus	involutus	cn ₂		emscherica
			H	An.infrasantonica	Spiroplectina					thalmani
				Stensioina exsculpta	solida					
cn ₁	H	2	B	cn ₁ Anomalina kelleri	Gavelinella	cn ₁	cn ₁	cn ₁		
			C	An.praeinfrasantonica	thalmani	Inoceramus	Inoceramus	cn ₁		
			H	Spiroplect.jackeli		wandereri	wandereri			
				Globotr.lapparenti						
t ₂		1	B	t ₂ Verneuilina bronni	t ₂ Globotr.	t ₂	t ₂	t ₂	t	t ₂
			C	Hagenovella obesa	lapparenti	Inoceramus	Inoceramus	Inoceramus		Globotrunc.
			H	Ticinella arguensis		falcatus	lamarcki	lamarcki		lapparenti
				Globotrunc.marginata	Arenobul.		Inoceramus	I.apicalls		Praeglobotr.
	t ₁	5		Glob.globigerinoides	orbigny		falcatus			turbinata
			B	t ₁ Rotalipora turonica	t ₁ Rugoglob.	t ₁	Inoceramus	t ₁		t ₁ +cm ₂
			C	Globotruncana helvetica	holzli	Inoceramus	labiatus	Inoceramus		Gavelinella
			H	Gl.sicphani, Gl.imbricata и др.		labiatus	labiatus	labiatus		cenomanica
cn ₂	av	3	B	cn ₂ Rotalipora turonica	cn ₂ R.turonica	cn ₂	cn ₂	cn ₂	cm	Rugoglobi-
			H	Rot.monisalevensis и др.	Thal.deekei	Ac.rhotoma-	Holaster	Ac.rhotoma-		gerina
						gensis	subglobosus	gensis		marginata
										Hedbergella
cm ₁	H	2	B	cm ₁ Gaudryina gradata	cm ₁ Thalmanni-	cm ₁	Mantelliceras	cm ₁		Infracretac.
			H	Globiger.infracretacea	nella brotzeni	Mantelliceras	mantelli	Mantelliceras		Gavelinella
				Rotalip.apenninica		mantelli	mantelli	mantelli		kelleri
				Anomalina berthelini						
		1	C	Thalmanninella						
			H	и др.						

Местные литостратиграфические схемы С. Кавказа и Предкавказья

таблица 1.4.

Регион				Дагестан				восток региона (без Дагестана)		центр региона			запад региона				
Смирнов 1998				Смирнов Васим Орел 1967	Смирнов 1971 (канд. диссертация)	Смирнов и др. 1979, 1980, 1986		Лысенко, Ботвинник 1976	Смирнов и др. 1979, 1980, 1986		Егоян и др. 1975						
				пачка	п пачка	с п'с пачка	п'п	с свита, п'св.	св.	пачка	п'п	свита, толща					
1				2		3		4		5		6		7			
d	oh	3	20. известн.	2. известн.	3. глин. изв.	В	3. глин. изв.	мергели, глин. и сильно - глин. известняки	Э.	мергели	Э. песн.-мерг.						
		2	В									2. известн.	2. слабогл. известняки	глинистые известняки	алевролита - мергельная		
		1	В									1. глин. изв.	1. изв.-мерг.	2	глин. изв.	1	
m ₂	ug	5	В	2. слабоглин. известняки	1. среднеглин. известняки	В	5. чист. изв.	2	известняки глинистые и слабо- глинистые	чистые известн.	2	известняково - алевролита - мергельная					
		4	Н										15. известн. плитчатых	глин. изв.	1	4. песчан. изв.	3
		3	Н										14. мергельно- известняко- вая	3. известн.	3	глинист. известн.	2
m ₁	ug	2	В	1. известн.	2. известн.	С	2. сильногл. известн.	3	2	глинистые и слабо- глинистые известняки	4	3					
		1	В										3	2	1		
		Н	Н										1	1	1		
cr ₂	bs	5	В	2. слабоглин. известняки	1. известн.	В	6. глин. изв.	2	глинистые известняки и мергели	мергели	известняково- мергельная						
		4	Н									13. известн.	5. известн.	глин. известн.	2		
		3	В									11. известняки	4. слабогл. известняки	2	изв. и мерг.	1	
cr ₁	bs	2	В	2. чистые известняки	1. известн.	С	3. чистые известняки	1	глинистые известняки	2	1						
		1	Н									1	1				
		Н	Н									1	1				

Э - Эльбурская; Е - Ейская

2. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Излагаемые здесь методы отчасти традиционные или традиционные с некоторыми дополнениями, учитывающими особенности верхний мел-датской толщи региона, но также и существенно новые. Последние не были заданы изначально, а формировались в процессе многолетних (1957 г.) полевых работ и стратиграфических построений, как по рассматриваемому в данной работе возрастному интервалу, так и по другим интервалам мезозоя и кайнозоя (юрскому, нижнемеловому, палеогеновому, миоценовому). Применительно к региональным стратиграфическим построениям описываемые методы целесообразно делить на качественные, качественно-количественные и структурные.

2.1. КАЧЕСТВЕННЫЙ ПОДХОД

В мергельно-известняковой хомогенно-микробиогенной толще (150-1200 м) верхнего мела и дания Северного Кавказа и Предкавказья преобладают пелитоморфные известняки различной степени глинистости (около 80%); на втором месте – мергели (около 15%). Обломочные горные породы (обычно известковистые) распространены (в кампан-маастрихт-датском интервале) только на северо-западе Северного Кавказа и на северо-западе Предкавказья. На остальной территории региона псаммитовая, алевроитовая и алевропелитовая фракции, в основном органогенного происхождения, встречаются в виде примеси в известняковых и мергельных породах и лишь местами в отдельных интервалах разреза (нижний турон, кампан, более всего – нижний маастрихт) являются пороодообразующими.

При описании большинства разрезов применялась традиционная методика выделения в качестве “единиц описания” литологических пачек, мощностью от первых метров до первых десятков метров. Особо фиксировались одиночные прослои и слои (0,005-0,5 м): “кила” (монтмориллонита), с “зернами глауконита”, с кремневыми стяжениями, с обильными конкрециями сульфидов железа. Кроме того, особо отмечались мелоподобность, мраморовидность, битуминозность пород.

В самом начале исследований литологические пачки определялись приблизительно: «чистых известняков», «глинистых известняков», «чередования известняков и мергелей» и тому подобное. Но уже с 1967 года, вслед за С.Л. Афанасьевым, использовалась дробная градация известняков (табл. 2.1), применявшаяся с дореволюционных времен на Новороссийских цементных заводах: чистый известняк (Ч – чистый; >97% CaCO_3); слабоглинистый («цементский» – Ц- 97-90%); среднеглинистый («высокий» – В - 90-82%); глинистый («натурал» – Н - 82-75%); сильноглинистый («романчик» -

P - 75-68%). Визуальное распознавание типа известняков основано на достаточно четкой зависимости от величины карбонатности некоторых внешних признаков: цвета и оттенка породы; типа слоистости; текстур выщелачивания (табл. 2.1; рис. 2.1). Кроме того, с повышением карбонатности возрастают густота и протяженность тектонических трещин.

Зависимость от карбонатности стилолитовых текстур обусловлена их генезисом, в основе которого установленный Г.И.Бушинским процесс выщелачивания пород под горным давлением седиментационной водой, отжимающейся из межслоевых глинистых прослоек. Зубчатость этих текстур объясняется неравномерностью микротекстуры известняков, состоящих из пелитовых хемогенных и биогенных (фораминиферы, кокколитофориды) кальцитовых частиц. Хемогенный аморфный кальцит растворяется лучше биогенного, представленного в кристаллической форме. В шлифах под микроскопом видно, как растворение слабо затрагивает раковинки или вообще обходит их, распространяясь в основном в местах преобладания хемогенного кальцита. Это же явление наблюдается при попадании в межслоевую плоскость растворения раковин макрофауны (иноцерамов, морских ежей) (рис. 2.1: 4, 6, 7).

Разбавление хемогенного и биогенного карбоната кальция терригенным глинистым материалом ведет к уменьшению высоты острозубчатых стилолитов, затем – к образованию пологозубчатых стилолитов, парастилолитов и «глинистых» текстур выщелачивания. Парастилолиты – текстура переходная от стилолитовой к «глинистой». То, что «глинистые» текстуры являются, хотя бы частично, текстурами выщелачивания, свидетельствуют наблюдения их в шлифах и в макроформах (рис. 2.1: 7). Столбчатые высокие (до 15 см) стилолиты характерны для участков региона, не испытавших значительных складчатых деформаций, имеющих сейчас пологое моноклинальное залегание – образуются в условиях длительного перпендикулярного к наложению горного давления. Сутуровый тип стилолитов объясняется сравнительно тонкостью межслоевых глинистых разделов – малым количеством отжимаемой из них седиментационной воды.

Наряду с послойными текстурами выщелачивания наблюдались текстуры выщелачивания (в основном стилолитовые), образующиеся по тектоническим трещинам и по трещинам выветривания. Первые от вторых отличаются системностью (параллельностью); вторые – хаотичны. Установлены две закономерности: текстуры выщелачивания по тектоническим трещинам менее, чем послойные, зависимы от карбонатности пород; стилолитовая выщелачиваемость характерна для систем тектонических трещин субкавказского простирания, трещины антикавказского простирания заполнены кристаллическим кальцитом, реже – сульфидами железа и глинистым материалом (Смирнов, Васин, 1964*, 1975*).

ТИП ГОРНОЙ ПОРОДЫ, ИНДЕКС	ОКРАСКА		СЛОИСТОСТЬ /РИС. 2.1/		ТЕКСТУРЫ ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ /РИС. 2.1/
	ЦВЕТ	ОТТЕПОК	ТИП	МЕТРЫ	
ЧИСТЫЙ ИЗВЕСТНЯК, Ч	ОЧЕНЬ БЕЛЫЙ, СВЕТЛЫЙ	РОЗОВАТЫЙ	РОВНАЯ	0,6 – 0,4 ДО – 1,0	СТИЛОЛИТОВЫЕ КРУПНО-ОСТРОЗУБЧАТЫЕ
СЛАБОГЛИНИСТЫЙ ИЗВЕСТНЯК, Ц	БЕЛЫЙ, СВЕТЛЫЙ	РОЗОВЫЙ	РОВНАЯ	0,5 – 0,3	СТИЛОЛИТОВЫЕ СРЕДНЕ-ОСТРОЗУБЧАТЫЕ
ИЗВЕСТНЯК СРЕДНЕЙ ГЛИНИСТОСТИ, В	БЕЛЫЙ, СВЕТЛЫЙ	КРАСНОВАТЫЙ	РОВНАЯ	0,4 – 0,2	СТИЛОЛИТОВЫЕ МЕЛКООСТРОЗУБЧАТЫЕ И ПОЛОГОЗУБЧАТЫЕ
ГЛИНИСТЫЙ ИЗВЕСТНЯК, Я	СВЕТЛО-СЕРЫЙ	КРАСНОВАТЫЙ ЗЕЛЕНОВАТЫЙ	СЛАБОВОЛНИСТАЯ	0,3 – 0,1	СТИЛОЛИТОВЫЕ ПОЛОГОЗУБЧАТЫЕ И ГЛИНИСТЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ
СИЛЬНОГЛИНИСТЫЙ ИЗВЕСТНЯК, Р	СЕРЫЙ	КРАСНО-БУРЫЙ, ЗЕЛЕНЫЙ	ВОЛНИСТАЯ, ЛЬВЦОВАЯ	0,2 – 0,05	ГЛИНИСТЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ТИПА 7,8 /РИС. 2.1/
МЕРГЕЛЬ, М	СЕРЫЙ, ТЕМНО-СЕРЫЙ	БУРЫЙ, ЗЕЛЕНЫЙ	“НЕЯСНАЯ” ЛЬВЦОВИДНАЯ	0,1 – 0,01	ГЛИНИСТЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ТИПА 8,9 /РИС. 2.1/

Тип слоистости (табл. 2.1, рис. 2.1) объясняется режимом осадконакопления: ровная толстая и средняя – спокойным, при редком усилении привноса терригенного глинистого материала; волнистая, «неясная» средне- и тонко слоистая – сравнительно большей подвижностью природных вод, ведущей частому локальному переотложению, при частом же усилении привноса терригенного глинистого материала.

Цвет пород прямо зависит от их карбонатности и битуминозности (чуждый); оттенок – от примесей окислов железа (красноватый) и глауконита (зеленоватый) (табл. 2.1).

Большое внимание уделялось палеооползневым (олистостромовым) деформациям (Васин, 1968*; Смирнов, кандидатская диссертация, 1971*) – свидетельствам интенсивных тектонических движений (рис. 2.2, табл. 2.2). Из них верхний мел-датской толще региона сравнительно редки формы гранулярной дифференциации, пластовых (складчатых и разрывных) деформаций и глыбовых (олистолитовых) внедрений. Обычны в этом интервале региона внутри формационные тестообразные, «рулетно-колобковые», «конгломерато-брежневые», «выклинивающиеся», «перерывные» и «сложно-складчатые» формы. В одних случаях эти формы резко увеличивают мощность отложений и, соответственно, скорость формирования разреза, в других – столь же резко уменьшают (в местах – источниках оползающих масс пород). Формы гранулярной дифференциации, типичные результаты «мутявых потоков», представлены в виде пластов (до 2,0 м) песчанистых известняков (местами в нижней части верхнего маастрихта). Глыбовые внедрения разных размеров наблюдаются в нижних горизонтах на северо-западе Северного Кавказа (глыбы поро-

нижнего мела и др.), в дании севера Известнякового Дагестана (глыбы турон-коньякского и др. возраста) и в верхней части нижнего кампана юга Известнякового Дагестана.

При описании скважинных разрезов (по керну) выделение «единиц описания» производилось с использованием данных электрометрического каротажа, главным образом – кривых «кажущегося сопротивления» (КС). Кривые КС четко отражают изменения средней карбонатности пачек пород (рис. 2.3), что обусловлено зависимостью значений КС от трещиноватости, увеличивающейся, как было отмечено выше, с повышением карбонатности.

Изучению трещиноватости (макро и микро) верхний мел-датской толщи с 60-х годов уделялось большое внимание, так как она определяла вторичную (трещинную) пористость (пустотность) и проницаемость соответствующего пластово-массивного резервуара для воды, нефти и углеводородного газа. При описании трещиноватости фиксировались: системы трещин, различные по времени генерации (наиболее распространены системы тектонических трещин ранней генерации, перпендикулярные наслоению); ориентировка систем трещин в пространстве (элементы «залегания» плоскостей трещин); густота трещин (их количество на 1 м перпендикулярно плоскостям трещин); ширина трещинного раздела или стилолитовости по трещинам; заполнение трещинных разделов.

Отбор макрофоссилий первоначально производился без определенной системы – по мере их встречаемости. Но уже с 1965 года в опорных разрезах было принято за правило искать органические остатки в каждом двухметровом (в среднем) интервале. Особенно «охотились» за остатками аммонитов

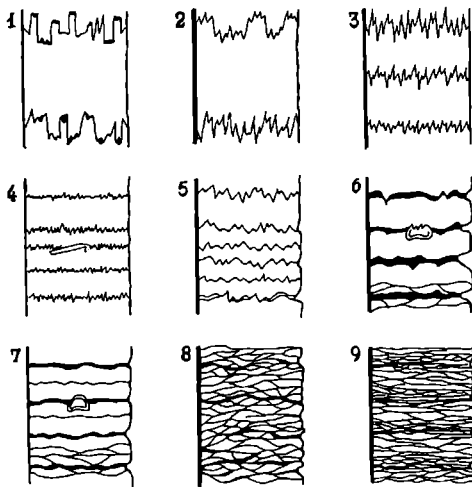


РИС. 2.1. ТЕКСТУРЫ ВЫЩЕЛЧИВАНИЯ И СЛОИСТОСТИ.

1 – 6 СТИЛОЛИТОВЫЕ: 1 – СТОЛБЧАТЫЕ /ДО 15 СМ/;

2 – СЛОЖНОЗУБЧАТЫЕ /7-5 СМ/;

3 – ОСТРОЗУБЧАТЫЕ /КРУПНЫЕ – 7-5; СРЕДНИЕ – 5-3; МЕЛКИЕ – 3-1 СМ/;

4 – СУТУРОВЫЕ /<1 СМ/; 5 – ПОЛОГОЗУБЧАТЫЕ /<5 СМ/;

6 – ПАРАСТИЛОЛИТЫ /ДО 3 СМ/; 7 – 9 “ГЛЫНИСТЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ”:

7 – СЛАБО ВОЛНИСТЫЕ /ДО 1,5 СМ/; 8 – ВОЛНИСТЫЕ /1-0,1 СМ/;

9 – “ВОЛОСНЫЕ” /<0,1 СМ/.

ТИП СЛОИСТОСТИ: 1 – 3 – РОВНАЯ ТОЛСТАЯ /0,6-0,4 М/;

4 – ПЛИТЧАТАЯ /0,2-0,02 М/;

5 – 7 – СЛАБО ВОЛНИСТАЯ СРЕДНЯЯ /0,4-0,2 М/; 8 – ВОЛНИСТАЯ СРЕДНЯЯ И ТОНКАЯ /0,2-0,05 М/; 9 – “НЕЯСНАЯ” ТОНКАЯ /<0,05 М/.

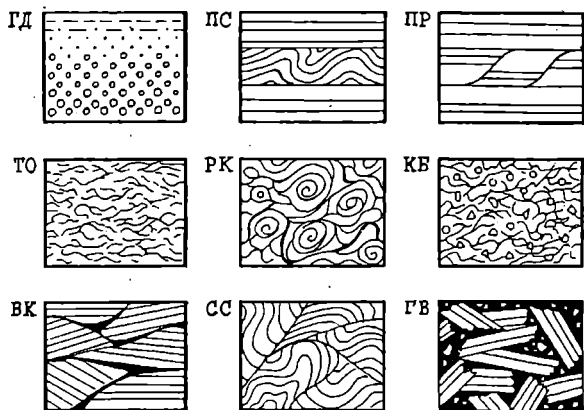


РИС. 2.2. ОПОЛЗНЕВЫЕ ТЕКСТУРЫ

ГД – ГРАДУИРОВАНАЯ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННОСТЬ ПЕСЧАНИСТЫХ ПЛАСТОВ ДО 2 М; ПС – ПЛАСТОВАЯ “СКЛАДЧАТОСТЬ”; ПР – ПЛАСТОВАЯ РАЗРЫВНОСТЬ; ТО – ТЕСТООБРАЗНОСТЬ ПЛАСТОВ ДО 15 М; РК – “РУЛЕТЫ”, “КОЛОБКИ” ПЛАСТОВ ДО 20 М; КВ – КОНГЛОМЕРАТ, БРЕКЧИЯ /В ТО ПАЧКАХ/; ВК – “ВЫКЛИНИВАНИЯ”, СРЕЗАНИЯ, “ПЕРЕРЫВЫ” /В ПАЧКАХ/ ДО 30 М; СС – СЛОЖНАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ /В ТОЛЩАХ ДО 50 М/; ГВ – ГЛЫБОВЫЕ ВВЕДЕНИЯ /В ТОЛЩАХ ДО 100 М; ГЛЫБЫ ДО 20 x 50/.

и белемнитов, так как остатки морских ежей и иноцерамов встречались почти всегда в сравнительно большом количестве. Отбор образцов на микрофаунистический анализ в опорных разрезах был также детализирован. Причем, отбирались образцы известняков и образцы межпластовых (межизвестняковых) глинистых прослоек.

В 60-е годы не преследовалась цель установления новых местных и региональных

стратопов. Была ориентировка на ранее установленные биостратоны схемы М.М.Москвина (1959, 1962) и на аммонитовые биостратоны (см. гл. 1, шестой период). Накопление новых более детальных палеонтологических данных, наряду с решением меловой комиссии МСК по кампан-маастрихтской и другим границам верхнего мела (1965), привели к некоторой корректировке местных и региональной биостратиграфических схем (в т. ч. и самим М.М.Москвин). Местные литостратиграфические схемы, при всей их практической (нефтегазогеологической) необходимости больше служили стратиграфическому разбедению. Обоснование стратопов биостратиграфических и литостратиграфических схем в 60-70 годы было преимущественно качественным.

2.2. КАЧЕСТВЕННО-КОЛИЧЕСТВЕННЫЙ ПОДХОД

С 1967 года была принята методика описания разрезов, применявшаяся С.Л.Афанасьевым на разрезах флиша южного склона Большого Кавказа. Это методика собственно послойного описания с фиксацией мощности и горнопородного состава каждого слоя, начиная с полусантиметровых прослоев (С.Л.Афанасьев фиксировал единицы, начиная с миллиметровых слоев). Прослои менее 0,5 см и стилолитовые межслоевые разделы отмечались как нулевые. Конечно, описывались только те прослои и разделы, которые выдерживались на протяжении всего обнажения; отдельные тонкие волни-

ПРИЧИНЫ И УСЛОВИЯ		СОСТОЯНИЕ ИСХОДНОГО МАТЕРИАЛА				ЛИТИФИЦИРОВАННОЕ	
		ПОЛУЖИДКОЕ		ПЛАСТИЧНОЕ			
		МОНОТИПНЫЙ ИЛ	ПОЛИГРАНУЛЯРНЫЙ ОСАДОК	ПОЛНОСТЬЮ ПЛАСТИЧНОЕ	ЧАСТИЧНО ЛИТИФИЦИРОВАВШОЕ		
АКТИВИЗАЦИЯ ДВИЖЕНИЯ ПРИДОННЫХ ВОД		ЛОКАЛЬНЫЕ ОСЛОЖНЕНИЯ ТИПОВ СЛОИСТОСТИ 8 И 9 /РИС.2.1./					
УСЛОВИЯ ДАВЛЕНИЯ И ВОЗДЕЙСТВИЯ ГРАДУСОВ	СЕДИМЕНТИРОВАНИЕ	СЛАБАЯ	ГРАНУЛЯРНАЯ ДИФФЕРЕНЦИРОВАНОСТЬ	"ТЕСТООБРАЗНОСТЬ"	"БРЕКЦИИ И КОНГЛОМЕРАТЫ"	ПЛАСТОВЫЕ ДЕФОРМАЦИИ ПС, ПР /РИС. 2.2./	
		СРЕДНЯЯ		"РУЛЕТЫ" И "КОЛОБКИ"			
		СИЛЬНАЯ		ЛОКАЛЬНЫЕ И МЕСТНЫЕ "ПЕРЕРЫВЫ"	МЕЛКИЕ ГЛЫБОВЫЕ ВНЕДРЕНИЯ		"ВЫКЛИНИВАНИЯ" И СЛОЖНАЯ "СКЛАДЧАТОСТЬ"
		ОЧЕНЬ СИЛЬНАЯ, КРУПНЫЕ РАЗРЫВЫ					

тые и «волосные» глинистые образования (см. рис. 2.1) фиксировались только в местах сгущений, образующих протяженные межпластовые разделы.

Применению методики собственно послойного описания разрезов способствовала принятая дробная градация основных горных пород – известняков (см. табл. 2.1). Кажущаяся трудоемкость этой методики, во всяком случае, меньше трудоемкости поисков и отбора макрофоссилий. Она не исключает попутное выделение литологических пачек, более того, делает это выделение более точным, а также способствует дифференциации границ пачек по резкости, установлению тонких, но имеющих большое корреляционное значение, прослоев (кила, глауконитовых и «волосных» глинистых образований (см. рис. 2.1) фиксировались только в местах сгущений, образующих протяженные межпластовые разделы.

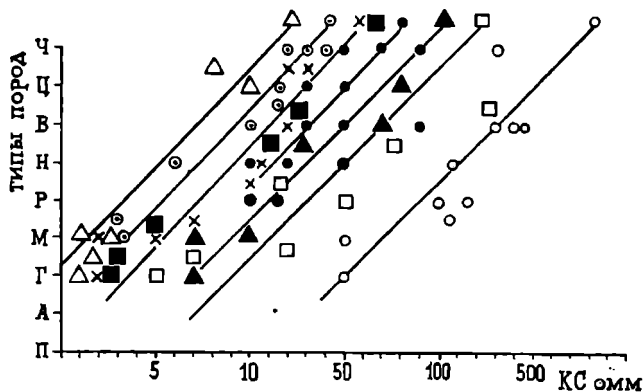


РИС. 2.3. ЗАВИСИМОСТЬ КС ОТ ТИПА ПОРОД СЖАЖИНЫ:

- СЕЛТИ - 5. ○ ШАМХАЛ - БУЛАК - 16. □ КАВКАЗСКАЯ - 4.
 × АЛЕКСАНДРИЙСКАЯ - 2. △ ПЕСЧАНОКОПСКАЯ - 1.
 ■ АЛЕКСЕЕВСКАЯ - 1. ⊙ СТЕПНАЯ - 6.

товых, «призматических иноцерамовых» и др.) и определению средней карбонатности пачек. Кроме того, эта методика дает ценный материал для статистических обобщений при выделении и прослеживании седиментационных периодотом («циклитов») разных порядков (см. раздел 2.3).

В конце 60-х годов была установлена зависимость мощности разновозрастных интервалов разрезов от их средней карбонатности (Смирнов, кандидатская диссертация, 1971; Пергамент, Смирнов, 1972). Эта зависимость показана на рисунках 2.4-2.8 по интервалам подлон, лон и горизонтов. На эти рисунках приведены примеры, прежде всего, по наиболее стратиграфически полным (обычно и наиболее мощным) разрезам, но также показаны данные по седиментационно неполным или «переполненным» разрезам. Седиментационная неполнота выражается на графиках 2.4-2.8 отступлением от средней (или принятой за среднюю – максимальной) кривой влево и вниз; «переполненность» – вправо и вверх. Первое объясняется или увеличением длительных перерывов, или наличием стратиграфически установленных перерывов (выпадение из разреза крупных интервалов). Второе объясняется или проявлением в регионе (чаще в северо-западных флишoidных разрезах) особого (более терригенного и др.) режима осадконакопления, или палеооползневых деформациями, резко увеличивающими мощность интервалов разреза при том же их карбонатности. Следует отметить, что палеооползневые деформации типа «выклинивания» (см. рис. 2.2, табл. 2.2) иногда также приводят к «перерывам», при которых значения по соответствующему интервалу разреза или близки к средним значениям, или отступают на графиках вниз и влево.

Установление зависимости мощности разновозрастных интервалов разрезов от их средней карбонатности способствовало определению длительности стратонов в Ма** (Смирнов, кандидатская диссертация, 1971; Пергамент, Смирнов, 1972; Афанасьев, Пергамент, Смирнов, 1974) и разработке методики совместного анализа литофаций и мощностей (Смирнов, 1974в) (см. ниже).

На рисунках 2.4-2.8 по средним (или принятым за средние – максимальным) кривым определена мощность подлон, лон и горизонтов при условии средней (средневзвешенной) карбонатности 82-75% (известняк – «натурал», см. раздел 2.1). Естественно предположить, что при этой условно одинаковой карбонатности скорость осадконакопления (вернее – скорость формирования интервалов подлон, лон и горизонтов одинакова, а время их формирования прямо пропорционально их условной мощности.

Если взять за основу рубежи интервала верхний мел-даний в Ма по шкале С.Л.Афанасьева (1994), то длительности горизонтов будут: аварский – 4,4; бе

** Ма – Mega annum – 10^6 лет, применяется вместо «миллионы лет» (по предложению Д.П.Найдина)

линский – 5,8; басский – 11,0; урминский – 8,0; охлинский – 3,6. Но ранее проведенная качественная оценка режимов формирования разных горизонтов различна. В аварском, бетлинском и охлинском горизонтах широко развита волнистая слоистость, свидетельствующая о режимах формирования в условиях повышенной подвижности придонных вод. В басском и урминском горизонтах явно преобладает ровная слоистость, свидетельствующая об осадконакоплении в более глубоких и, соответственно, более спокойных условиях.

Поэтому, определение длительности лон производилось отдельно по пяти горизонтам (рис. 2.9; датировки в Ма по шкале С.Л.Афанасьева, 1994 года). Существенное расхождение в длительности лон и горизонтов (басского, урминского и аварского, бетлинского, охлинского), с одной стороны, видимо, частично действительное, но с другой – вероятно, связано с разницей в режиме их формирования. Это означает, что существенно разная длительность горизонтов и лон хотя бы отчасти объясняется различной «неполнотой летописи».

Определение длительности горизонтов позволило построить графики зависимости скорости их формирования от литофаций (и палеооползневых формаций) – графики режима осадконакопления (рис. 2.10). Эти графики являются основой для совместного анализа литофаций и мощностей и способствуют детализации районирования территории региона по типу разреза (см. гл. 4).

С 1965 года отбор макрофоссилий осуществляется с указанием количества экземпляров видов в грациях: обильно (встречаются через 0,1-0,5 м, иногда почти как породообразующие, что характерно для иноцерамов); часто (- через 0,5-2 м); средние (- через 2-10 м); редко (- через 10-20 м);

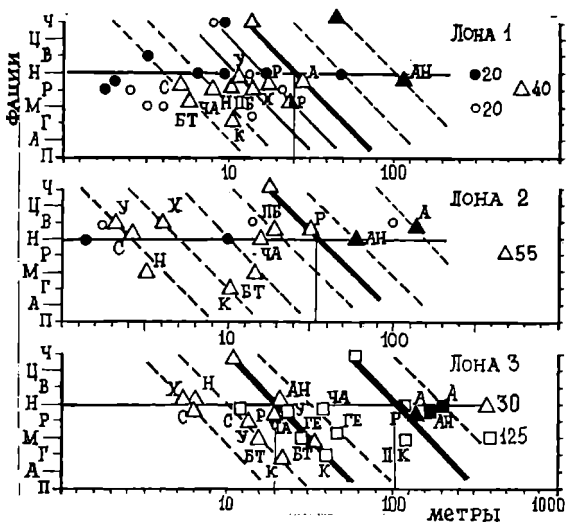


РИС. 2.4. ОХЛИНСКИЙ ГОРИЗОНТ – об
РИС. 2.4-2.8. ГРАФИКИ ЗАВИСИМОСТИ МОЩНОСТЕЙ ОТ ЛИТОФАЦИЙ
ФАЦИИ: ИЗВЕСТЯКИ: Ч – ЧИСТЫЙ; Ц – ЦЕМЕССКИЙ; В – ВЫСОКИЙ; Н – НАТУРАЛ; Р – РОМАЧЧИК; М – МЕРГЕЛЬ; Г – ГЛИНА; А – АЛЕВРОЛИТ; П – ПЕСЧАНИК
□ – ГОРИЗОНТЫ, △ – ЛОНЫ. ПОЛНОНЫ: ● – НИЖНИЕ; ○ – СРЕДНИЕ ИЛИ ВЕРХНИЕ; Х – ВЕРХНИЕ. СПРАВА – МОЩНОСТЬ ПРИ ФАЦИИ П.
▲ ▴ – ЧАСТИЧНО ОПОЛЗНЕВЫЕ, ▴ ▴ – ПОЛНОСТЬЮ ОПОЛЗНЕВЫЕ.
ОБОЗНАЧЕНИЯ РАЗРЕЗОВ ПЛ РИСУНКАХ 2.4-2.8. И 2.10. РАСШИФРОВАНЫ В ПРИЛОЖЕНИИ 2.

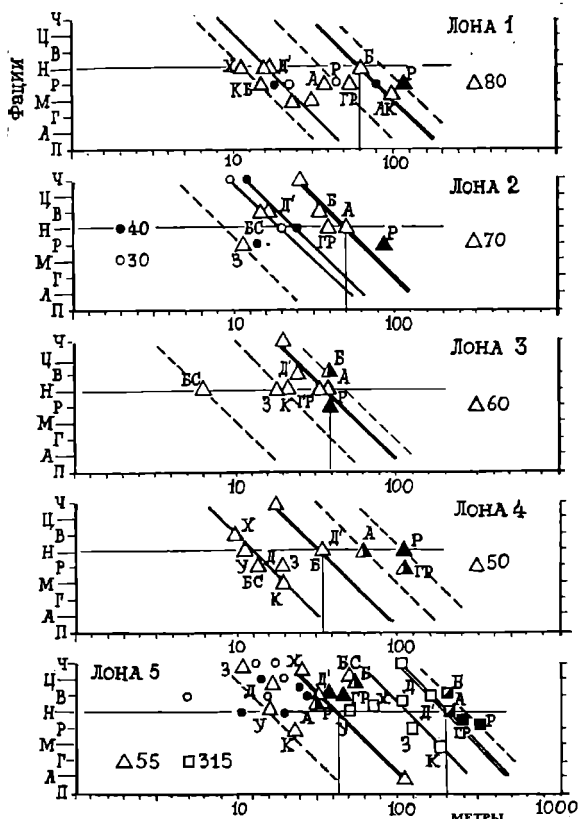


РИС. 24. УРМИНСКИЙ ГОРИЗОНТ - UR

очень редко (- через 20 более метров); спорадически (- иногда в отдельных разрезах единичны находки).

Накопленные количественные литологические, палеонтологические данные определили построение детальных биостратиграфических схем (см. гл. I шестой период). Биостратиграфические схемы детализированы до «подзон», литостратиграфические - до подчленов (Пергамент, Смирнов, 1972; Смирнов, Пергамент, 1972; Смирнов, Ткачук, Вобликов, 1979; Смирнов, Пергамент, Ткачук, 1980).

2.3. СТРУКТУРНЫЙ ПОДХОД

Одной из особенностей верхний мел-датской толщи Северного Кавказа

за и Предкавказья является «бросающаяся в глаза» слоисто-пластовая и более крупная ритмичность. Поэтому, с самого начала ее изучения, тем более после знакомства с работами Н.Б.Вассоевича (1948, 1951), было стремление к выделению периодом (см. ниже) (Смирнов, 1967б, 1968, 1971, 1974а, 1975а, 1975б, 1977, 1980; Смирнов, Пергамент, Ткачук, 1980). Опорные разрезы описывались вторично с целью выделения периодом, а некоторые и в третий раз, по методике фиксации элементарных пластовых периодом (методике собственно послойного описания - см. выше раздел 2.2).

Седиментационная периодность (ритмичность, цикличность, периодичность и т.п.) представлена в трудах многих выдающихся исследователей, таких, например, как Ю.А.Жемчужников, В.А.Гроссгейм, Н.Б.Вассоевич, Л.Н.Ботвинкина, В.Е.Хайл, Н.Ф.Балуховский, В.Т.Фролов, И.А.Вылцан, Н.В.Логвиненко, С.И.

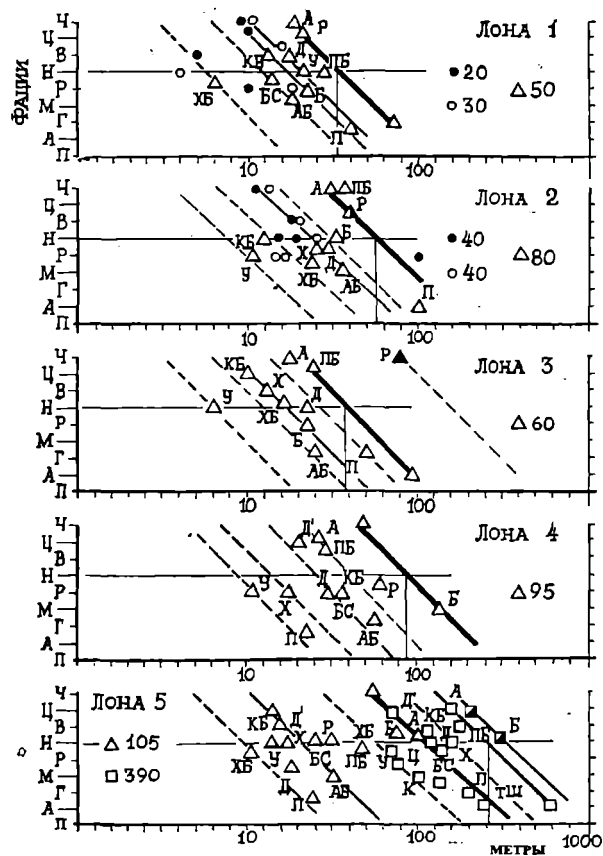


Рис. 2.6. БАССКИЙ ГОРИЗОНТ - BS

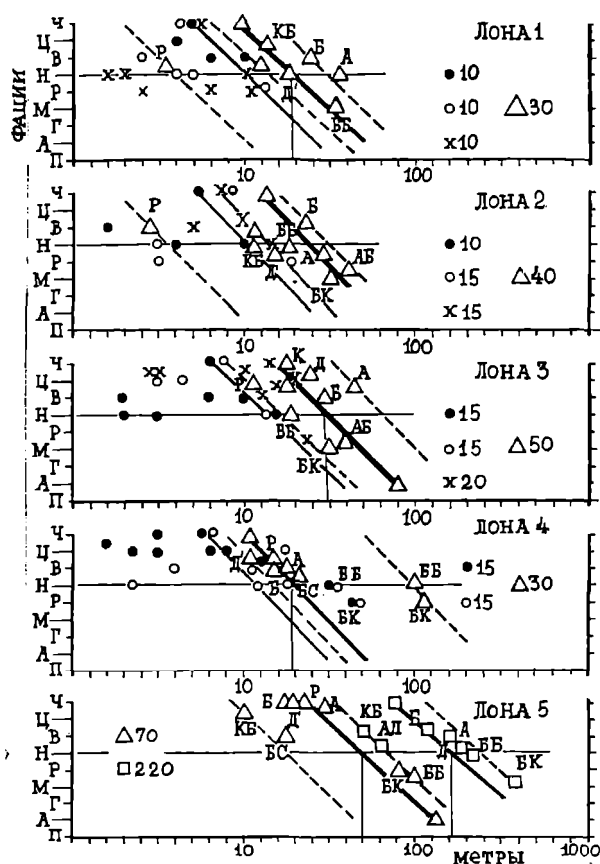
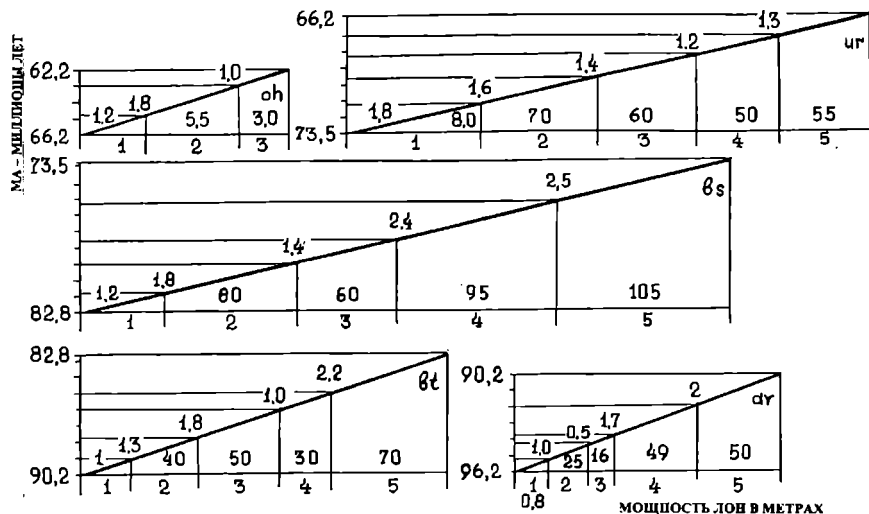


Рис. 2.7. БЕТЛИВСКИЙ ГОРИЗОНТ - bt



ЛОЖИ: МОЩНОСТЬ ПРИ ФАЦИИ "Н" /РИС. 2.4. - 2.8./
РИС. 2.9. ДЛИТЕЛЬНОСТЬ ЛОЖ /МА ПО С.А.ФАБЯНСЬЕВУ, 1994/

Романовский. Значение «фациально-циклического анализа» (по существу фациально-формационного) для региональных стратиграфических построений подчеркнуто Г.П.Леоновым (1974, 1977) и В.Т.Фроловым (1995). «Геостратиграфические единицы» Г.П.Леонova – это фациально-формационные периодические единицы. В.А.Зубаков (1978) предлагает определением «ритмостратиграфических единиц» дополнить Стратиграфический кодекс.

Особенно интенсивно у нас в стране седиментационная периодичность изучается с 1975 года, сначала в рамках секции «Цикличность осадконакопления и закономерности размещения горючих полезных ископаемых» (наиболее активны были стратиграфическая и теоретическая подсекции), а с 1982 года – в рамках периодических совещаний «Математические методы анализа цикличности в геологии». Почти единогласны приняты многие положения теоретического характера (генезиса, классификации, терминологий и др.), но до сих пор остаются и разногласия.

Причина последнего, видимо, в преимущественно эмпирическом индуктивном подходе к решению данной проблемы. Между тем, с 1990 года разрабатывается «общая теория цикла» (Соколов, 1995; Смирнов, 1996). Ниже представляются предложения, обосновывающие необходимость новой отрасли Геологии – Геопериодологии, базирующиеся как на эмпирических обобщениях, так и на дедуктивных общесистемных и геосистемных положениях (Смирнов, 1983, 1986, 1987, 1989а, 1996а, 1997в).

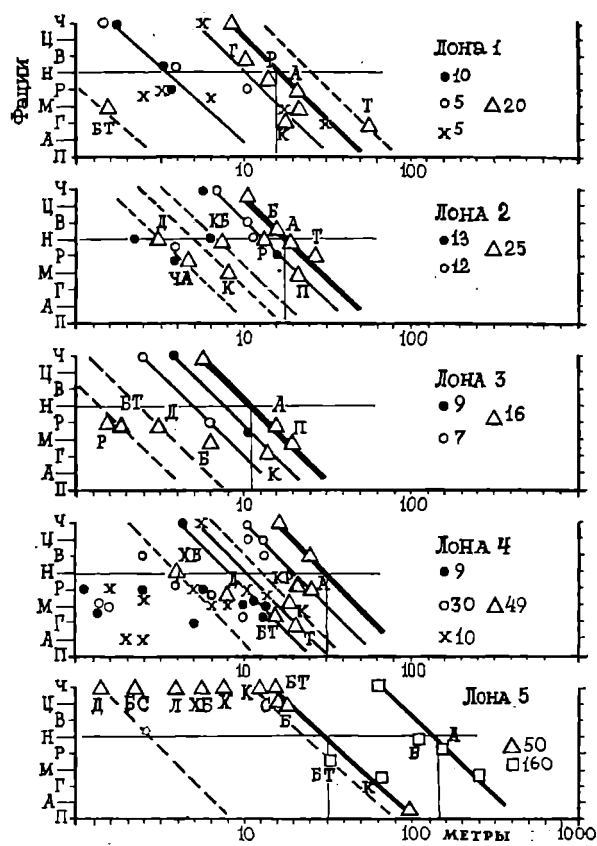


Рис. 2.8. АВАРСКИЙ ГОРИЗОНТ - АВ

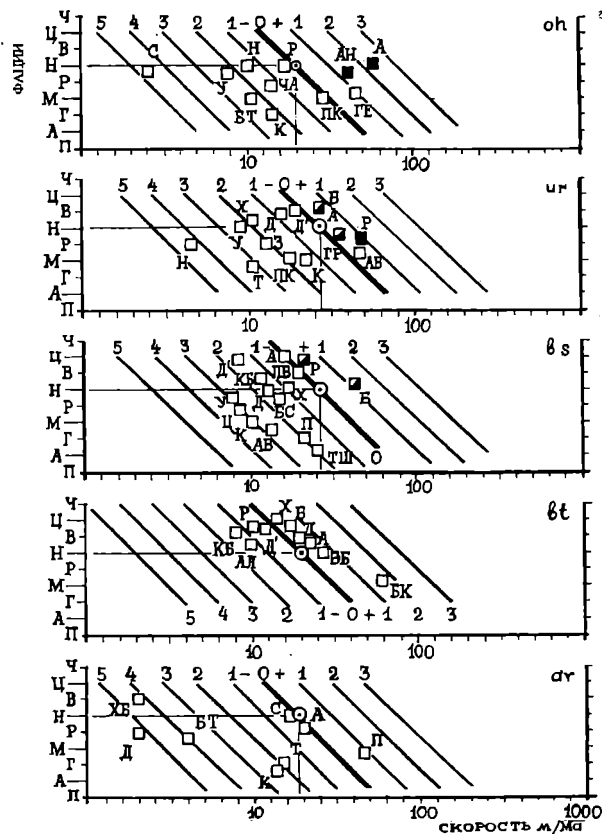


Рис. 2.10. ГРАФИКИ РЕЖИМОВ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ.
 СКОРОСТЬ ПО ГОРИЗОНТАМ: ○ - ПРИ ФАЦИИ В (Рис. 2.4-2.8);
 □ - КОНКРЕТНЫХ РАЗРЕЗОВ (Рис. 2.4)

Объекты Геопериодологии те же, что и у Геологии, но в их структурном (широком смысле) значении. Крупнейшие объекты Геологии – подсистемы или уровни качественной организации (УКачО) природной системы “Земля”: 1 – геосферный; 2 – геотектонический; 3 – геотектоноформационный; 4 – геофациальный; 5 – геоминеральный; 6 – геохимический; 7 – геофизический.

На каждом из этих УКачО выделяются подсистемы меньшего ранга, подчиняющиеся уровням структурной организации (УСтрО) системы “Земля” и имеющие как качественную, так и структурную сущность.

Общая для любых систем сущность УСтрО: 7 – структурные элементы (подсистемы, неделимые на каждом из УКачО); 6 – элементарные структурные ячейки – однократные (этапные) или однократно-повторные (циклические) сочетания разных структурных элементов; 5 – структурные “поля” (“решетки”) – многократно-повторные (ритмические) сочетания одинаковых или приблизительно одинаковых (что более обычно) структурных ячеек; 4 – основные подсистемы – результаты пересечения разных структурных “полей” и сложные элементы для дальнейших УСтрО; 3 – временные комплексы – однократные (этапные) или однократно-повторные (циклические) сочетания основных подсистем; 2 – пространственные комплексы – многократно-повторные (ритмические) сочетания одинаковых или приблизительно одинаковых временных комплексов; 1 – полные (конечные) комплексы (УКачО в полном объеме) – результаты пересечений разных пространственных комплексов.

В обоснование общей сущности УСтрО приведем здесь (подробно: Смирнов, 1987) их геометрические аналогии: 7 – безразмерные точки; 6 – одномерные линейные отрезки линий; 5 – двумерные поверхности; 4 – трехмерные тела и четырехмерные точки; 3 – четырехмерные линейные отрезки; 2 – четырехмерные поверхности; 1 – четырехмерные тела.

Самое общее предметное понятие Геопериодологии – геологический период (геопериод – ГП) относится к подсистемам всех УСтрО на всех УКачО. Очевидно, следует различать геопериодный процесс (ГПП) и геопериодное тело (ГПТ) – результат ГПП. ГПП – процесс, у которого события в начале и конце интенсивнее событий в его течение. ГПТ – тело, границы которого резче внутренних его границ.

Основные геопериодные (в т.ч. седиментационные) формы. Циклический ГПП (Ц) – почти замкнутый (однократно-повторный) процесс; циклическое ГПТ (циклотема – ЦТ) – тело почти симметричной формы. Этапный ГПП (Э) почти однонаправленный процесс; этапное ГПТ (этапотема – ЭТ) – почти полностью асимметричное тело. “Почти” означает принципиальное отсутствие идеально циклических и идеально этапных процессов и тел (Смирнов, 1996а). Обычны этапно-циклические (Э-Ц) и циклично-этапные (Ц-Э) фор-

мы. Итак, выделяются геопериодные формы: циклические (при резком преобладании симметричности); этапные (при резком преобладании асимметричности); этапо-циклические (при значительном преобладании симметричности); цикло-этапные (при значительном преобладании асимметричности).

Большинство исследователей для обозначения любых по форме седиментационных ГПП и ГПТ применяют термины с основой “цикл”, например: “цикл”, “циклосома” или “циклома” (Вассоевич, 1977); “циклокомплекс” (Трофимук, Карогодин, 1974); “циклит” (С.Л. Афанасьев, 1976); “циклотем” (Дж. Уэллер, 1930). Н.Б. Вассоевич (1977) обосновывает это тем, что любой геологический процесс соответствует “витку спирали развития”, т.е. относительно циклический, а результат такого процесса, тело, может быть по форме и циклическим, и как угодно этапным. Однако, широко известны сугубо этапные процессы: формирование флишевого многослоя; формирование этапного тектонического комплекса и другие. Циклическая составляющая, хотя и очень небольшая, есть, конечно, и в этих процессах (и в их результатах). Например, при формировании флишевого многослоя события в начале и в конце процесса одинаковой интенсивности (границы многослоя одинаковы по резкости). Н.Б. Вассоевич для различия этапных и циклических форм, первые называет – “гемициклы”, а вторые – “апоциклы”. Но лучше применять вышеприведенные термины, в которых прямо отражается сама форма.

Классификация основных геопериодных форм может быть детализирована по степени симметричности (Вассоевич, 1948) или по почти аналогичным признакам – “коэффициенту симметричности” (Смирнов, 1977, 1997в) или “коэффициенту прогрессивности” (Карогодин, 1985).

Многократно-повторные (ритмические) геопериоды (УСтрО – 2 и 5) не могут считаться основными, так как они только приблизительно ритмичны и состоят из различных по форме основных геопериодов (см. ниже).

В слоисто-пластовой (фациально-формационной) осадочной толще верхнего мела – дания Северного Кавказа и Предкавказья выделяются следующие периодотемы (табл. 2.3; рис. 2.11).

Слойковые. Наблюдаются только в пластах алевролитистых, песчанистых известняков (слоичатые по Ботвинкиной, 1962) и имеют преимущественно циклическую форму.

Пластовые (рис. 2.12). Среди них выделяются монопородные (однослойные) элементные (УСтрО – 7) и полипородные (двух-, трех, редко более, слойные) элементарные (УСтрО – 6). Первые выделены В.А. Богдашевым (1976, устное сообщение). Здесь следует пояснить применяемые понятия “слой” и “пласт”, которые определяются очень сходно (Геологический словарь, ГС, 1973) или разными исследователями по-разному.

**РАЗМЕРЫ И ФОРМЫ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ПЕРИОДОВ
ПОРЯДКОВ**

ТАБЛИЦА 2.3.

ПОРЯДКИ /РАНГИ/	РАЗМЕРЫ		ОСНОВНЫЕ ФОРМЫ
	МЕТРЫ	МА	
1. СЛОЙКОВЫЕ /В ПЕСЧАНИСТЫХ ИЗВЕСТНЯКАХ/	>0,001 – 0,01		ЦЭ – ЭЦ – Ц
2. ОДНОПЛАСТОВЫЕ /ЭЛЕМЕНТАРНЫЕ/	0,01 – 1,0	0,05 – 0,1	ЦЭ – Э
3. МНОГОПЛАСТОВЫЕ В ПОДЛОПАХ, ЛОПАХ /ЛАЧКОВЫЕ/	5 – 50 В СРЕДНЕМ	0,1 – 1,0	ЦЭ – ЭЦ – Ц
4. ЛОН, ПОДГОРИЗОНТОВ	10 – 100 В СРЕДНЕМ	1,0 – 5	ЦЭ – Э
5. ПОДГОРИЗОНТОВ, ГОРИЗОНТОВ, ОТДЕЛОВ	50 – 5000	3 – 50	ЦЭ – ЭЦ – Ц
6. НАДОТДЕЛОВ: 6.1 – ЮРА	ДО 10000	70	ПЭ
6.2 – НЕОКОМ	ДО 1000	20	ОЭ
6.3 – ГОЛЬТ – К ₁	ДО 2000	60	ПЭ
6.4 – КЛЫПОЗОЙ	ДО 5000	65	ОЭ
7. ГЕОФОРМАЦИОННОГО РЯДА АЛЬПИЙСКОГО ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО ЦИКЛА	ДО 20000	215	ПЦ

Слой (обычно – линза) – геофациальное монопородное тело со сравнительно плавными (постепенными) границами, отделяющими его от других, слоевых же, тел. Пласт – элементарное (УСтрО – 7) или элементарное (УСтрО – 6) геоформационное тело (однослойное или многослойное) со сравнительно резкими границами. Соотношение слоевых и пластовых тел подчиняется закону Головкинского (в “чечевице” Головкинского).

Пачковые (рис. 2.13). Это многопластовые

периодотемы внутри подлон и лон, соответствующие УСтрО – 5 и 4. По происхождению они более геофациальны, чем геоформационны и, соответственно (см. ниже), более цикличны, чем пластовые периодотемы. Последнее было установлено давно (Смирнов, 1967, 1968) и принято В.Е. Хаиным: “Другая закономерность подмечена Ю.П. Смирновым (1947 – здесь ошибка в годе, прим. мое) на примере верхнего мела Дагестана: чем крупнее ритмы, тем симметричнее они построены” (выд. автором; Хаин, 1973, с. 164).

Лон и горизонтов (УСтрО – 3). Это в основном этапные периодотемы, элементами которых являются подлоны и лоны, соответственно. В тоже время, это сложные фациально-формационные и наиболее стратиграфические (относительно-временные) периодотемы.

Вся верхний мел – датская толща является преимущественно цикличной периодотемой (см. гл. 3). Закономерность чередования (с увеличением длительности и мощности) преимущественно цикличных и преимущественно этапных седиментационных периодотем отмечается и дальше (табл. 2.3) (Смирнов, 1995).

Возможно, такая закономерность обусловлена чередованием влияния на формирование слоисто-пластовой осадочной толщи преимущественно циклических геофациальных процессов осадконакопления и преимущественно этапных геотектонических процессов.

Геофациальные процессы (процессы собственно осадконакопления) доминантно (Круть, 1973, 1978; Смирнов, 1987) вещественны, преимущественно циклически.

Без вмешательства процессов других уровней качественной организации (геотектонических, геотектонических и др.) процесс осадконакопления непрерывен, и фациальные периодотемы образуются в результате плавных циклических изменений условий осадконакопления: глубины, режима придонных вод, удаленности от областей сноса терригенного материала, климата и других.

Геотектонические процессы доминантно временные. Поэтому они наиболее важны для стратиграфии (Леонов, 1973, 1975, 1977). Поэтому они преимущественно этапны. Геотектонические процессы образуют в осадочной толще периодотемы, обусловленные изменением отношения скорости поступления в бассейн осадконакопления осадочного материала (аллохтонного-терригенного и автохтонного-хемогенного и биогенного происхождения) и скорости осаднения этого материала. В обстановке некомпенсированного тектонического прогибания, если это отношение больше единицы, то осадконакопление непрерывное, то есть фациальное (см. выше); если это отношение, при тех же тектонических условиях, меньше единицы, образуются перерывы в осадконакоплении (главным образом диаستمные – межпластовые, определяющие сравнительную резкость межпластовых границ).

ТИПЫ	ПОДТИПЫ					
	ПРЯМЫЕ - П		СМЕШАННЫЕ		ОБРАТНЫЕ - О	
ЦИКЛИЧЕСКИЕ Ц	Σ	ПЦТ	-		Σ	ОЦТ
ЭТАПО - ЦИКЛИЧЕСКИЕ Ц-Э	Σ	ПЭ - ПЦТ	Σ	ОЭ - ПЦТ	Σ	ОЭ - ОЦТ
	-		Σ	ПЭ - ОЦТ	-	
ЦИКЛО - ЭТАПНЫЕ Ц-Э	Σ	ПЦ - ПЭТ	Σ	ПЦ - ОЭТ	Σ	ОЦ - ОЭТ
	-		Σ	ОЦ - ПЭТ	-	
ЭТАПНЫЕ Э	Σ	ПЭТ	-		Σ	ОЭТ

РИС. 2.11. ФОРМЫ ОДНОПЛАСТОВЫХ (РИС. 2.12/, МНОГОПЛАСТОВЫХ (РИС. 2.13/ И БОЛЕЕ КРУПНЫХ ГЕОФОРМАЦИОННЫХ ПЕРИОДОТЕМ (Т - ТЕМА/.

→ УВЕЛИЧЕНИЕ КАРБОНАТНОСТИ И УМЕНЬШЕНИЕ ТЕРРИГЕННОСТИ

← УМЕНЬШЕНИЕ КАРБОНАТНОСТИ И УВЕЛИЧЕНИЕ ТЕРРИГЕННОСТИ

ПЦТ, ОЦТ, ПЭТ, ОЭТ - ПРЯМЫЕ И ОБРАТНЫЕ ЦИКЛОТЕМЫ И ЭТАПОТЕМЫ
 ПЭ - ПЦТ, ОЭ - ОЦТ - ПРЯМО-ЭТАПНЫЕ ПРЯМЫЕ И ОБРАТНО-ЭТАПНЫЕ ОБРАТНЫЕ ЦИКЛОТЕМЫ
 ПЦ - ПЭТ, ОЦ - ОЭТ - ПРЯМО-ЦИКЛИЧЕСКИЕ ПРЯМЫЕ И ОБРАТНО-ЦИКЛИЧЕСКИЕ ОБРАТНЫЕ ЭТАПОТЕМЫ
 ОЭ - ПЦТ, ПЭ - ОЦТ - ОБРАТНО-ЭТАПНЫЕ ПРЯМЫЕ И ПРЯМО-ЭТАПНЫЕ ОБРАТНЫЕ ЦИКЛОТЕМЫ
 ПЭ - ОЭТ, ОЦ - ПЭТ - ПРЯМО-ЦИКЛИЧЕСКИЕ ОБРАТНЫЕ И ОБРАТНО-ЦИКЛИЧЕСКИЕ ПРЯМЫЕ ЭТАПОТЕМЫ

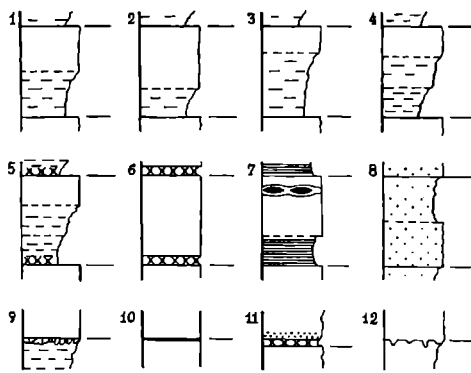
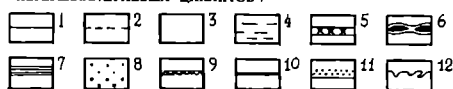


Рис. 2.12. ДВУХ- И ТРЕХСЛОВЕВЫЕ ПЛАСТОВЫЕ /1,0 - 0,1 м/ ПРЯМЫЕ ЭТАПОТЕМЫ "ЦИКЛИЧЕВ" И ЯВНЫЕ ПРИЗНАКИ ПЕРЕРЫВОВ/ДУБЛЕВЫХ "ЦИКЛИЧЕВ"



1 - РЕЗКАЯ ГРАНИЦА; 2 - НЕ РЕЗКАЯ ГРАНИЦА; 3 - МЕНЬШЕ ГЛИНИСТОСТИ; 4 - БОЛЬШЕ ГЛИНИСТОСТИ; 5 - ПРОСЛОИ КИЛА; 6 - ПРОСЛОИ КРЕМНЯ; 7 - БИТУМИНОЗНЫЕ МЕРГЕЛЬНЫЕ СЛОИ; 8 - ПЕСЧАНИСТОСТЬ; 9 - БИТУМЕНДИТЫ; 10 - "HARD GRAUND"; 11 - ЗЕРНА ГЛАУКОНИТА; 12 - БИОЛИТЫ.

На геофациальные и геоформационные процессы накладываются доминантно пространственные геотектонические процессы. Они образуют в слоисто-пластовой осадочной толще периоды, обусловленные изменениями отношения объема бассейна осадконакопления к объему поступающего в него осадочного материала. Пока это отношение больше единицы (некомпенсированное прогибание), механизмы формирования осадочной толщи геоформационный и (или) геофациальный. При значениях этого отношения равном и меньше единицы образуются стратиграфически явные "гиатусовые" (Найдин, 1995) перерывы, сопровождающиеся иногда размывами.

Д.П. Найдин интервалы разрезов между такими несогласиями называет секвенциями. Секвенция (обычно – флишевый многослой; ГС, 1973) – "...седиментационный комплекс генетически связанных слоев, пачек, толщ, ограниченных поверхностями несогласий и соответствующих им границами согласного залегания" (Найдин, 1995, с. 33). Очевидно, "генетическая связанность" – по существу геопериодная.

Гиатусовые несогласия являются максимально редуцированными нулевыми седиментационными периодами; они более цикличны при небольшом различии пород ниже и выше поверхности несогласия и более этапны при большом их различии.

Для корреляции разрезов большое значение имеет направленность изменений литологических признаков седиментационных периодом. Для классификации периодом по на-

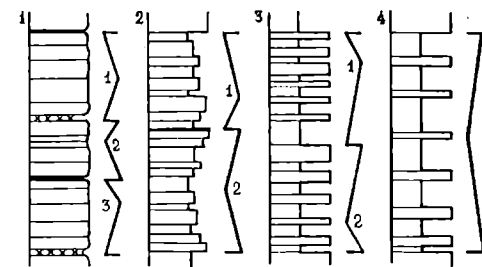


Рис. 2.13. СХЕМЫ МНОГОПЛАСТОВЫХ ПЕРИОДОВ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ПАЧЕК ВНУТРИ ЛОП В ПОДЛОЖИИ - ПЕРВЫЕ ДЕСЯТКИ МЕТРОВ. 1. ПАЧКА ПЛАСТОВ ОДНОТИПНЫХ ПОРОД. 1.1. - ППТ; 1.2. - ОЦ-ОЦТ; 2. ПАЧКА ЧЕРЕДОВАНИЯ ПЛАСТОВ РАЗНОЛИННЫХ ИЗВЕСТЯКОВ: 2.1. - ОЗ-ПЦТ; 2.2. - ОЦТ; 3. ПАЧКА ЧЕРЕДОВАНИЯ ПЛАСТОВ ИЗВЕСТЯКА И МЕРГЕЛЯ: 3.1. - ПЦТ-ПЦТ; 3.2. - ОЦ-ОЦТ; 4. ПАЧКА МЕРГЕЛЕЙ С ПЛАСТАМИ ИЗВЕСТЯКОВ: ОЦТ. /СМ. Рис. 2.11/.

правленности условно принимается, что увеличение карбонатности (уменьшение терригенности) пород вверх по разрезу и в среднем элементе циклотемы соответствует прямой направленности (по Ю.Н. Карогадину, 1985 – прогрессивной), а уменьшение карбонатности (увеличение терригенности) пород – обратной (по Ю.Н. Карогадину, 1985 – регрессивной). Подавляющее большинство исследователей седиментационной периодности придерживаются именно такой условности.

Здесь (рис. 2.11, 2.12, 2.13,) дана более детальная классификация седиментационных периодотем, сравнительно с классификацией Ю.Н. Карогадина (1985 и др.). Последний выделяет: прогрессивные (первоначально-трансгрессивные) и регрессивные «циклиты» (по существу – прямые и обратные этапотемы); прогрессивно-регрессивные и регрессивно-прогрессивные «циклиты» (по существу – прямые и обратные циклотемы). Предлагается различать цикло-этапотемы и этап-циклотемы не только по основной направленности (для первых – этапной, для вторых – цикличной), но и по сопровождающей направленности (для первых – по цикличной, для вторых – по этапной).

ПРИНЯТЫЕ МАКСИМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕНТНЫЕ ЗНАЧЕНИЯ ПРИЗНАКОВ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ИС

ТАБЛИЦА 2.4.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ		
КАРБОНАТНОСТЬ ПОРОД	ТЕРРИГЕННОСТЬ ПОРОД	КЛ. ГАУКОНИТ, КРЕМЬНЬ, БИТУМ, МЕЛ, ПЕРЕГЫВ
100% КАРБОНАТНОСТИ	30% ПЕСЧАНИСТОСТЬ	ПО 10%
БИОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ		
СМЕНА ВИДОВ / - Н + / - СВ	ЧИСЛО ВИДОВ - ЧВ	КОЛИЧЕСТВО ЭКЗЕМПЛЯРОВ ВИДОВ - КЭВ
В СУММЕ 20 ВИДОВ - 100%	20 ВИДОВ - 100%	ОБИЛЬНО - 50%

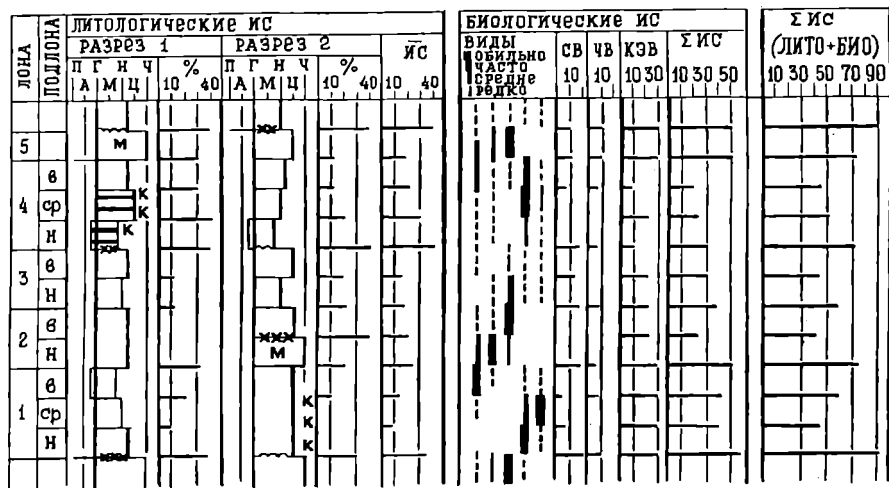


РИС. 2.14. СХЕМА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПРИЗНАКОВ ИС / ТАБЛ. 2.1. И 2.4.

Наряду с собственно седиментационными (фациально-формационными) выделяются еще более значимые для стратиграфических построений фациально-генетические и биоформационные периодотемы. Первые сугубо качественно-структурные, основаны на известных филогенетических схемах (например: G.Ernst, 1970, 1972; Пергамент, 1978). Эти периодотемы исключительно прямо-этапные (однаправленная смена видов).

Признаки биоформационных периодотем количественно-структурные: смена видов (на границе - сумма исчезнувших и появившихся видов); число видов (всех или отдельных групп макрофауны ниже и выше границы); количество эвэмпляров наиболее представительных (чаще встречающихся) видов (см. раздел 2). Направленность биоформационных периодотем определяется по увеличению (прямая) или уменьшению (обратная) значений этих признаков.

До сих пор говорилось о выделении седиментационных и биоседиментационных периодотем по фациально-формационным и палеонтологическим в той или иной степени качественным, признакам. При всей их значимости для корреляции разрезов и других стратиграфических построений, они, являясь исходно необходимыми, все же недостаточны. Первые – ввиду территориальной фациальной изменчивости; вторые – из-за разных условий обнаружения макрофауны и извлечения ее из обнажений.

В совокупности с вышеназванными признаками выделения периодотем был использован наиболее абстрагированный от качественности признак “изменение - событие” (ИС – любое изменение есть результат какого-то события) (Смирнов, 1977, 1980, 1989, 1997).

ИС – это процент изменения любого качественного или количественного признака (на границе этого изменения) по отношению к принятому максимальному значению этого признака (табл. 2.4.). Принцип ИС не нов (подобное предлагал А.С.Девдариани, 1972) и заключается в следующем: в осадочной толще (“геологической летописи”) разными “руками” (различными фациальными формационными процессами) “записаны” какие-то общие (геотектонические, геосферные, климатические) события; в одном месте эта “запись” в виде перерыва или обратной циклотемы, а в другом – в виде прямой циклотемы или обратной этапотемы; в любом случае ИС фиксирует общее событие.

Таким образом, периодотемы, выделенные по изменению признака ИС, коррелируются независимо от качественно-структурных и количественно-структурных территориальных периодотемных изменений.

Процентные значения ИС, определенные по разным качественным и качественно-количественным признакам, суммируются в новые суммарные кривые ИС и более полно отражают периодотемное строение (рис. 2.14.).

Для обоснования размерной классификации выделенных седиментационных

онных периодотем использована методика гармонического анализа, заключающаяся в разложении сложных полиамплитудных и полипериодных кривых на синусоидальные кривые со значениями периода T от 3 до $n/2$, где n – число амплитудных значений X , снимаемых через выбранный периодный интервал (ΔX – шаг: 3, 4, 5 $n/2$) с анализируемой кривой. Расчет производился с применением ЭВМ (Смирнов, 1974, 1989).

Выделение синусоид, наиболее соответствующих периодотемным единицам, осуществляется построением периодограмм – кривых зависимости амплитуды (A) от периода (T) и представляющих собой в некотором роде частотные кривые, где значения периодов играют роль интервалов группирования, а значения амплитуд – частот встречаемости синусоид данных периодов в анализируемой кривой.

Первоначально анализировались кривые изменения средней карбонатности наиболее стратиграфически полных естественных разрезов и кривые КС (отражающие изменение карбонатности) скважинных разрезов в шкале мощности. На почти всех периодограммах разрезов наблюдалось общее (трендовое) возрастание амплитуды по мере увеличения периода, нарушаемое несколькими (до четырех) аномальными “пиками” основных синусоид.

Использование шкалы мощности, естественно, неточно соответствующей шкале времени, давало большие расхождения в размерном порядке основных синусоид и, соответственно, основных периодотем. Кроме того, возникло сомнение в адекватности этой методики периодному строению разрезов, включающих как циклические (синусоидные), так и этапные периодотемные формы.

Сомнения об адекватности было снято анализом искусственных нарочито не циклических кривых. Вместо шкалы мощности была использована шкала времени (см. раздел 2.2), что сразу же уменьшило расхождения в размерном порядке основных синусоид. И, наконец, использование признака “изменение-событие” (ИС, см. выше), как по отдельным разрезам, так и, особенно, по суммарному верхний мел-датскому разрезу региона в целом, позволило статистически обосновать четыре порядка периодотемных единиц в Ма: пачковых и подлонных (0,2-0,9, среднее – 0,5); лонных (1,0-2,4, среднее – 1,8); подгоризонтных (4,0 – 5,0); горизонтных (среднее – 7,0). Следующий (пятый) порядок – позднемеловой (30).

Если исключить подгоризонтную размерность (4,0 – 5,0), то временные порядки периодотемных единиц последовательно увеличиваются примерно в четыре раза: 0,5 – 1,8 – 7,0 – 30. Эта закономерность не случайна, так как была установлена С.Л.Афанасьевым по флишевым разрезам верхнего мела южного склона Большого Кавказа ещё в 1962 году.

В пределах Северного Кавказа и Предкавказья три стратиграфические схемы названы региональными: схема “Северо-Восточного Кавказа” (Лысенков, Ботвинник, 1976); схема “Северо-Восточного Кавказа и Предкавказья” (Смирнов, Ткачук А.Е., Вобликов, 1979; Смирнов, Пергамент, Г.А.Ткачук, 1980); схема (“шкала”) “Северного Кавказа и Предкавказья” (Смирнов, Москвин, Г.А.Ткачук, 1986). Первая и вторая из этих схем субрегиональны так как охватывают только часть территории региона (первая – Чеченской Ингушской и Северо-Осетинской Республик; вторая – от Дагестанской Республики до Ставропольского края и Карачаево-Черкесской Республики включительно). В обеих этих схемах свитные, подсвитные, пачковые стратоны.

Особое место занимает стратиграфическая схема С.Л.Афанасьева (1993; др.), распространяющаяся на всю территорию флишевого верхнего мел южного склона и на территорию Известнякового Дагестана, то есть охватывающая два палеобассейна седиментации (второй – частично), резко отличающиеся по режиму формирования слоисто-пластовых толщ, по литологическому составу, и по палеобиогеографической обстановке.

Собственно региональной стратиграфической схемой, охватывающей весь регион, действительно единый в плане условий седиментации и палеобиогеографических условий, предлагается считать схему 1986 года. Ниже эта схема воспроизводится с некоторыми корректировками и с более детальным обоснованием составляющих ее стратонов.

3.1. КАЧЕСТВЕННАЯ, КОЛИЧЕСТВЕННАЯ И ВОЗРАСТНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ.

Предлагаемая РСС включает пять горизонтов, восемь подгоризонтов, 2 лона и 37 подлон (табл. 3.1). Возрастное определение горизонтов и подгоризонтов условное, соответствует представлениям, сложившимся в 70 – 80 годах (Пергамент, Смирнов, 1972; Смирнов, Пергамент, 1972; Смирнов и др. 1980; Смирнов и др., 1986). Стратотипы всех горизонтов и лон расположен в пределах Известнякового Дагестана (горные территории Дагестанской Чеченской Республик).

При нижеследующем описании региональных стратонов указывают только руководящие (в региональном отношении) виды макрофауны; распространение других видов макрофауны (но не всех) представлено в рисунках 3.1., 3.3., 3.5., 3.7., а также в монографии 1986 года (Верхний мел Ю СССР). Микрофаунистическая характеристика дана в первом разделе и той же монографии.

Возрастное определение региональных стратонов производится неполно, так как охват всех вариантов ярусных, подъярусных и зональных границ не преследовался, да и практически почти невозможен, а принимать какой-то один из этих вариантов для региональных стратиграфических построений нецелесообразно. Поэтому приведены сопоставления схем распределения макрофауны только с некоторыми такими же схемами других регионов, причем в основном для показа возможностей установления возраста региональных стратонов и невозможности однозначного установления возрастного положения их границ.

Аварский горизонт (ав). Сеноман – нижний турон (см – т₁) (рис. 3.1.)

Стратотипическая местность – бассейн рек Аварское Койсу и Андийское Койсу. Название происходит от названия одной из многочисленных народностей (аварцы), издавна заселяющей большую часть Известнякового Дагестана. Стратотипический разрез – Аймакинский, расположенный на юге Урминского плато вдоль тропы между селениями Аймаки (на юге) и Охли (на севере); тектонически – в пределах южного борта Урминской синклинали. Мощность в этом разрезе – 117 метров, но в нем отсутствуют самые нижние слои первой лоны и самая верхняя лона. Эти пробелы восполняются в Гергебильском (у с. Гергебиль) и в Каранайском (у с. В. Каранай) разрезах.

Нижнеаварский подгоризонт (п.ав). Сеноман (см). Мощность в Аймакинском разрезе самая большая – 80 метров (здесь и далее мощность и литологическая характеристика по стратотипическим и опорным разрезам). Аймакинский разрез.

Первая лона. Нижний сеноман (см₁) *Inoceramus cf. crippsi* – *Neohibolitus ultimus*.

Нижняя подлона – пачка (12 м) сильноглинистых и глинистых известняков; с единичными *Inoceramus cf. crippsi* Mant.

В Аймакинском разрезе, как и во многих других разрезах, известняки подлоны (и следующих подлон и лон) граничат с глинами средней части верхнего альба. В основании пачки обычен прослой кила (0,05 м), над которым пласт известняка (0,1 м) с “зернами глауконита”. Вероятно, в подавляющем большинстве разрезов стратотипической местности отсутствуют самые нижние пласты подлоны и отложения верхней части верхнего альба. Последние установлены (зона *Stolizkaia dispar*) только в немногих разрезах Известнякового Дагестана (Акушинском, Гергебильском и др.). В этих разрезах граница сеномана и альба литологически почти не обозначена: на пачке равнос-

подъём	горизонт	подгоризонт	лона	подлона	Биостратоны четырёх порядков: филогенетические (I, II) и биоформационные (III, IV) периодотемы			
					I горизонтные	II подгоризонтные	III лонные	IV подлонные
1					2	3	4	5
d	охлинский - oh	3			Pseudogibbaster: akkajensis-depressus-tercensis. Cyclaster: danicus-gindreii. Coraster: sphaericus-ansaltensis		Coraster ansaltensis, Ac.inconstans	
		2	B				ПЭ Cyclaster gindreii	Cycl.gindreii- часто
			H					Cycl.gindreii- редко
		1	B				ОЭ Echinocorys edhemi	Echin.edhemi- редко
H			Echin.edhemi- часто					
m ₂	В	5	B	Inoceramus: regularis- "caucasicus" (tegulatus)- "tegulatus" (dobrovi). Hoploscaphtes constrictus.	Inoceramus: tegulatus (dobrovi).	ПЭ Inoceramus dobrovi	Inocer.dobrovi- часто	
		H					Inocer.dobrovi- редко	
m ₁	уринский - ur	4			Inoceramus: decipiens- alaeformis-? Orthaster alaplensis (s.s.). Hawericeras sulcatum (s.s.).	Pseudofaster renngarteni (s.s), Seunaster lamberti (s.s).		
		3				Inocer. sp .nov (Perg), Seunaster altus (s.s).		
		2	B				ОЭ Inocer. buguntaensis (s.s.).	Inocer.buguntaen.- редко
			H					Inocer. buguntaen.- часто
		1	B				ОЭ Inoceramus alaeformis	Inocer.alaeformis- редко
H		Inocer. alaeformis- часто						
cp ₂	В	5		Inoceramus: balticus – regularis.	Pseudofaster caucasicus (s.l.).	I.wegneri (s.s.), M.brongniarti, Ps.caucasicus-редко		
		4				Pseudofaster caucasicus (s.s) M.coravium		
cp ₁	баскский - bs	3			Inoceramus: azerbaydjanensis-mulleri. Micraster schroederi.	Inoceramus gandjaensis, In.barabini (s.s).		
		2	B				ОЭ Inocer. azerbaijanensis	In. azerbaijanen.- редко
			H					In. azerbaijanen.- часто
		1	B				ОЭ Inoceramus dariensis	In. dariensis-редко
H			In. dariensis- часто					

Продолжение таблицы 3.1.

1				2		3		4		5	
st ₂	бетлинский-бт	B	5	B	Inoceramus: lamarcki-percostatus- cordiformis-haenleini. Micraster: cortestudinarium- coranguinum.	Inoceramus: cordiformis-haenleini; cardissoides-lingua.	ПЭ Inoceramus haenleini	Inoceramus dagestanensis			
st ₁			4	B				"немые слон", Inoc.sp.			
				H			Inoceramus cordiformis (s.s.)				
cn ₂			3	B			Inoceramus undulato-plicatus (s.s.)				
		C		Inoceramus subquadratus (s.s.)							
		H		Inoceramus involutus (s.s.)							
cn ₁		H	2	B			Inoceramus mantelli (s.s.)				
			C	Inoceramus lamarcki Park.							
			H	Inoceramus deformis (s.s.)							
t ₂		1	B	Inoceramus schloenbachi (s.s.)							
	C		Inoceramus woodsi (s.s.)								
т ₁	аварский-ав	B	5	B	Inoceramus: crippsi-scalprum-pictus- labiatus-latus.	Inoceramus: pictus-labiatus-latus.	"немые слон", Inoceramus latus-?				
			4	C			Inoceramus labiatus-редко				
			H	Inoceramus labiatus-часто							
			H	Inoceramus labiatus-редко							
		cm ₂	3	B			Acanthoceras rhotomagense				
				H			Holaster subglobosus-часто				
		cm ₁	H	2			B	Inoceramus scalprum-часто			
				H			Inoceramus crippsi-часто				
				B			Inoceramus cf.crippsi-часто				
				C			Neohibolites ultimus-часто				
	1	C	Aucellina griphacoides								
		H									

ПЭ – прямая этапотема; ОЭ – обратная этапотема; ПЦ – прямая циклотема; ОЦ – обратная цикло-этапотема; ПЦЭ – прямая цикло-этапотема; ПЭЦ – прямая этапо-циклотема

лоистого чередования светлых известняков и мергелей альба залегает пачка слабо волнисто-слоистых светлых зеленоватых известняков сеномана.

Средняя подлона – пачка (12 м) мергелеподобных и сильноглинистых известняков; с редкими *Inoceramus cf. crippsi* Mant. и частыми *Neohibolites ultimus* (Orb.).

Верхняя подлона – пачка (8 м) мергелеподобных известняков с отдельными пластами сильноглинистых известняков; с обильными *Inoceramus cf. crippsi* Mant.

Вторая лона. Нижний сеноман (cm1) *Inoceramus crippsi* – *Inoceramus scalprum*; редко встречаются нижнесеноманские аммониты.

Нижняя подлона – пачка (12 м) сильноглинистых и глинистых известняков; с обильными *Inoceramus crippsi* Mant. и сравнительно редкими *Inoceramus scalprum* Boehm.

Верхняя подлона – пачка (16 м) сильноглинистых, глинистых и слабоглинистых известняков (последние два типа несколько преобладают по мощности пластов); с частыми *Inoceramus crippsi* Mant. и обильными *Inoceramus scalprum* Boehm.

Третья лона. Верхний сеноман (cm2) *Holaster subglobosus*, *Inoceramus pictus* (последний встречается не часто).

Нижняя подлона – пачка (12 м) глинистых и сильноглинистых известняков; с обильными *Holaster subglobosus* Leske.

Верхняя подлона – пачка (8 м) глинистых и сильноглинистых известняков, с некоторым преобладанием первых; с редкими аммонитами поздне-сеноманского возраста (рис. 3.1.).

Вся толща нижеаварского подгоризонта характеризуется волнистой слоистостью и зеленоватым оттенком пород. Породы верхней подлоны первой лоны и нижней подлоны третьей лоны алевропелитовые, мергелеподобные и сильноглинистые известняки всей толщи также алевропелитовые.

Верхнеаварский подгоризонт. Нижний турон (t1). Мощность в Аймакинском разрезе 37 метров; в более стратиграфически полном Каранайском разрезе – 40 метров. Аймакинский и Каранайский разрезы.

Четвертая лона, *Inoceramus labiatus*.

Нижняя подлона – пачка (15 – 7 м)* сильноглинистых и мергелеподобных алевропелитовых известняков, волнистослоистых зеленоватых и ровнслоистых черноватых, с частыми прослоями (до 0,01 м) кила; с частыми иноцерамами из группы вида-индекса (*Mitiloides*).

* Здесь и далее два значения мощности по двум вышеуказанным разрезам.

Средняя подлона – пачка (13 – 12 м) белых и светло-серых глинистых, слабоглинистых и почти чистых равнослоистых известняков, с прослоями (0,05 – 0,1 м) темно-серого и черного сланцеватого битуминозного мергеля, с частыми послойными линзовидными стяжениями черного кремня и конкрециями сульфидов железа; с обильными иноцерамами (в пластах мергеля) из группы вида-индекса. Пачка состоит из трех подпачек почти равной мощности, отличающихся увеличением средней карбонатности вверх по разрезу.

Верхняя подлона (9 – 12 м) состоит из трех пачек: в нижней (3 м) – сильноглинистые алевропелитовые волнисто-слоистые зеленоватые известняки и мергели, местами (Аймакинский, Ансалтинский и др. разрезы) с пластом (до 0,7 м) сильно ожелезненного черного сланцеватого битуминозного мергеля (“рудный пласт”); в средней (6 м) – сильноглинистые, алевритистые и песчаные известняки, переходящие в верхней части в известковый песчаник (на этом заканчивается аварский горизонт в Аймакинском разрезе); в третьей (3 м) – глинистые зеленоватые слабо волнисто-слоистые известняки. Иноцерамы группы вида-индекса встречаются гораздо реже, чем в средней подлоне.

Пятая лона, условно - *Inoceramus latus* (9 м), состоит из трех пачек: в нижней (3 м) – слабоглинистые среднеслоистые известняки; в средней (3 м) – глинистые известняки; в верхней (3 м) – почти чистые и чистые толстослоистые известняки. В Басском разрезе максимальная мощность лоны (26 м) и также три пачки, но другого типа: в нижней (1,5 м) – слабоглинистые известняки; в средней (22,5 м) – чистые известняки с прослоями (до 0,02 м) – кила; в верхней (2 м) – слабоглинистые известняки. Пятая лона аварского горизонта до сих пор остается макрофаунистически “немой” и очень слабо охарактеризована микрофаунистически.

Сеноманский возраст большей части (без нижней подлоны первой лоны) нижнеаварского подгоризонта обосновывается редкими аммонитами (рис. 3.1. и 3.2.). Нижняя и верхняя его границы обеспечены аммонитовой фауной односторонне: со стороны альба и со стороны, предположительно, верхнего сеномана. Распространение аммонитов в схемах I, II и в схеме IV рисунка 3.2. весьма различное. По первым двум схемам лоны 1 и 2 относятся к нижнему сеноману, а лона 3 – к среднему и верхнему сеноману; по схеме IV (с учетом распространения двустворок, морских ежей и белемнитов) лона 1 относится к нижнему сеноману, лона 2 – к среднему и лона 3 – к верхнему.

Нижнетуронский возраст верхнеаварского подгоризонта обоснован слабо: только комплексом иноцератов “группы *labiatus*” (гр. *Mitiloides*) в лоне 4 и появлением выше лоны 5 многочисленных иноцератов и редких морских ежей среднего и верхнего турона. То, что в схемах III и IV (рис. 3.2.) эти иноцераты появляются в верхней части нижнего турона, делает возрастное оп-

Бетлинский горизонт (bt). Верхний туруп – коньяк – сантон (t2 – cn – st) (рис. 3.3).

Стратотипическая местность та же, что и для аварского горизонта. Название дано по одному из разрезов, расположенному вдоль троп и проселочных дорог на северных склонах плато Бетли (вблизи от слияния Андийского и Аварского Койсу); тектонически – в пределах северного борта Бетлинской синклинали. Мощности стратонов при нижеследующем описании по Аймакинскому, наиболее мощному и наиболее стратиграфически полному, разрезу.

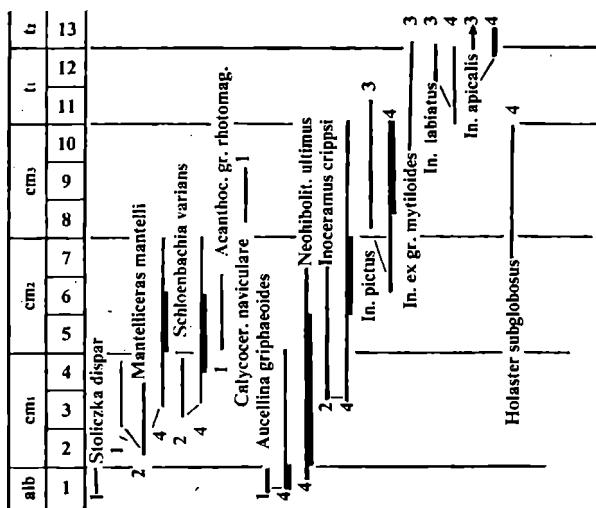


РИС. 3.2. СХЕМЫ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МАКРОФАУНЫ СЕНОМАНА И НИЖНЕГО ТУРОНА: 1 – Robaszynski, 1984; 2 – Troger, Kennedy, 1996; 3 – Harries, Kauffman, Grampton, 1996; 4 – Cisilinski, 1963, 1965 (по Пергамент, 1978).

Нижнебетлинский подгоризонт. Верхний туруп – коньяк (t2 – cn). Мощность – 172 метра.

Первая лопа. Верхний туруп (t2). *Inoceramus lamarcki* Woods (non Park.)

Нижняя подлопа – пачка (20 м) глинистых, слабоглинистых и почти чистых известняков; с частыми *Inoceramus apicalis* Woods и редкими *Inoceramus lamarcki* Woods.

В Аймакинском разрезе и в других разрезах, особенно при отсутствии в них лопы 5 аварского горизонта и нижних пластов нижней подлопы первой лопы бетлинского горизонта, в основании подлопы обычен прослой кила (до 0,2 м) и известняк (0,1 м) с “зернами глауконита” выше этого прослоя.

Средняя подлопа – пачка (22 м) сильноглинистых, глинистых и слабоглинистых известняков; с редкими *Inoceramus apicalis* Woods и частыми, обильными *Inoceramus lamarcki* Woods.

Верхняя подлопа – пачка (13 м) сильноглинистых, местами мергелеподобных, и глинистых известняков; с частыми *Inoceramus woodsi* Boehm, менее частыми *Inoceramus lamarcki* Woods и единичными *Inoceramus apicalis* Woods.

Вторая лона. Нижний коньяк (сн1). *Inoceramus wandereri*.

Нижняя подлона – пачка (10 м) глинистых и слабоглинистых известняков; с частыми *Inoceramus schloenbachi Boehm.* и *Inoceramus wandereri And*. Последние представлены некрупными, но наиболее типичными разновидностями.

Средняя подлона – пачка (27 м) сильноглинистых и глинистых известняков; с частыми *Inoceramus deformis Meek.* и обильными крупными *Inoceramus wandereri And*.

Верхняя подлона – пачка (15 м) глинистых и слабоглинистых известняков; с редкими *Inoceramus ex. gr. lamarcki lamarcki Park.* и единичными другими иноцерамами нижнего коньяка.

Третья лона. Верхний коньяк (сн2). *Inoceramus involutus*.

Нижняя подлона – пачка (20 м) аналогичных предыдущей подлоне известняков; с обильными *Inoceramus mantelli Mercey* и частыми не крупными *Inoceramus involutus Sow*.

Средняя подлона – пачка (25 м) слабоглинистых и почти чистых известняков, с обильными крупными *Inoceramus involutus Sow* и редкими *Inoceramus mantelli Mercey* (в основном в нижней части).

Верхняя подлона – пачка (20 м) чистых белых толстослоистых известняков, с единичными и редкими *Inoceramus subquadratus Schlut.* и иноцерамами (*ex.gr.*) более развитыми выше.

Верхнебетлинский подгоризонт. Сантон (st). Мощность – 73 метра.

Четвертая лона. Нижний сантон (st1). *Inoceramus undulato – plicatus*.

Нижняя подлона состоит из двух пачек приблизительно одинаковой мощности: нижняя пачка (2,5 м) почти чистых известняков; с обильными *Inoceramus undulato – plicatus Roem.* и редкими, единичными другими нижне-сантонскими иноцерамами: верхняя пачка (2,5 м) слабоглинистых и глинистых известняков, такой же макрофаунистической характеристики.

Верхняя подлона – пачка (19 м) глинистых и слабоглинистых известняков; с редкими *Inoceramus cordiformis Sow.* и другими нижнесантонскими иноцерамами.

Пятая лона. Верхний сантон (st2). *Inoceramus haenleini*.

Нижняя подлона – пачка (27 м) чистых белых толстослоистых известняков. В основании пачки встречаются крупные плоские иноцерамы, определенные В.П. Ренгартеном как *Inoceramus mantelli Mercey (?)*. Макрофаунистически эта подлона до сих пор остается “немой”.

Верхняя подлона – пачка аналогичных известняков, с довольно частыми *Inoceramus dagestanensis Pavl.*, единичными *Inoceramus haenleini Mull.* и сп

радикальными (вне стратотипической местности) *Marsupites testudinarius* Schloth. Последнее – по данным М.М.Москвина (1959, 1962).

Местами (разрезы рек Рубас-чай, Басс, у с. Дженгутай и др.) в известняках 5 лоны прослой кила и редкие кремневые стяжения.

По изменению величины средней карбонатности, цвету и оттенку пород, типу слоистости и другим признакам бетлинский горизонт очень сходен с аварским горизонтом. Так, в первой и второй лонах (частично и в нижних подлонах третьих лон) развита волнистая слоистость, сильноглинистые известняки алевропелитовые, глинистые и сильноглинистые известняки имеют зеленоватый оттенок (все это в большей степени в трех первых лонах аварского горизонта). Как и в аварском горизонте, четвертая лона сравнительно более терригенная (глинистая, но не алевролитистая и не песчанистая), а пятая лона состоит из белых чистых толстослоистых известняков и частично (в аварском горизонте полностью) лишена макрофауны.

В бетлинском горизонте аммониты и белемниты полностью отсутствуют, и возрастная характеристика основана на наиболее представительной фауне иноцерамов, в меньшей степени – на фауне иглокожих (рис. 3.3.). Из сравнения распространений иноцерамов, представленных на рисунках 3.3. и 3.4., видно, что точное определение возраста лон горизонта, а тем более границ лон, не представляется возможным.

О возрастности неопределенности границы с аварским горизонтом ($t_1 - t_2$) говорилось выше. Но все же со стороны бетлинского горизонта эта граница весьма обоснована – появляются среднетуронские иноцерамы, а также *Columus subrotundus* Mant. – зональный вид Г. Эрнста (Ernst, 1970a, в, 1972).

Первая и вторая подлоны первой лоны, как будто имеют среднетуронский возраст, тогда как возраст третьей подлоны этой лоны весьма неопределенный (верхний турон-нижне-нижнеконьякский). Опускание турон-коньякской границы, сравнительно с принятым здесь ее положением, на границу второй и третьей подлон первой лоны было предложено И. Валашиком (при совместном описании Дженгутайского разреза в 1989 году) на основании определения им в этом разрезе *Inoceramus walterdorfensis* (And.) и других иноцерамов, устанавливающих в настоящее время эту границу в Польше (Walaszczyk, 1992). Различное возрастное положение этого и других (более высоких видов) на рисунке 3.4., видимо, связано с различным пониманием разными авторами подъярусных границ.

Обоснование положения в регионе турон-коньякской границы по морским ежам, например, появлением в верхней подпачке первой лоны *Micraster cortestudinarius* Goldf. и во второй лоне – *Infulaster hagenovi* Orb. проблематично, из-за единичной встречаемости в регионе этих видов.

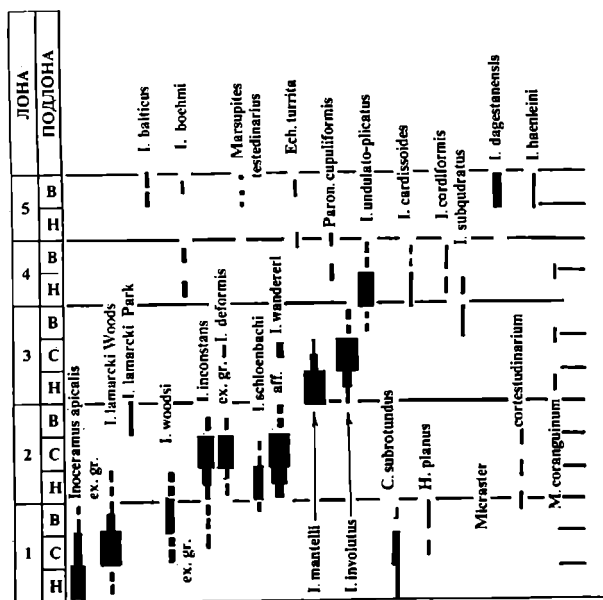


РИС. 3.3. ОСНОВНАЯ МАКРОФАУНА БЕТЛИНСКОГО ГОРИЗОНТА

тон-среднесантонском возрасте четвертой лоны и о приблизительно средний сантон-верхнесантонском возрасте пятой лоны. Верхнесантонский возраст пятой лоны подтверждается спорадическими находками (данные М.М. Москвина) *Marsupites testudinarius* Schloth. (разрез по р. Б. Лаба)

Н.А. Тур (1996а, в) выделяет в бетлинском горизонте микробиозоны *Marginotruncana coronata* (первая лона, первые две подлоны второй лоны) *Marginotruncana tarfayaensis* (верхняя подлона второй лоны, третья лона) *Dicarinella concavata* (без верхней границы; нижняя часть четвертой лоны). Границу турон – коньяк она проводит (с вопросом) между двумя последними зонами, то есть по принятой нами границе коньяк – сантон.

Басский горизонт (bs). Кампан (cp). (рис. 3.5).

Стратотипическая местность – северо-запад Известнякового Дагестана северо-запад внешней зоны одноименного тектонического района. Стратотип расположен в разрезе по долине реки Басс; тектонически - на северном крыле Варандийской антиклинали. Опорные разрезы: Аймакинский, Бетлинский, Рубасчайский. Мощность в Басском разрезе максимальная – 490 метров. В связи со значительной фациальной изменчивостью описание страто

Примерно такие же разногласия в обосновании по иноцерам границ подъярусов коньяка (рис. 3.4.). На пример, только по примущественному, не единому, распространению иноцерам относительно друг друга можно предположить, что вторая лона бетлинского горизонта имеет примерно нижне-среднеконьяцкий возраст, а третья лона – средне-верхнеконьяцкий возраст. То же самое можно сказать и о приблизительно нижний сан

нов по Басскому разрезу дополняется их описанием по опорным разрезам Известнякового Дагестана.

Нижнебасский подгоризонт. Нижний кампан (ср1). Мощность в Басском разрезе – 220 метров.

Первая лона.
Inoceramus dariensis.

Нижняя подлона – пачка (10 м) сильноглинистых алевропелитовых известняков, с отдельными пластами глинистых и слабogliнистых известняков, с редкими линзами серого кремня и с интервалами (1 – 2 м) внутриформационных палеоползневых деформаций. Вид-индекс встречается не часто.

Верхняя подлона – пачка (25 м) аналогичных известняков. Вид-индекс редок.

В Аймакинском и Рубасчайском разрезах лона представлена чистыми (в первом) и слабogliнистыми (во втором) толстослоистыми известняками (27 и 30 м) с частым (в первой подлоне) и редким (во второй подлоне) видом-индексом. В Рубасчайском разрезе много пластов (до 0,2 м) мергеля, переходящего к подошве в кил; вид-индекс в приподошвенной части встречается обильно. В Бетлинском разрезе лона (43 м) представлена глинистыми известняками с частыми послойными стяжениями серого кремня. Бетлинский облик лоны является переходным от Рубасчайского и Аймакинского (юг и центр Известнякового Дагестана) к Басскому ее облику.

Вторая лона, *Inoceramus azerbaijanensis*.

Нижняя подлона – толща (110 м) глинистых известняков, с частыми интервалами (до 5 м) внутриформационных палеоползневых деформаций, с редким видом-индексом.

Верхняя подлона – пачка (40 м) аналогичных известняков, но без палеоползневых деформаций.

В Аймакинском разрезе лона представлена белыми чистыми толстослои-

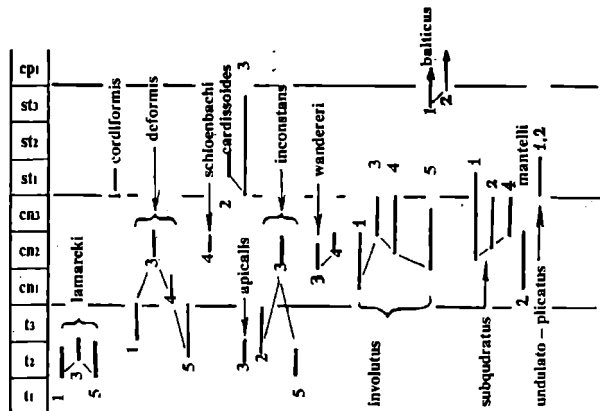


РИС. 34. СХЕМЫ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ИНОЦЕРАМОВ ВЕРХНЕГО ТУРОНА, КОНЬЯКА И САНТОНА: 1 – Seitz, 1956*; 2 – Troger, Haller, 1966*; 3 – Walaszcyk, 1992; 4 – Kauffman, Kennedy, Wood, 1996; 5 – Sornay, 1959* (* по Пержамент, 1978).

стыми известняками (47 м); в Рубасчайском – двумя пачками, соответствующими подлонам – слабоглинистых известняков (29 м) и среднеглинистых известняков (30 м) (в приподошвенной части первой частый вид-индекс). В Бетлинском разрезе лона представлена пачкой (53 м) белых чистых известняков, что сближает этот разрез с Аймакинским разрезом.

Третья лона. *Inoceramus gandjaensis* – *Inoceramus barabini*. Пачка (35 м) чередования сильноглинистых, глинистых известняков и мергелеподобных алевропелитовых известняков, с редкими видами-индексами.

В Аймакинском, Рубасчайском и Бетлинском разрезах это пачки (25, 90 и 37 м) чистых белых мелоподобных (“марающих руки”) известняков. В Рубасчайском разрезе верхняя часть лоны в сложноскладчатых и глыбовых палеооползневых деформациях.

Верхнебасский подгоризонт. Верхний кампан (ср2). Мощность – 260 метров.

Четвертая лона. *Pseudoffaster caucasicus* – *Micraster coravium*. Толща (160 м) мергелей с отдельными пластами (0,05 – 0,4 м) глинистых известняков через 5-10 метров (в нижней части), 15-20 метров (в верхней части); с иноцерамами кампан-маастрихтского возраста и редкими видами-индексами.

В Рубасчайском разрезе четвертая лона представлена толщиной (80 м) зеленовато-серых алевролитовых известняков с интервалами (2-5 м) палеооползневых деформаций в верхней части и сплошь палеооползневой сложноскладчатой и глыбовой в нижней части (50 м); в Аймакинском – пачкой (42 м) слабоглинистых и среднеглинистых известняков (глинистость увеличивается вверх по разрезу) с прослоем кила (0,05 м) в основании; в Бетлинском разрезе – пачкой (45 м) слабоглинистых известняков с интервалами (до 15 м) палеооползневых деформаций.

Пятая лона. *Inoceramus wegneri* – *Belemnitella langei* – *Bostrychoceras polyplacum*. Толща (110 м) глинистых и среднеглинистых известняков (глинистость вверх по разрезу уменьшается). В Рубасчайском разрезе – пачка (50 м) глинистых известняков; в Аймакинском – толща (87 м) среднеглинистых и глинистых известняков (глинистость вверх по разрезу увеличивается) с частыми пластами (до 0,2 м) кила; в Бетлинском разрезе пачка (67 м), аналогичная по составу пород толще Басского разреза. Виды-индексы встречаются редко и единично.

Представленная выше фациальная изменчивость басского горизонта в пределах территории Известнякового Дагестана распространяется и на весь регион, особенно – на его южную (северокавказскую) часть. Фациальная изменчивость наблюдается и в интервалах аварского и бетлинского горизонтов, но в них она однонаправленна: глинистость и карбонатность изменяются вверх или

влияет по различным разрезам в различной степени, но всегда в одинаковых направлениях (или увеличения или уменьшения). В басском горизонте фациальная изменчивость более резкая и местами также однонаправленная, но чаще разнонаправленная: в одних разрезах глинистость и карбонатность увеличивается (или уменьшается) вверх по разрезу, в других – наоборот.

Басский горизонт отличается от первых двух большими мощностями в целом и почти всех своих подразделений и большей стратиграфической полнотой, а также преобладающей ровной слоистостью.

В басском горизонте вновь появляется аммонитовая и белемнитовая фауна (рис. 3.5.), но ее представители встречаются очень редко (единично, спорадически). Поэтому возрастное определение границ подгоризонтов и лон по этой фауне весьма приблизительное. Так, первые три лоны по аммонитам как будто соответствуют нижнему кампану (сравнение со схемами Jeletzky, 1968 и др). Но, например, зональный вид Ю.А. Елецкого *Hauericeras pseudogardeni* (Schluter) (нижняя зона нижнего кампана) встречается в регионе только во второй лоне. Граница нижнего и верхнего подгоризонтов, условно принятая за границу подъярусов кампана, фауной аммонитов (белемнитов нет) фактически не обусловлена. Более определенное возрастное положение верхней границы горизонта: встречаемость в пятой лоне *Bostrichoceras polyplacum* (Roemer), *Belemnitella langei* (Schatsk.) и появление выше типичных маастрихских аммонитов (см. ниже).

Сопутствующая аммонитам иноцерамовая фауна во Франции (рис. 3.6.) представлена слабо. Нижний кампан этой фауной почти не охарактеризован. Нижний подгоризонт хорошо охарактеризован эндемиками, из которых особенно важен вид *Inoceramus azerbaijanensis* M. Aliev, прослеженный во многих других регионах ЕПО (Алиев, 1979) в пределах нижнего кампана этих регионов. Большинство видов иноцерамов “сквозного” кампан-маастрихтского распространения (на рис. 3.5. показаны только некоторые из них), но есть виды, распространенные только или преимущественно в “наших” кампанском, или в маастрихтском интервалах разреза; есть группа видов, начинающихся с “нашего” верхнего кампана и распространяющаяся выше. То есть, имеются данные для косвенного обоснования (по иноцерамам) принятого нами положения границ нижний – верхний кампан, кампан – маастрихт. Границы иноцерамовых лон, как и сами лоны, исключительно региональны. К сожалению, кампан-маастрихтские иноцерамы Северного Кавказа изучены все еще недостаточно по сравнению, например, с сеноманскими и верхний турон-коньякскими иноцерамами региона.

Возрастное положение нижней границы басского горизонта частично обосновано появлением редких видов морских ежей – *Micraster schroederi* Stoll. u

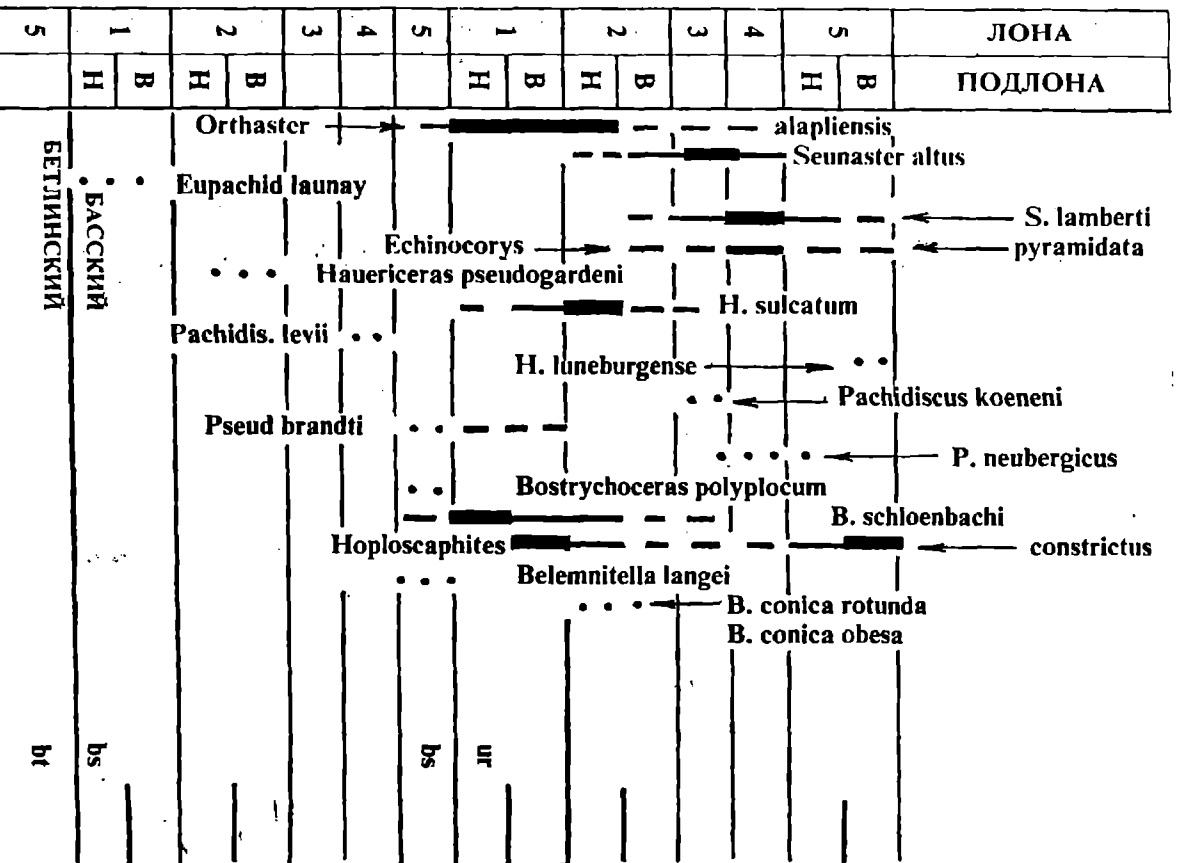


РИС. 3.5.2. ПРОДОЛЖЕНИЕ РИС. 3.5.1.

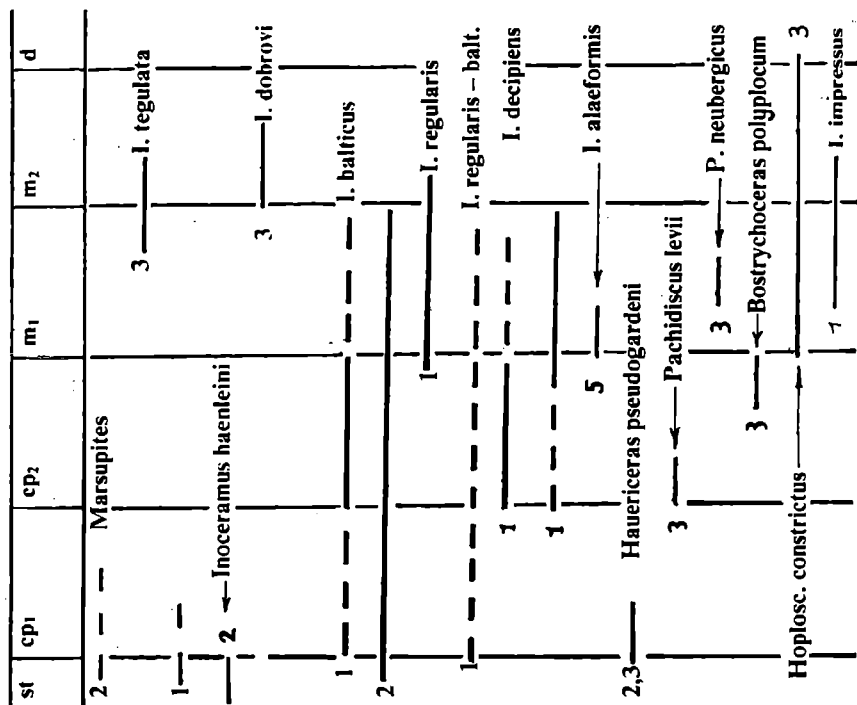


РИС. 3.6. СХЕМЫ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МАКРОФАУНЫ КАМПАНА И МААСТРИХТА: 1 – Sornay, 1959*; 2 – Seitz, 1961, 1965, 1967*; 3 – Speden, 1970* (схемы Елецкого 1962, 1965); 4 – Walaszyk, Smirnov, Troger, 1996 (* по Пергамент, 1978).

Offaster pilula Lam. (последний – зональный вид Г. Эрнста); а положение верхней его границы – редким *Micraster brongniarti* Hebert (рис. 3.5.).

Урминский горизонт (ur). Маастрихт (m) (рис. 3.5).

Стратотипический разрез Аймакинский (Урминское плато – см. выше); опорные разрез – Рубасчайский, Левашинский, Дженгутайский, Басский. Мощность в Аймакинском разрезе 320 метров.

Нижнеурминский подгоризонт. Нижний маастрихт (m1).

Мощность в Аймакинском разрезе 190 метров.

Первая лона. *Inoceramus alaeformis*.

Нижняя подлона – пачка (25 м) чередования сильноглинистых и алевропелитовых известняков (пласты последних несколько меньшей мощности); с частыми (обильными) *Inoceramus alaeformis* Zek.

Верхняя подлона – пачка (35 м) аналогичных известняков; со сравнительно редким (средним) видом-индексом.

Вторая лона, *Inoceramus buguntaensis*.

Нижняя подлона – пачка (40 м) глинистых известняков, местами переходящих в известняки средней глинистости; с частым *Inoceramus buguntaensis* Dobr.

Верхняя подлона – пачка (30 м) аналогичных известняков; с менее частым (средним) видом-индексом.

Третья лона. *Seunaster altus* – *Inoceramus* sp. nov. Пачка (60 м) аналогичных известняков; со сравнительно частым *Seunaster altus* Seun. и обильными неопределенными до вида иноцерамами и иноцерамами группы *balticus* и другими.

В этой лоне были установлены новые виды иноцерамов и на их основе выделены две иноцерамовые зоны (Алиев, Павлова, Харитонов, 1982), но, к сожалению, монографическое описание этих новых видов до сих пор не опубликовано.

Фациально-формационный облик нижнеурминского подгоризонта в основном выдерживается в пределах почти всей территории Известнякового Дагестана и местами далеко за его пределами. Но уже в стратотипической местности он на отдельных участках резко меняется. Так, в Рубасчайском разрезе подгоризонт представлен толщей (205 м) глинистых и сильноглинистых, иногда алевропелитовых, алевроитовых и песчаных известняков (терригенность пород увеличивается вверх по разрезу), с частыми внутриформационными палеооползневыми интервалами (0,5-5 м) “рулетного”, “коглобового”, “конгломерато-брекчиевого” и “сложноскладчатого” (см. раздел 2) типов. Еще более высокая терригенность подгоризонта (без палеооползней) наблюдается в других южных разрезах Известнякового Дагестана (Цмурчайском, Акушинском, Салгинском и др.).

Верхнеурминский подгоризонт. Верхний маастрихт (m2). Мощность в Аймакинском разрезе 130 м.

Четвертая лона. *Pseudoffaster renngarteni* – *Seunaster lamberti*. Толща (80 м) глинистых известняков, с отдельными пластами (до 0,15 м) алевролито-песчаных известняков и с редкими интервалами (до 5,0 м) палеооползневых деформаций. Пласты песчаных известняков особенно развиты на северо-западе Известнякового Дагестана, где они более частые (через 1,0-5 м) и более мощные (до 2,0 м). Виды-индексы встречаются довольно часто (рис. 3.5.).

Пятая лона. *Inoceramus dobровi*.

Нижняя подлона – пачка (30 м) глинистых известняков, с редким видом-индексом.

Верхняя подлона – пачка (20 м) среднеглинистых, частично (интервалы 1,0-3,0 м) палеооползневых, известняков; с частым видом-индексом (*I. "tegulatus" Hag.* = *I. dobrovi Jel.*)

Фациально-формационный облик верхнеурминского подгоризонта территориально сравнительно весьма однообразный. Местами выделение подлон по литологическому признаку невозможно (разрезы Дженгутайский, Рубасчайский и др.) В Рубасчайском разрезе подгоризонт – это пачка (59 м) слабоглинистых известняков сплошь палеооползневых. В Басском разрезе частично палеооползневая нижняя подлона (45 м) пятой лоны (интервалы до 5,0 м). Местами (Буртунайский разрез) в пятой лоне отдельные пласты (до 0,15 м) алевритистых, песчанистых известняков.

Нижняя граница урминского горизонта как будто соответствует границе кампан – маастрихт: появление *Hoploscaphites constrictus* Sow. Но *Pachidiscus neubergicus* Hauer., появлением которого, в основном, определяется эта граница, в регионе встречается очень редко (спорадически), причем только в верхней части “нашего” нижнего маастрихта (рис.3.5., 3.6.).

Во французских разрезах *Inoceramus alaeformis* Zek. встречается с верхней части нижнего кампана (рис. 3.6.), но в Польше, как и в Известняковом Дагестане, этот вид встречается только с основания нижнего маастрихта (Walaszczyk, Smirnov, Troger, 1996).

Ю.А.Елецкий установил (1962, 1965), что вид, определенный С.А.Добровым как *Inoceramus tegulatus* Hag., в действительности является новым видом (*I.dobrovi Jel.*), а собственно *Inoceramus tegulatus* Hag. определен С.А.Добровым, как новый вид - *Inoceramus caucasicus* Dobr. (рис. 3.5., 3.6.). Первый из этих видов в регионе встречается только в пятой лоне, а в Германии (и Ю.А.Елецкому) в верхнем маастрихте.

Косвенным обоснованием положения границы подъярусов маастрихта в регионе служит резкое уменьшение числа видов иноцерамов, особенно группы *balticus*, что зафиксировано и в западноевропейских разрезах (рис. 3.5 и 3.6).

Несмотря на указанные возможности возрастного определения, границы всех стратонів урминского горизонта, особенно лон и, тем более, подлон, как и в других горизонтах, сугубо региональные.

Сравнивая фациально-формационные особенности описанных четырех горизонтов, видим их различия и сходства. Наиболее отличается от всех других басский горизонт. Если в аварском, бетлинском и урминском горизонтах нижние подгоризонты более терригенные, то в басском горизонте более терригенный верхний подгоризонт. Исключение составляют северо-западные разрезы Известнякового Дагестана (Басский и др.), где терригенность всего басского горизонта примерно одинаковая. Но даже в басском гор

зонте (исключая Аймакинский подтип разреза) наблюдается общая для всех горизонтов закономерность: карбонатность 3-х и 5-х лон или их верхних подлон, сравнительно с подстилающими и перекрывающими интервалами разреза, существенно выше.

Все четыре горизонта примерно сходны и по признаку “число видов”: относительно наибольшее число видов макрофауны приходится, как правило, на вторые лоны, а наименьшее – на верхние подгоризонты. На те же стратоны (вторые лоны) всех горизонтов чаще приходится относительно наибольшее количество экземпляров наиболее представительных видов.

Охлинский горизонт (oh). Даний (d) (рис. 3.7).

Стратотипический разрез Аймакинский. Название происходит от селения Охли, расположенного севернее этого разреза. Опорные разрезы – Рубасчайский и Ансалтинский. Мощность в Аймакинском разрезе 280 метров; в Рубасчайском – 119 метров; в Ансалтинском – 277 метров.

Первая лона. *Cyclaster danicus*.

Нижняя подлона – пачка (12 м) глинистых слабо волнисто-слоистых известняков; с частым *Echinocorys edhemi Boehm*. В основании пачки пласт (0,05 м) известняка с палеооползневой галькой.

Верхняя подлона – пачка (33 м) чередования (через 0,1-1,0 м) сильноглинистых неяснослоистых известняков и мергелей, с отдельными пластами (до 0,2 м) глинистых известняков; со сравнительно редким видом-индексом, но с многочисленными другими видами морских ежей (рис. 3.7.).

Вторая лона. *Cyclaster gindrei*.

Нижняя подлона – пачка (34 м) глинистых слабо волнисто-слоистых известняков, постепенно в верхней части сменяющихся слабоглинистыми известняками, с редкими стяжениями кремня и с отдельными интервалами (до 4 м) палеооползневых деформаций; с редкими *Cyclaster gindrei (Seun.)*.

Верхняя подлона – толща (106 м) слабоглинистых известняков, со стяжениями кремня, обильными в нижней половине и редкими в верхней, с частыми интервалами палеооползневых деформаций, в сумме охватывающих 60% мощности; с частым видом-индексом.

Третья лона. *Coraster ansaltensis*. Толща (115 м), состоящая из нижней подтолщи (94 м) глинистых и сильноглинистых известняков, в основном, деформированных палеооползнями (70% мощности) и верхней пачки (21 м) глинистых известняков. Вид-индекс встречается очень редко, как и другие сравнительно немногочисленные виды морских ежей.

Выше залегает толща (250 м) мергелей пестроцветно-сероцветной свиты фораминиферовой серии в сероцветной фации. В ее основании – пачка (10 м)

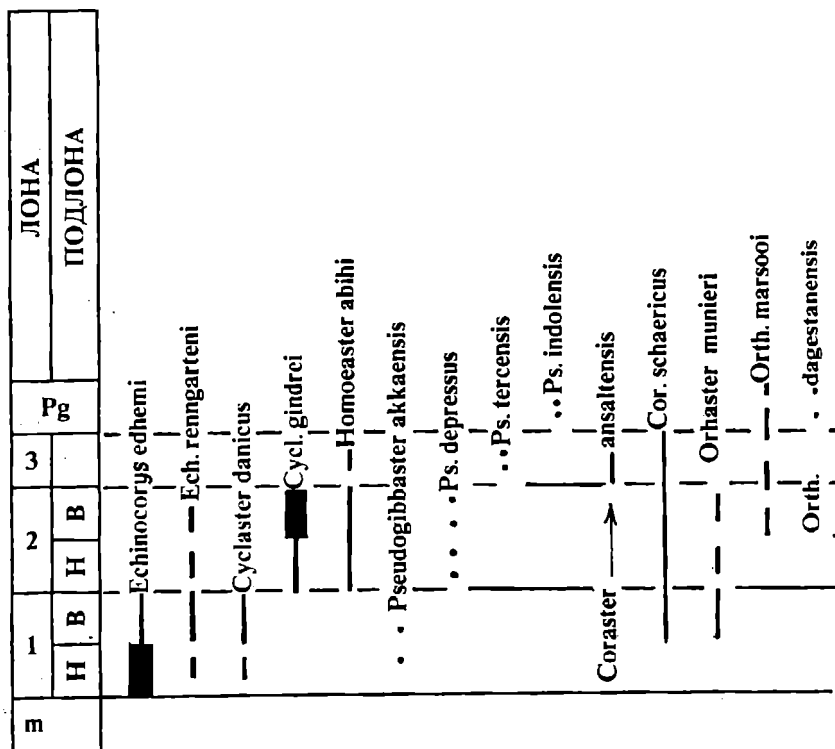


РИС. 3.7. ОСНОВНАЯ МАКРОФАУНА ОХЛИНСКОГО ГОРИЗОНТА

деформированных палеоползнями сильноглинистых известняков и мерлей с переотложенными фоссилиями – датскими морскими ежами, причем из третьей лоны, а в основном из первой лоны охлинского горизонта. Вы в сероцветных мергелях (в 30 и 50 м от подошвы) наблюдаются глыбы внедрения (10 – 50 м) слабogliнистых известняков, со стяжениями кремни морскими ежами второй лоны охлинского горизонта.

Фациально-формационный облик охлинского горизонта, представленный в Аймакинском разрезе, если не брать во внимание палеоползневые деформации, сохраняется в пределах всего Известнякового Дагестана, а также в пределах восточной части Северного Кавказа и в Восточном Предкавказье. Изменения связаны в основном только с распространением палеоползневых деформаций и стратиграфически фиксируемых перерывов, а также изменением мощности горизонта в целом и его лон.

Внутриформационными палеооползновыми деформациями в отличие от Аймакинского разреза, например, охвачена нижняя подлона первой лоны в Рубасчайском разрезе. В Дженгутайском разрезе ими охвачена верхняя подлона первой лоны. Особенно интенсивны палеооползновые явления в Ансалтинском разрезе. В этом разрезе две крупные палеооползновые пачки, приходящиеся на нижнюю подлону первой лоны (68 м) и на всю вторую лону (78 м).

В нижних частях этих пачек среди внутриформационных сложноскладчатых палеооползновых деформаций встречаются глыбовые внедрения (10-15 м) известняков многих интервалов верхнемелового разреза (маастрихта, кампана, коньяка, верхнего турона); в верхних частях пачек внутриформационные деформации, по мере приближения к кровле становятся все менее интенсивными: “сложноскладчатые” - “выклинивания” - “колобковые” - “конгломерато-брекчиевые”.

Значительные литологические изменения, не считая изменений величины средней карбонатности одинаковых лон в пределах одного-двух шагов (по пятизначной градации известняков – см. гл. 2), отмечаются лишь местами. Так, в Буртунайском разрезе и в разрезе по реке Ярык-су во всем горизонте частые пласты (до 0,15 м) алевритистых, песчаных известняков, таких же как и в пятой лоне урминского горизонта. В разрезах Каранайском и хребта Сала-Тау песчаные пласты только в первых и третьих лонах.

Почти во всех разрезах Известнякового Дагестана и восточной части Северного Кавказа в основании горизонта прослой (до 0,01 м) кила (Аймакинский и Рубасчайский разрезы – исключения). Не во всех разрезах развиты во второй лоне кремневые стяжения.

Местами перерывы охватывают первую лону (или только ее нижнюю подлону) и (или) третью лону. Чаше это наблюдается в маломощных разрезах (Бетли, Гамри-озень, Кака-Шура, Ярык-су и др.). В разрезах по рекам Гамри-озень и Ярык-су на известняках дания (второй лоны) лежат глины майкопской серии (олигоцена).

Возрастное определение охлинского горизонта в целом не вызывает сомнений, так как на его границах резко изменяется фаунистический состав: на нижней – исчезают все маастрихтские виды и появляются датские виды; на верхней – исчезают почти все датские виды и появляются новые виды морских ежей (рис. 3.7.). Правда, у верхней границы все виды макрофауны встречаются очень редко, единично, спорадически. В установлении этой границы большую роль играют фораминиферы: третья лона – слои с *Acarinina inconstans*; выше – слои с *Globorotalia angulata*. Подтверждению определения границ горизонта косвенно служат резкие смены литологического состава и частые стратиграфически явные и неявные перерывы.

3.2. СТРУКТУРНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА.

В этом разделе стратоны предложенной РСС рассматриваются с позиций геопериодности (см. гл. 2). Определяются геопериодотемы порядков: горизонтные; подгоризонтные; лонные; подлонные. При этом используются качественные и количественные фациально-формационные (литологические – Л), филогенетические и биоформационные (количество экземпляров наиболее представительных видов) признаки, а также признак “изменение-событие” (ИС) суммарно-биоформационный (ФИС), среднелитологический (ЛИС) и суммарно биоформационный и литологический (ΣИС) (рис. 3.8., 3.9., 3.10., 3.11). Биоформационные признаки снимались со сводных графиков вертикального распределения основной (в количественном и возрастном смысле) макрофауны (рис. 3.1., 3.3., 3.5., 3.7.); литологические – с графиков основных (стратотипических и опорных) разрезов (см. рис. 4.2., 4.3., 4.4., 4.5. в разделе 4).

Аварский горизонт.

Филогенетическая этапотема иноцерамов*: *crippsi – scalprum – pictus – labiatus – “latus”* (последний вид в регионе не найден). Прямая цикло-этапотема ΣИС; прямая циклотема ФИС; прямая цикло-этапотема ЛИС; прямая цикло-этапотема Л.

Нижнеаварский подгоризонт.

Филогенетическая этапотема иноцерамов: *crippsi – scalprum – pictus*. Прямые цикло-этапотемы ΣИС, ФИС и ЛИС; прямая этапотема Л.

Первая лона. Прямая этапотема *Neohibolitus ultimus*; прямая этапотема *Inoceramus cf. crippi*; обратная этапотема *Aucellina griphaeoides*. Обратные цикло-этапотемы ΣИС, ФИС и ЛИС; обратная этапотема Л.

Вторая лона. Обратная этапотема *Inoceramus crippi*; прямая этапотема *Inoceramus scalprum*. Прямые цикло-этапотемы ΣИС, ФИС и ЛИС; прямая этапотема Л.

Третья лона. Обратная этапотема *Holaster subglobosus*. Прямые цикло-этапотемы ΣИС, ФИС и ЛИС; прямая этапотема Л.

Верхнеаварский подгоризонт.

Филогенетическая этапотема иноцерамов: *pictus – labiatus – “latus”*. Обратные цикло-этапотемы ΣИС и ФИС; прямая этапотема ЛИС; прямая цикло-этапотема Л.

Четвертая лона. Прямая этапотема *Inoceramus labiatus*. Обратная циклотема ΣИС; обратная цикло-этапотема ФИС; прямая цикло-этапотема ЛИС; прямая этапотема Л.

* Здесь и ниже филогенез иноцерамов по М.А. Пергаменту (1978).

Горизонт	Подотряд	Лона	Подлона	СМЕНА			Число			Количество			ИС		
				10	30	50	10	30	50	10	30	50	10	30	50
oh		3													
		2													
		1													
ur	B	5													
		4													
		3													
	H	2													
		1													
6s	B	5													
		4													
		3													
	H	2													
		1													
6t	B	5													
		4													
		3													
	H	2													
		1													
av	B	5													
		4													
		3													
	H	2													
		1													

Рис. 3.8. ЗНАЧЕНИЯ БИОИНФОРМАЦИОННЫХ ПРИЗНАКОВ ИС ПО ИГЛОКОЖИМ И ГОЛОВОНОГИМ /ПУНКТЫР ТОЧКАМИ/

Горизонт	Подотряд	Лона	Подлона	СМЕНА			Число			Количество			ИС		
				10	30	50	10	30	50	10	30	50	10	30	50
ur	B	5													
		4													
	H	3													
		2													
6s	B	5													
		4													
	H	3													
		2													
6t	B	5													
		4													
	H	3													
		2													
av	B	5													
		4													
		3													
	H	2													
		1													

Рис. 3.9. ЗНАЧЕНИЯ БИОИНФОРМАЦИОННЫХ ПРИЗНАКОВ ИС ПО ИНОЦЕРАМАМ

Пятая лона. Макрофаунистически “немые слои”. Прямые элементные периодотемы Σ ИС, ФИС и ЛИС; прямая циклотема Л (редко).

Периодотемы аварского горизонта установлены в основном по стратиграфически наиболее полным разрезам Известнякового Дагестана. Литологические периодотемы (ЛИС и Л) хорошо прослеживаются в скважинных разрезах соответствующих предгорий (тектонически – в Западной и Восточной зонах и в Терско-Сунженском районе), а также в некоторых достаточно полных естественных разрезах западной части Северного Кавказа (Б. Тегинь и др.) и в скважинных разрезах Западного Предкавказья (Кавказская и др.). На остальной, гораздо большей, территории региона отложения горизонта или отсутствуют, или весьма неполные и имеют очень небольшие мощности, и в них фиксируются только сравнительно более терригенный интервал нижнего (сеноманского) подгоризонта и сравнительно высоко карбонатный интервал верхнего (нижнетуронского) подгоризонта. Последний обычно прослеживается шире первого, часто литологически сливаясь с интервалом нижней подлоны первой лоны бетлинского горизонта.

Бетлинский горизонт.

Филогенетическая этапотема иноцерамов: *lamarcki – cordiformis – haenleini*. Обратная этапотема Σ ИС; обратная циклотема ФИС; цикло-этапотемы ЛИС и Л.

Нижнебетлинский подгоризонт.

Филогенетическая этапотема иноцерамов: *lamarcki – costelatus – kleini-subquadratus*. Обратная цикло-этапотема Σ ИС; обратная цикло-этапотема ФИС; прямые цикло-этапотемы ЛИС и Л. На северо-западе Северного Кавказа и Западного Предкавказья обычны прямые этапотемы Л.

Первая лона. Обратная этапотема *Inoceramus apicalis*. Прямая цикло-этапотема *Inoceramus lamarcki*; прямая этапотема *Inoceramus woodsi*. Обратные цикло-этапотемы Σ ИС и ФИС; обратные этапотемы ЛИС и Л.

Вторая лона. Прямая цикло-этапотема *Inoceramus wandereri*; обратная этапотема *Inoceramus schloenbachi*; прямая циклотема *Inoceramus deformis*; прямая этапотема *Inoceramus inconstans*. Прямые цикло-этапотемы Σ ИС и ФИС; прямая циклотема ЛИС; обратная циклотема Л.

Третья лона. Обратная этапотема *Inoceramus mantelli*; прямая этапотема *Inoceramus involutus*. Прямые цикло-этапотемы Σ ИС и ФИС; прямые этапотемы Л и ЛИС.

Верхнебетлинский подгоризонт.

Филогенетические этапотемы иноцерамов: *cardissoides – lobatus – lingua*

cordiformis – *haenleini* – *balticus*. Прямые этапотемы Σ ИС, ФИС и ЛИС; прямая цикло-этапотема Л. На северо-западе Северного Кавказа и в Западном Предкавказье часто обратная этапотема Л.

Четвертая лона. Филогенетическая этапотема иноцерамов: *subquadratus* – *cycloides* – *undulato* – *plicatus*. Обратные этапотемы *Inoceramus undulato* – *plicatus* и *Inoceramus lesгинensis*. Обратные этап-циклотемы Σ ИС, ФИС и ЛИС; обратная этапотема Л.

Пятая лона. Филогенетическая этапотема иноцерамов: *lobatus* – *lingua*. Прямая этапотема *Inoceramus haenleini*. Прямые цикло-этапотемы Σ ИС, ФИС и ЛИС; прямая элементная периодотема Л.

При резко сокращенных мощностях, особенно в скважинных разрезах Предкавказья, в интервале нижнебетлинского подгоризонта все три его лоны высококарбонатны и литологически почти не различимы (несколько ниже карбонатность второй лоны). В таких случаях в скважинных разрезах этот подгоризонт выделяется в интервале очень больших значений “кажущегося сопротивления” (КС), известном как каротажный репер ТК (турон-коньяк). Часто репер ТК включает (по значениям КС) и высококарбонатный интервал пятой лоны аварского горизонта. Однако, выделить этот последний обычно можно благодаря мелоподобности (в Предкавказье; см. разрез скв. Кавказской на рис. 4.2.) известняков, отражающейся в высоких значениях кривой электронапряженности (ПС).

Верхнебетлинский подгоризонт почти повсеместно, даже в маломощных скважинных разрезах, отделяется от нижнебетлинского подгоризонта понижением значений карбонатности и, соответственно, значений КС, в его начале (лона 4) или во всем его интервале.

Басский горизонт.

Филогенетические этапотемы иноцерамов (*balticus* – *regularis*) и морских ежей *Micraster* (*schroederi* – *coravium* – *brongniarti* – *grimmensis*). Прямые цикло-этапотемы Σ ИС и ФИС; прямая этап-циклотема ЛИС; обратная этапотема Л (Аймакинский подтип разреза); обратная цикло-этапотема Л (Басский подтип).

Нижнебасский подгоризонт.

Филогенетическая этапотема иноцерамов (*azerbaydjanensis* – *mulleri*). Прямая цикло-этапотема Σ ИС и ФИС; обратная этап-циклотема Л (Рубасчайский подтип разреза); прямая циклотема Л (Басский подтип). В Аймакинском подтипе разреза литологически почти однородный интервал нижнебасского подгоризонта можно определить как – элементная периодотема Л.

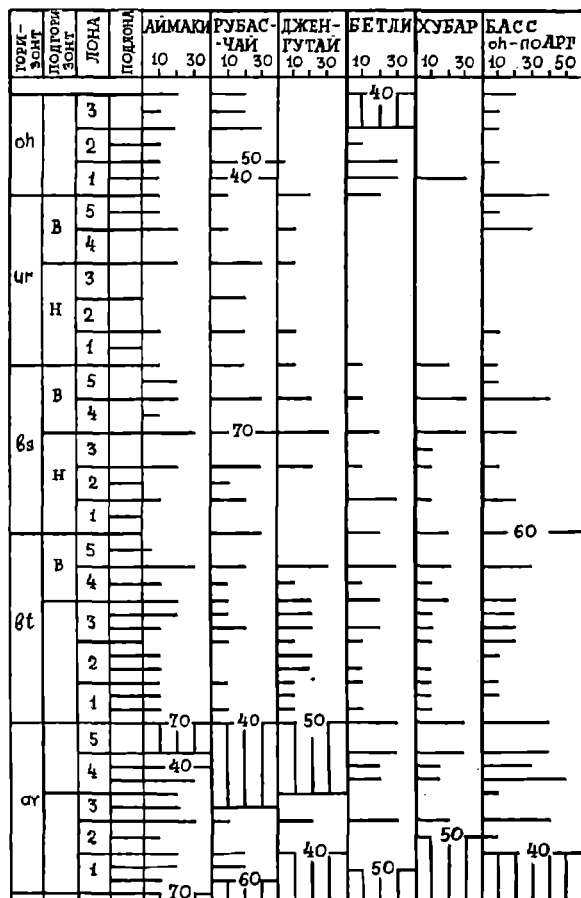


РИС. 3.10.1. ЗНАЧЕНИЯ ПРИЗНАКА ЛС ФАЦИАЛЬНО-ФОРМАЦИОННЫЕ ПО ОПОРНЫМ РАЗРЕЗАМ

Первая лона. Обратная этапотема *Inoceramus dariensis*. Обратные цикло-этапотемы СИС, ФИС и ЛИС; обратная этапотема Л (редко); обратная циклотема Л (Баский подтип разреза). Наиболее часто прямые и обратные элементные (литологически однородные) периодотемы Л.

Вторая лона. Обратная этапотема *Inoceramus azerbaijanensis*. Обратные этапотемы СИС, ФИС и ЛИС; обратная этапотема Л (Рубасчайский подтип разреза); часто элементные периодотемы (Аймакинский и др. подтипы разреза).

Третья лона. Прямые цикло-этапотемы СИС, ФИС и ЛИС; обычные элементные

периодотемы Л (Аймакинский, Рубасчайский и др. подтипы разреза).

Верхнебаский подгоризонт.

Обратная этапотема *Pseudoffaster caucasicus*. Обратные цикло-этапотемы СИС и ЛИС; обратная циклотема ФИС; обратная этапотема Л (Аймакинский подтип разреза); прямая этапотема Л (Рубасчайский и Баский подтипы).

Четвертая лона. Обратные цикло-этапотемы СИС, ФИС и ЛИС; обратная этапотема Л (Аймакинский подтип разреза); более обычные элементные периодотемы Л.

Пятая лоп. Обратная циклотема Σ ИС; прямая циклотема ФИС; обратная этапотема ЛИС; обратная этапотема Л (Аймакинский подтип разреза); прямая этапотема Л (Басский подтип); наиболее обычные элементные периодотемы Л.

Фациальная изменчивость басского горизонта, как видно из его периодотемной характеристики, в основном выражается в разнообразии фациально-формационных (литологических) периодотемных форм (исключение составляют также разнообразные формы периодотем ИС пятой лоны). Это позволяет уверенно прослеживать стратоны по периодотемным формам ИС, несмотря на фациальную их изменчивость. При этом, конечно, обязателен фаунистический контроль.

Периодотемное строение естественных разрезов хорошо прослеживается в предгорных скважинных разрезах. В предгорьях Дагестана (районы Восточной и Западной антиклинальных зон и Сулакского выступа) кривые КС отражают структуры Рубасчайского (на самом юге) и Аймакинского подтипов; в Терско-Сунжинском районе – структуру разреза Басского и Аргунского подтипов. Структура разрезов Кав.-Минводского выступа и прилегающих участков (Баксан, Джинал, Кубань, Б.Тегинь и др.; см. рис. 4.3.) рас-

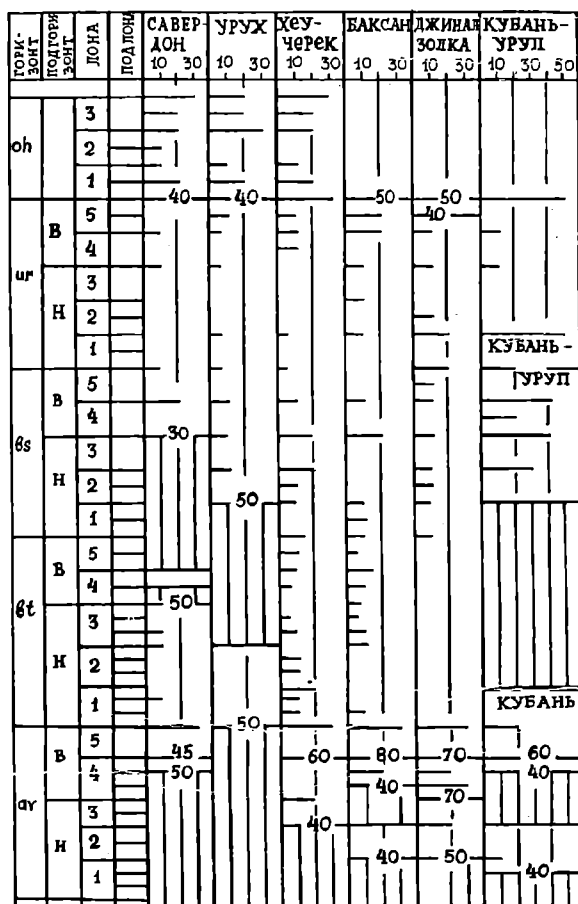


Рис. 3.10.2. ЗНАЧЕНИЯ ПРИЗНАКА ИС ФАЦИАЛЬНО-ФОРМАЦИОННЫЕ
ПРОДОЛЖЕНИЕ 1/

Горизонт	Подгоризонт	Лона	Подлона	Б. ТЕ-ГИНЬ		ДАВА-ХОДЗЬ		АВИН		ИС		
				10	30	10	30	10	30	10	30	50
oh		3										
		2										
		1										
ur	в	5										
		4										
	н	3										
		2										
		1										
θs	в	5										
		4										
	н	3										
		2										
		1										
θt	в	5										
		4										
	н	3										
		2										
		1										
ay	в	5										
		4										
	н	3										
		2										
		1										

РИС. 3.103. ЗНАЧЕНИЕ ПРИЗНАКА ИС ФАЦИАЛЬНО-ФОРМАЦИОННЫЕ ПРОДОЛЖЕНИЕ 2/

пространена почти на всей территории Предкавказья (Предкавказский тип разреза М.М.Москвин). Периодотема возрастного аналога басского горизонта во флишеидных разрезах Северо-Западного Кавказа (Абин и др.) имеет этапотемную форму, напоминающую цикло-этапотемную форму Рубасчайского подтипа разреза. Особая структура в разрезах Западного Предкавказья (Кавказская и др. площади). Эти разрезы отличаются повышенной терригенностью и сравнительной литологической однородностью.

Урминский горизонт.

Филогенетическая этапотема иноцерамов *regularis* - "*caucasicus*" (= *tegulatus* Hag.) - "*tegulatus*" (= *dobrovi* Jel.). Прямые цикло-этапотемы ΣИС, ФИС и ЛИС; прямая этапотема Л (Аймакинский и Рубасчайский подтипы разреза); прямая этапо-циклотема Л (Басский подтип). В Западном

Предкавказье обычна форма – обратная этапотема Л.

Нижнеурминский подгоризонт.

Филогенетическая этапотема иноцерамов: *decipiens* – *alaeformis* - ?. Обратная циклотема ΣИС, обратная этапо-циклотема ФИС; прямая циклотема ЛИС; прямая этапотема Л.

Первая лона. Обратная этапотема *Inoceramus alaeformis*. Обратные цикло-этапотемы ΣИС и ФИС; прямая цикло-этапотема ЛИС; элементная периодотема Л.

Вторая лопа. Обратная этапотема *Inoceramus buguntaensis*. Прямые цикло-этапотемы Σ ИС и ФИС; обратная этапотема ЛИС; обычно элементная периодотема Л; изредка – прямая этапотема Л.

Третья лопа. По общию экземпляров элементная периодотема *Inoceramus ex. gr. balticus* и *I.sp. nov.* Прямые цикло-этапотемы Σ ИС, ФИС и ЛИС; элементная периодотема Л.

Верхнеурмийский подгоризонт.

Прямая этапотема *Inoceramus "tegulatus"* (=dobrovi Jel.). Прямые цикло-этапотемы Σ ИС, ФИС и ЛИС; прямая этапотема Л (исключение – разрезы Западного Предкавказья с обратными этапотемами Л).

Четвертая лопа. Элементная периодотема *Pseudofaster renngarteni*. Обратные циклотемы Σ ИС и ФИС; обратная цикло-этапотема ЛИС; элементная периодотема Л.

Пятая лопа. Прямые этапотемы *Inoceramus "tegulatus"* (=dobrovi Jel.) и *Hoploscaphtes constrictus*. Прямые этапотемы Σ ИС, ФИС и ЛИС; прямая этапотема Л.

В отличие от стратонов басского горизонта стратопы урмийского горизонта более постоянны по форме периодотем всех типов, в том числе и по форме фацально-формационных (литологических – Л) периодотем. Редкие фацальные изменения (песчанистость нижнего подгоризонта в южной час-

ГОРИЗОНТ	ПОДГОРИЗОНТ	ЛОПА	ПОД ЛОПА	Ф Σ ИС МАКРОФАУНА				ЛИС ФАЦ-ФОРМ			Σ ИС					
				10	30	50	70	10	30	50	10	30	50	70	90	100
ch		3														
		2														
		1														
ur	в	5														
		4														
	н	3														
		2														
bs	в	5														
		4														
	н	3														
		2														
gt	в	5														
		4														
	н	3														
		2														
dyr	в	5														
		4														
	н	3														
		2														
		1														

РИС. 3.11. СУММАРНЫЕ ЗНАЧЕНИЯ ПРИЗНАКА ИС

ти Известнякового Дагестана, в разрезе Бугунта и др.) не влияют на форму периодотем. Исключением являются формы периодотем разрезом Западного Предкавказья, где вместо прямых преобладают обратные этапотемы.

Охлинский горизонт.

Филогенетическая этапотема морских ежей рода *Pseudogibbaster*, распространенная в следующих интервалах палеогена. Филогенетические этапотемы морских ежей родов *Cyclaster* и *Coraster*. Обратные цикло-этапотемы ΣI, ФИС и ЛИС; прямая этапотема Л; обратная этапотема Л (с центром Северного Кавказа и западнее в пределах Западного Предкавказья).

Первая лона. Прямая этапотема *Cyclaster danicus*; обратная этапотема *Echinocorys edhemi*. Обратные этапотемы ΣИС, ФИС и ЛИС; обратная этапотема Л. Местами обратная цикло-этапотема Л (разрез Савердон и др.) и прямая этапотема Л (разрез Урух и др.).

Вторая лона. Прямая этапотема *Cyclaster gindrei*. Прямая этапотема ΣI и прямые цикло-этапотемы ФИС и ЛИС; прямая этапотема Л; более обычная элементная периодотема Л.

Третья лона. Элементная периодотема *Coraster ansaltensis*. Обратные этапотемы ΣИС, ФИС и ЛИС; прямая этапотема Л (за исключением мергели разрезом центральной части Северного Кавказа и Западного Предкавказья).

Периодотемные формы охлинского горизонта и его лон территориально постоянны подобно периодотемным формам стратонев аварского, бетлинского и урминского горизонтов. Особые формы периодотем стратонев охлинского (как и урминского) горизонта в пределах Западного Предкавказья (см. выше).

3.3. КОСВЕННОЕ ОБОСНОВАНИЕ СТРАТОНЕВ.

При взгляде на предлагаемую РСС (табл. 3.1.) “бросается в глаза” ее равномерность: каждый горизонт (за исключением охлинского) содержит подгоризонт и пять лон. Равномерность региональных стратиграфических подразделений нарушается на уровне подлон: лона без подразделения подлоны; лона с двумя подлонами; лона с тремя подлонами.

Анализ исходного материала (см. ниже и разделы 3.1., 3.2.) показывает, равномерность предлагаемой РСС имеет определенные региональные основы.

Цикличность, этапность и связанная с ними повторяемость (ритмичность) любых процессов и их статических результатов обусловлены тремя основными законами диалектики, особенно законом “отрицание отрицания” (Смирнов, 1987). Цикличность, этапность и ритмичность – конкретные проявления последнего.

Цикличность, этапность (периодность), то есть равномерность, геологическая

ких процессов и их статистических (тельных) результатов (периодотем) особенно четко проявляются на геоформационном доминантно временном и, следовательно, наиболее стратиграфическом (Круть, 1973, 1978; Смирнов, 1987) уровне организации системы "Земля". Сэмпирически-индуктивных позиций это подчеркнуто Г.П.Леоновым (1974, 1977). Региональная геоформационная периодность так или иначе связана с глобальной периодностью геосферных, геотектонических и биологических процессов (рис. 3.12.).

Позднемеловой максимум уровня океана на Северном Кавказе и в Предкавказье выразился в наиболее широкой морской трансгрессии, а ограничение этого максимума-кратковременными резкими понижениями уровня океана на рубежах ранний – поздний мел и мел – палеоген (Харленд и др., 1985) – в сравнительно кратковременных регрессиях моря в раннеаварском (сеноманском) и охлинском (датском) интервалах времени. Максимальная трансгрессия моря в регионе приходится

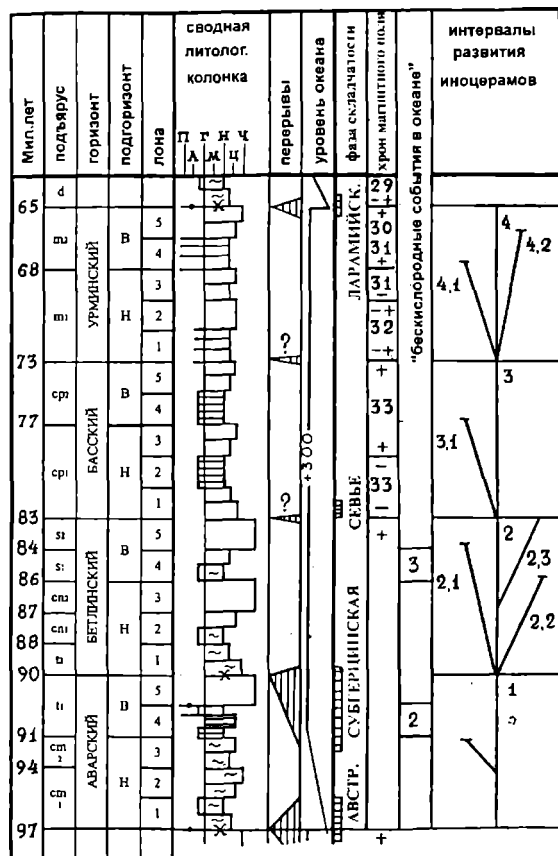


Рис.3.12. Позднемеловые глобальные события на Северном Кавказе.

П – ПЕСЧАНИК
А – АЛЕВРОЛИТ
Г – ГЛИНА
М – МЕРГЕЛЬ
ИЗВЕСТЯКИ:
Н – ГЛИНИСТЫЙ
Ц – СЛАБОГЛИНИСТЫЙ
Ч – ЧИСТЫЙ

~ ВОЛНИСТАЯ СЛОИСТОСТЬ
* ПРОСЛОЙ КИЛА
+ ПРОСЛОЙ ГЛАУКОНИТОВЫЙ
▨ ПЕРЕСЛАИВАНИЕ П И М
▩ ШЛАСТЫ БИТУМООБРАЗНЫЕ

ИНТЕРВАЛЫ РАЗВИТИЯ ИНОЦЕРАМОВ:

1 – CRIPPSI-LATUS
2.1 – UNDULATO-PLICATUS
2.3 – LINGUA
3.1 – AZERBAIJANENSIS
4.1 – ALAEFORMIS
2 – LAMARCKI-HAENLENI
2.2 – INVOLUTUS
3 – BALTICUS-REGULARIS
4 – REGULARIS-"REGULATUS"
4.2 – "CAUCASICUS"

ТАБЛИЦА 3.2.

ПОДЪЯРУС	ГОРИЗОНТ	ПОДГОРИЗОНТ	ЛОКА	Смирнов, 1971 Пергамент, Смирнов, 1972			Афанасьев и др., 1972	Харленд, 1982	Харленд, 1985	Образович, 1993	Афанасьев, 1994	Смирнов, 1998			
				1			2	3	4	5	6	7			
m2	u2		5	9,0	3,5	2,0	6,7	8,0	8,0	5,9	4,0	1,2	8,0	2,4	1,6
		4	1,5			0,8									
3		1,8	1,6												
m1		2	5,5		1,7	5,6								1,8	
	1	2,0	2,2												
cp2	b2	5	7,0	4,0	1,7	10,7	10,0	10,0	12,2	12,6	5,7	10,7	5,5	2,8	
		4		2,3	2,7										
cp1	b1	3	7,0	3,0		10,7	10,0	10,0	12,2	12,6	6,9	10,7	1,6	2,8	
		2											5,2	2,2	
		1											1,4		
st2	bt	5	5,4	2,1	1,3	1,7	3,0	4,5	2,8	3,4	1,9	5,8	2,6	1,8	
st1		4			0,8						1,5		0,8		
cn2		3			1,5						0,9		1,4		
cn1		2			3,3						0,7		1,1	3,2	1,0
u		1			1,1						2,0		0,8		
t1	av2	5	10,6	2,6	1,2	1,8	3,0	1,5	4,6	3,2	1,2	4,4	2,8	1,4	
		4			1,4								1,4		
cm2	av	3		2,1							3,0		0,3		
cm1	av1	2		8,0	2,1	6,1	4,5	6,5	5,2	4,8	1,8		1,6	0,7	
		1	3,8	0,6											

уменьшении волнистой слоистости вверх по этим интервалам разреза. Максимальная региональная морская трансгрессия, видимо, сопровождается относительно спокойным режимом придонных вод и, вследствие этого, преобладанием ровной слоистости над слабой волнистой слоистостью.

Рубеж сантон-кампан (в регионе приблизительно бетли-басс) это рубеж суперхрон полярности магнитного поля Земли (рис. 3.12.). Не исключено, что с этим рубежом как-то опосредованно связано увеличение в регионе разнообразия макрофауны и изменение режима осадконакопления (см. гл. 2). Другие рубежи изменения полярности магнитного поля также приблизительно приурочены к границам региональных стратопов (рис. 3.12.).

В рассматриваемом регионе достаточно четко проявляются позднемеловые фазы складчатости – австрийская (ранний – поздний мел), субгерцин

на басс-урмийский (кампан-маастрихтский) интервал. С вышеуказанными кратковременными регрессиями моря отчасти, видимо, связаны местные перерывы в осадконакоплении (выпадения из разрезов низов аварского и охлинского горизонтов), а также волнистая слоистость нижеаварского и охлинского интервалов разреза, свидетельствующая об активном режиме придонных вод. Постепенное восстановление максимального уровня океана в течение сеноман-раннепетуонского и датского интервалов времени (Харленд и др., 1985) выражается в регионе в постепенном

кая (турон), Севье (сантон – кампан) и ларамийская (маастрихт – дакий). Прямое проявление этих фаз в регионе выражается в сравнительно большей территориальной изменчивости мощностей первых лон аварского, бетлинского, басского и охлинского горизонтов. Косвенное их проявление – в резком усилении сноса терригенного материала в начале интервалов времени этих горизонтов (в начале басса не повсеместно) и в местных перепадах в осадконакоплении, особенно крупных в аварском и в охлинском интервалах времени (рис. 3.12.). На рубеже бетли-басс (приблизительно – сантон-кампан) почти во всем регионе пред-

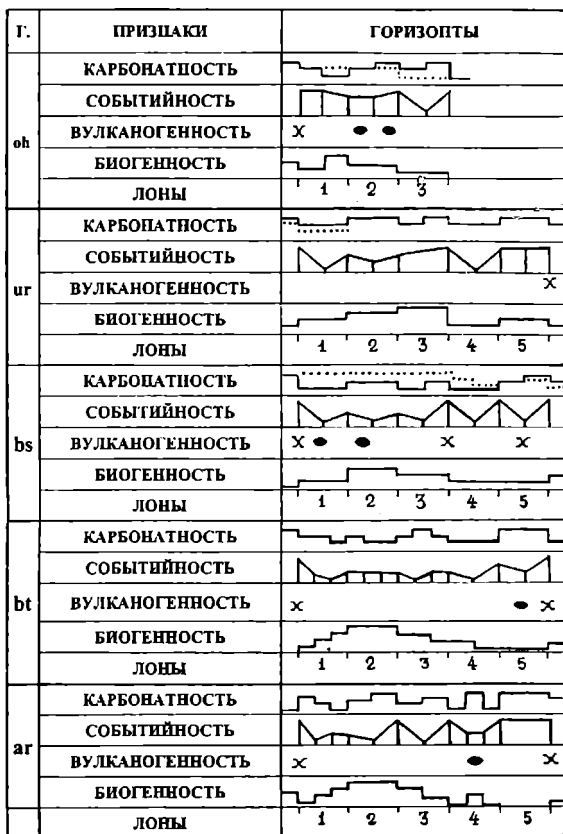


РИС. 3.13. СИНФАЗНОСТЬ ИЗМЕНЕНИЯ ПРИЗНАКОВ: X - ЮЛ; ● - КРЕМЕНИ; БИОГЕННОСТЬ: ЧИСЛО ВИДОВ И КОЛИЧЕСТВО ЭКЗЕМПЛЯРОВ ВИДОВ МАКРОФАУНЫ.

полагаются стратиграфически неявные перерывы, а в некоторых местах региона (северо-запад и юго-восток Северного Кавказа, Центральное Предкавказье) фиксируются явные перерывы.

Изменения, подобные вышеописанным, хотя и в меньшей степени, наблюдаются на рубеже басс-урма (приблизительно кампан-маастрихт). На этом рубеже стратиграфически явные перерывы зафиксированы в основном только в центральной (Кавминводской) части Северного Кавказа (выпадение из разрезов отложений урминского горизонта).

Австрийская, субгерцинская и ларамийская фазы складчатости в регионе сопровождалась активизацией вулканизма, о чем свидетельствуют почти по-

всеместные прослои (местами слои) кила (монтмориллонита) – продукта переработки вулканического пепла. Местами в регионе эти фазы складчатости, а также и фаза складчатости Севье, видимо, проявляются в усилении сейсмичности, результатом чего являются палеооползневые деформации.

В рассматриваемом регионе проявляется “бескислородное событие 2 в океане” (Харленд и др., 1985), приуроченное к интервалу четвертой лопы аварского горизонта (ранний турон, возможно – поздний сеноман-ранний турон) (рис. 3.12.). Совершенно четко в регионе проявляется глобальное событие, выражающееся в исчезновении на рубеже урма-охли (маастрихт-даний) иноцерамов, аммонитов, многих родов иглокожих. Кстати заметить, что вряд ли это глобальное событие (плюс исчезновение динозавров и проч.) объясняется импактной теорией. Например, в рассматриваемом регионе четко выражено резкое сокращение числа видов и количества экземпляров иноцерамов уже на границе подгоризонтов урминского горизонта (предположительно нижнего-верхнего маастрихта).

М.А.Пергамент (1978) для северного полушария выделяет три основных интервала филогенеза иноцерамов: сеноман-раннетуронский; поздний турон-саптонский; кампан-маастрихтский. В рассматриваемом регионе первые два интервала соответствуют аварскому и бетлинскому горизонтам, а третий интервал – совместно басскому и урминскому горизонтам. Существенно, что “ответвления” от основного филогенетического “ствола” (Пергамент, 1978, рис. 39 на с.170) приблизительно подтверждают границы подгоризонтов и некоторых лоп (рис. 3.12.; разделы 3.1. и 3.2.).

Косвенному обоснованию региональных стратонов служит сопоставление их длительности в Ма, установленных пропорционально скорости седиментации при условной (приведенной) фации Н (известняк – натурал, см. гл. 2, раздел 2.2.) и с использованием только двух датировок – 62,2 и 96,2 (даний-средний палеоцен и альб-сеноман; по Афанасьеву, 1994) с длительностями стратонов верхнего мела, определённых различными исследователями (табл. 3.2.). Из этого сопоставления видно, что длительности разновозрастных региональных и международных стратонов приблизительно одинаковы (однопорядковые), что обосновывает глобальную составляющую региональных стратонов.

Отмеченная относительная равномерность РСС (см. выше) обусловлена геопериодной синфазностью. Идея синфазной стратиграфии разработана на примере групп периодов фанерозоя Ю.М.Малиновским (1982, 1990). Синфазность на уровне одной позднемеловой эпохи, тем более в рамках одного региона, выражается менее четко (рис. 3.13.). На рисунке представлены некоторые из признаков, подчеркивающих синфазность горизонтных интервалов.

4. КОРРЕЛЯЦИЯ И ТИПИЗАЦИЯ РАЗРЕЗОВ

Корреляция разрезов в стратиграфических работах обычно предшествует описанию разработанных на основе корреляции стратиграфических схем. Однако, при таком естественном (по последовательности решения задач) изложении материала, содержание раздела «корреляция» воспринимается с трудом: масса частных местных фактов затмевает общую стратиграфическую «картину». Поэтому, в данной работе вначале представлена региональная стратиграфическая схема (гл. 3), которая ниже служит единым «стержнем» для показа всех местных частности.

Корреляция разрезов — основа районирования по типам разрезов и анализов режимов их формирования.

4.1. КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗРЕЗОВ

Детальная посвитная корреляция разрезов верхний мел-данция Северного Кавказа и Предкавказья, с послойным описанием опорных разрезов, дана в монографии 1986 года (Верхний мел Юга СССР). Здесь корреляция представляется в более обобщенном виде с учетом ее корректировки в последующие годы. Соотношение свит и их подразделений между собой и с подразделениями региональной схемы показано в таблице 1.4 (см. гл. 1). Фациальные и мощностные изменения по региону частично показаны на рисунках 4.2, 4.3, 4.4, 4.5, 4.6.

Около 50% фактических данных по центральной и западной частям Северного Кавказа и Предкавказья приводятся по полевым материалам М.М.Москвина, А.Е.Ткачука, Г.А.Ткачук и Е.А.Акулипиной.

Аварский горизонт. Сеноман, нижний турон.

Нижнеаварский подгоризонт. Сеноман. В Известняковом Дагестане подгоризонт представлен **аймакинской свитой** (амк) (см. описание подгоризонта в гл. 3), включающей три подсвиты, соответствующие лопам 1, 2 и 3 подгоризонта и четыре пачки (амк 1, 2, 3, 4) (см. табл.1.4 в гл. 1). Стратотип свиты в Аймакинском разрезе.

В разрезах полосы выходов юго-восточного окончания Горного Дагестана аймакинская свита представлена почти в том же объеме. В разрезе по р. Кака-озень (34 м) отсутствует пачка амк 1; южнее, по р. Гамри-озень (30 м) разрез полнее (без подпачки амк 1-1), а по р. Уллу-чай (18 м) он сокращается за счет выпадения почти всей пачки амк 4, что имеет место и в разрезе по р. Рубас-чай (33 м). Еще южнее, по р. Куарчаг-су, разрез полный и наиболее

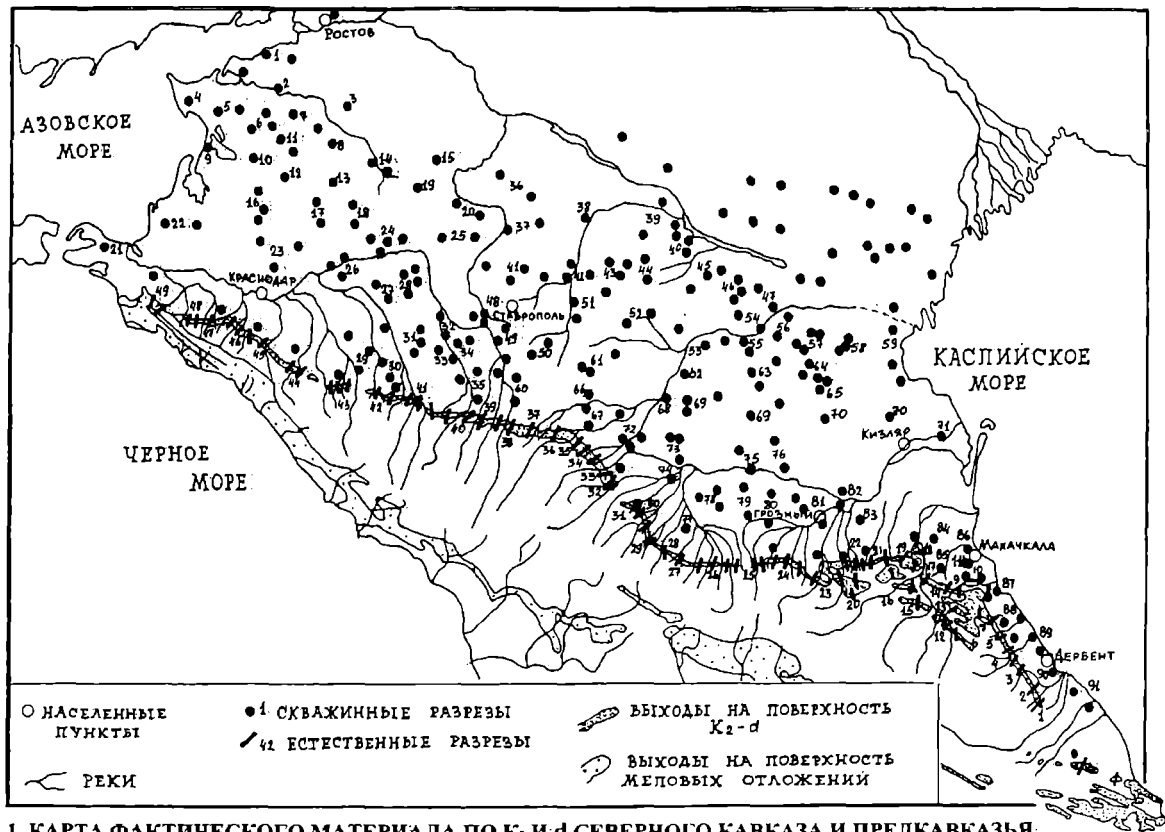


РИС. 4.1. КАРТА ФАКТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА ПО K_2 И d СЕВЕРНОГО КАВКАЗА И ПРЕДКАВКАЗЬЯ.
НАИМЕНОВАНИЕ РАЗРЕЗОВ СМ. В ПРИЛОЖЕНИИ 1.

мощный (60 м), тогда как на самом юге, по р. Цмур-чай, у сел. Касумкент, при почти полном объеме его мощность всего 5 м.

В разрезах Западной антиклинальной зоны отсутствует пачка амк I (Гаша, Селли, Балхас-Хунук 15 м); в разрезах Восточной антиклинальной зоны – пачка амк I и 2 (Каякент 7 м) и пачка амк 4 (Берекей 5 м). Южнее сеноманские отложения отсутствуют полностью (разрезы Дузлак, Дагестанские Огни, Хош-Мензил, Рубас).

Западнее стратотипического участка полный разрез аймакинской свиты, мощностью около 70 м, наблюдается только по р. Ансалта. В других разрезах (Буцра 40 м, Бетли 40, Мехельта около 30, Аргун 21, Фортанга и Датых 16, Большая Мартанга, Гехи 15, Асса 6 м) первая пачка почти полностью отсутствует, а севернее (Элистанжи, Басс 30, Рошняя 8 м) нет и низов второй пачки.

В горной части Чеченской республики сеноманские отложения совместно с низами нижнетуронских отложений составляют **гордийскую свиту** (Лысенков, Ботвинник, 1976), ничем существенно не отличающуюся от аймакинской свиты и низов каранайской свиты нижнего турона Дагестана. Стратотипический разрез этой свиты по р. Чанты-Аргун.

Во Внешней зоне Известнякового Дагестана сокращение мощности и полноты Аймакинской свиты более резкое: по рекам Губден-озень (22 м), Герга (17 м), Кака-Шура (22 м), Дженгутай-озень (13 м) нижняя пачка свиты отсутствует. Между селениями Гимры и Верхний Каранай (р. Сулак 21 м) и по рекам Акташ (у сел. Буртунай, 2 м), Ярык-су (1 м), Аксай (23 м) в разрезах отсутствуют пачки амк I и 2, а в самых маломощных из этих разрезов и низы пачки амк 3.

На юге Восточного Предкавказья в полосе передовой складчатости Терско-Каспийского прогиба мощность сеноманских (аймакинских, нижеаварских) отложений колеблется от первых метров до 10-20 м; с востока на запад попеременно наблюдаются участки самых высоких и самых низких значений мощности: в пределах Эльдама-Кукурттаусского выступа и его обрамления она составляет 10 (площади Ачи-су, Карабудахкент, Уйташ, Ленинакент, Заузанбаш, Чубар-Арка) и 20 м (площади Избербаш, Димитровская, Айри-Тюбе, Талги); на Сулакском выступе и его северном и восточном обрамлении всего 3-5 (разрезы Чиркей, Хубар, площадь Миатлы) и 10 м (площади Шамхал-Булак, Дылым, Беной); в пределах Сунженской и Терской антиклинальных зон – 5-10 (площади Гудермес, Брагуны, Червленная, Старогрозненская, Серноводская, Эльдаровская) и 10-20 м (площади Октябрьская, Заманкул, Карабулак, Малгобек, Арак-Далатерек). На участках с малыми мощностями в разрезах присутствует только пачка амк 3 (часто неполная) и амк 4. При увеличении

мощности, до 20 м в разрезах появляется пачка амк 2, а местами и подпачка амк 1-2. В южной части Восточного Предкавказья несколько увеличивается терригенность (алевропелитовость, алевритистость) пород.

При любых изменениях литологического состава повсеместно сохраняется относительно высокая средняя карбонатность пачек амк 1 и амк 3 и носительная низкая карбонатность пачек амк 2 и амк 4, что обычно хорошо отражается в кривой кажущегося сопротивления (КС) повышенными значениями против первых и пониженными значениями против вторых пачек.

В описанной юго-восточной части региона благодаря относительно высокой полноте разрезов и в основном очень хорошей их обнаженности наиболее полная биостратиграфическая характеристика аймакинской свиты (см. рис. 3.1 в гл. 3). В дополнение к вышеизложенному в главе 3 нужно отметить следующее.

М.М.Москвин (1959, 1962) проводит границу подъярусов сеномана к появлению *Holaster subglobosus* Leske в середине средней подсвиты аймакинской свиты (в середине лона 2 нижеаварского подгоризонта); позже в верхней половине этой подсвиты были найдены нижнесеноманские аммониты.

Д.П.Найдин и Р.Марциновский из наших сборов макрофауны 60-х годов определили комплекс верхнесеноманских аммонитов чаще встречающихся в верхней половине верхней подсвиты аймакинской свиты (в верхней подлоне лона 3 нижеаварского подгоризонта). В этом же интервале разреза М.А.Пергамент, наряду с ранее установленным *Inoceramus piscis* Sow., определил *Inoceramus schondorfi* Heinz и переходные от сеноманского турону формы (*I. sp. nov. aff. labiatus* и др.) (Пергамент, Смирнов, 1972).

Детальность расчленения аймакинской свиты по фораминиферам меньше (см. табл. 1.2 в гл. 1). Г.В.Орел (1970) выделяет слои примерно в пределах трех подсвит свиты: нижней (лона 1) – *Thalmaninella appeninica*, *Hedbergella caspia*; средней (лона 2) – *Thalmaninella brotzeni*, *Hedbergella planispira*; верхней (лона 3) – *Thalmaninella deecke*, *Hedbergella portsdownensis*.

В полосе выходов западнее р. Ассы сеноманские отложения аймакинского типа еще присутствуют в разрезах рек Сунжа, Кодахчин (6-10 м), затем полностью выпадают в междуречье Фиагдон – Черек. Севернее этого междуречья они появляются в предгорьях (площади Аргудан, Змейская до 10 м).

В центральной части Северного Кавказа, в междуречье Хеу – Хоклод мощность сеноманских (нижеаварских) отложений не превышает 10 – 15 м и часто бывает менее 2 м. Здесь они вместе с низами нижнего турона соответствуют **джинальской свите**, выделенной А.Е.Ткачуком в 1966 г. Стратотипический разрез джинальской свиты находится на крутом южном склоне моноклиналиного Джинальского хребта у слияния рек Малка и Кич-Малка.

Сеноманская (нижнеаварская) часть джинальской свиты в ее стратотипическом разрезе (10 м) представлена только второй и третьей лонами нижнеаварского подгоризонта, примерно соответствующим, по закономерностям изменения карбонатности и фаунистическому составу, средней и верхней подсвитам аймакинской свиты (лонам 2 и 3).

Западнее встречаются более полные разрезы сеноманской части джинальской свиты включающей возрастные аналоги всех трех подсвит аймакинской свиты: р. Кубань – 13 м; р. Уруп – 10 м; р. Большой Тегинь – 16 м.

Сеноманская часть джинальской свиты литологически значительно отличается от аймакинской свиты повышенной терригенностью: аналоги пачек амк 1 и амк 2 (обычно не расчлененные) (лона 1) сильно мергельные; аналог пачки амк 3 (лона 2) – чередование алевроитистых мергелей и сильноглинистых известняков; аналог пачки амк 4 (лона 3) – сильноглинистые алевроитистые глауконитовые известняки, переходящие вверх по разрезу в известковистый алевролит, иногда – в известковистый песчаник. По другим признакам (зеленоватый оттенок пород, волнистая слоистость) сеноманская часть джинальской свиты сходна с аймакинской свитой.

В других разрезах междуречья Хеу – Хокодзь сеноманские отложения имеют сокращенный объем. В разрезах от Хеу до р. Уруп они представлены аналогами пачки амк 3: Хеу 2, 75; Баксан 1, 5; Добрун-Золка 0, 5; Подкумок 2; Дарья 2; Кума 0,6; Малый Зеленчук 4; Большой Зеленчук 1,5 м. Западнее р. Тегинь они представлены, скорее всего, аналогами пачки амк 4: Большая

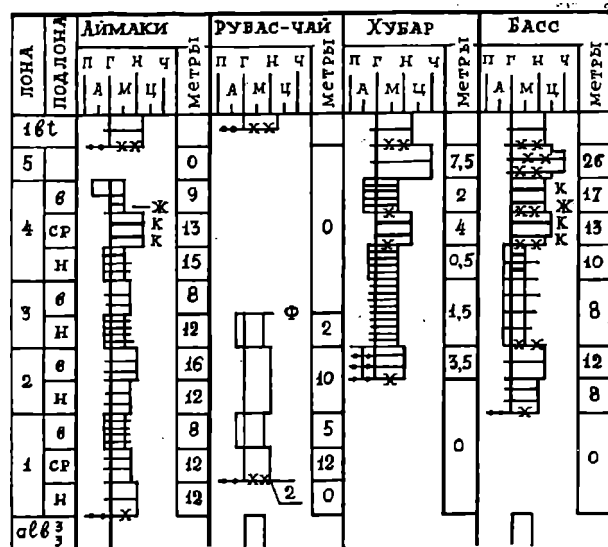


РИС.4.2.1. ОСНОВНЫЕ РАЗРЕЗЫ АВАРСКОГО ГОРИЗОНТА

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ К РИС. 4.2, 4.3, 4.4, 4.5
 п – ПЕСЧАНИК, а – АЛЕВРОЛИТ, г – ГЛИНА, м – МЕРГЕЛЬ
 ИЗВЕСТНЯКИ: н – ГЛИНИСТЫЙ, ц – СЛАБОГЛИНИСТЫЙ,
 ч – ЧИСТЫЙ
 — ГЛАУКОНИТ, x-x – КИЛ, — БИТУМИНОЗНОСТЬ,
 к – КРЕМЬ, ж – СУЛЬФИДЫ ЖЕЛЕЗА, " " " МЕЛОПОДОБНОСТЬ,
 § – ПАЛЕОПОЛЗНЕВЫЕ ДЕФОРМАЦИИ

Лаба 10, Шедок 2, Лакруш 11, Мешок 3,5, Хокодзь 8 м. На участке рек Фарх и Белая сеноманские отложения отсутствуют.

Севернее описанной полосы выходов междуречья Хеу – Хокодзь сеноманские отложения повсеместно распространены только на юге Центрального Предкавказья – в пределах восточного окончания Восточно-Кубанской впадины (Беломечетский прогиб), юга Восточно-Ставропольской впадины и юго-восточной части Ставропольского свода. Севернее междуречья Хеу-Золка в скважинах близ г. Нальчик (до 20 м) и площадей – Куркужин-Заюковская (10 м), Зольская (25 м) разрез сеномана джинальского типа. Далее на север (площади: Прохладненская 25, Марьинская 20, Лысогорская 28, Георгиевская, Сизовская, Курская и Советская по 20 м) джинальский тип разреза сеномана сохраняется, хотя становится несколько более алевроитическим и песчанитым. В большинстве разрезов здесь представлены аналоги пачек амк 2, амк 3 и амк 4.

Западнее, в узкой полосе антикавказского простирания, севернее Минераловодского выступа, мощность сеноманских (нижнеаварских) отложений, как и в естественных разрезах выступа, значительно меньше. В Кавминводской опорной скважине к ним относится пачка (3 м) известковистого глауконитового песчаника; севернее в скв. 8 – пачка (4,5 м) известковистого песчаника и песчанитого известняка; на площадях Кумская и Нагутская – пачка (1 м) известковистого глауконитового песчаника. Севернее сеноманские отложения предположительно присутствуют на площади Северо-Нагутская в низах пачки известковистого песчаника мощностью 17-20 м.

Севернее полосы обнажений междуречья Кума – Большой Тегинь в скважинах площадей Черкесская, Фроловская, Урупская (5 – 20 м) и в Черкесской параметрической скважине (20 м) сеноманские отложения урупского типа. А еще севернее (площади Беломечетская 10, Родниковская и Ровненская 8-10, Невинномысская 8 м) отложения сеномана становятся более терригенными за счет преобладания в их составе известковистого глауконитового алевролита, песчаника и органогенно-обломочного известняка.

Выделение сеноманских отложений в разрезах скважин южной части Центрального Предкавказья основана на распространения комплекса фораминифер *Thalmaninella appenninica* – *Rotalipora turonica*, *Gavelinella berthellini* (Шабатин, Коваль, 1967; Шабатин, 1970), а также на прослеживании по каротажной характеристике, по которой сеноманский интервал разреза отличается сравнительно низкими значениями кажущегося сопротивления (КС).

В Центральном Предкавказье отсутствие сеноманских отложений достоверно установлено в центре и на юго-западе Ставропольского свода (площади Шпаковская, Ставропольская, Убежинская, Надзорненская, Барсуково-

кая, Армавирская, Александровская, Ровненская, Советская и др.), севернее описанной южной части Центрального Предкавказья (площади Яникульская, Журавская, Мирненская, Отказненская, Сухопадинская, Черноресская и др.) и на некоторых площадях Арзгирского выступа и запада Прикумской системы поднятий. На других участках Центрального Предкавказья вопрос о присутствии сеноманских отложений часто остается спорным, что связано с их литологическим и фаунистическим (по фораминиферам) сходством с низами нижнетуронских (верхнеаварских) отложений (Шабатин, Коваль, 1967; Шабатин, 1970; Тер-Григорянц, 1976).

На западе самой южной зоны Прикумской системы поднятий (площади Ямангойская, Ачикулакская, Прасковейская, Чкаловская) сеноманские отложения представлены пачкой (5- 10 м) глинистого глаукопитового известковистого алевролита с тонкими прослойками глинистого алевролитистого известняка и мергеля. Такие же отложения и примерно той же мощности наблюдаются на самом севере Центрального Предкавказья (площади Джугунская, Молодежная, Безводная, Закумская, Зимняя Ставка, Величаевская, Колодезная, Арзгирская, Голубинская).

Л.С.Тер-Григорянц (1976) выделяет сеноманские отложения (3-9 м) и в разрезах площадей Левокумская, Совхозная, Восточная, Надеждинская, Бакресская, Курган-Амурская, Ачикулакская, расположенных между двумя указанными выше участками севера Центрального Предкавказья: в нижней части – хлидолиты, кварц-глаукопитовые карбонатные органогенно-обломочные песчаники и алевролиты, в верхней – песчанистый мергель. Л.С.Тер-Григорянц (1976) подчеркивает значительное отличие комплекса фораминифер из сеномана Прикумских площадей от комплекса фораминифер сеномана юга Центрального Предкавказья и центральной части Северного Кавказа. Сеноманский возраст описанных отложений в Центральном Предкавказье подтверждается находками *Neohibolites ulimus* Orb., *Inoceramus scalprum* Boehm., *I. crispus* Mant. (площади Джугунская, Нагутская и др.).

В северной части Восточного Предкавказья сеноманские (нижнеаварские) отложения микрофаунистически установлены только в скв. 1 Профильная (Самышкина, 1983). На всех других площадях они выделяются по сопоставлению с разрезами Центрального Предкавказья. О явном отсутствии сеноманских отложений на севере Центрального и Восточного Предкавказья можно говорить, только опираясь на анализ каротажных материалов, – в этом случае имеет место очень резкий скачок значений КС при переходе от альба к верхнему мелу, указывающий, что разрез начинается с турон-коньякских отложений, характеризующихся очень высокими значениями КС, получившими наименование – репер «ТК». На этом основании отсутствие

сеноманских отложений предполагается в разрезах площадей Русский Хутор, Сухокумская, Восточно-Сухокумская, Степная, Дагестанская, расположенных в центральной зоне Прикумской системы поднятий. Южнее по тому же косвенному признаку сеноманские отложения выпадают из разрезов площадей – Граничная, Каясулинская, Орта-Тюбинская. На других площадях Прикумской системы поднятий и Ногайской ступени между репером ТК и отложениями альба (песчанник на севере, глина на юге) выделяется интервал (2-10 м) сравнительно низких значений КС и ПС, вероятно, соответствующий сеноманским, местами и нижнетуронским отложениям (площади Профильная 5, Солопчачовая 4, Кочубеевская 3, Мекбетская 3, Березкинская и Галпогаевская 4, Соляная 5, Тарумовская 7 и Александрийская 10 м).

Сеноманские отложения севера Центрального и Восточного Предкавказья вероятнее всего, по возрасту аналогичны пачкам амк 3 и 4 (мощность 5-10 м) или только одной из этих пачек (2-5 м). Литологический состав сеномана Восточного Предкавказья такой же, как в Центральном Предкавказье, но содержание терригенных пород в восточном и южном направлениях уменьшается.

Севернее центральной части Ставропольского свода сеноманские (нижнеаварские) отложения установлены на Северо-Ставропольской и Грачевской площадях и еще севернее предполагаются на Петровской, Безопасенской, Октябрьской, Ипатовской, Кугульгинской и Дивненской площадях (Шабалин, 1970). На Северо-Ставропольской площади это пачка (18 м) серого глинистого и сильноглинистого алевропелитового известняка с комплексом фораминифер, развитым на севере Центрального Предкавказья (Тер Григорянц, 1976). В Ипатовской опорной скважине черная глина альба согласно покрывается пачкой (около 40 м) зеленовато-серого известковистого глауконитового алевролита с прослоями алевроитистой глины. Эти разрезы по типу отложений более сходны с разрезами Западного Предкавказья.

Севернее междуречья Тегинь – Хокодзь в юго-восточной части Западного Предкавказья (Восточно-Кубанская впадина, Адыгейский выступ) сеноманские отложения наряду с туронскими, коньякскими, саптонскими и датскими отсутствуют. Точно так же они отсутствуют и в восточной части Западно-Кубанского передового прогиба. Предполагается, что полоса (25 км) полного отсутствия верхнемеловых отложений начинается на участке р. Белая (зафиксирована в скважинах Абадзехской, Апшеронской, Кубанской, Абхазской площадей) и продолжается в кавказском направлении до Темрюкского залива Азовского моря (Егоян, 1965).

В пределах остальной большей части Западного Предкавказья сеноманские (нижнеаварский подгоризонт) распространены почти повсеместно. Здесь вместе с нижнетуронскими отложениями представлен В.Л.Егояном (1976) ка

джигальская свита. Расчленить джигальскую свиту на ее сеноманскую и нижнетуронскую части здесь не всегда удастся, тем более проблематично выделение интервалов лон нижеаварского подгоризонта. Эти последние были условно выделены (Верхний мел Юга СССР, 1986) в разрезе скважины 4 Кавказской площади (запад Западно-Ставропольской впадины) по изменениям величины средней карбо-

натности в интервале 3285-3240 метров. В этом интервале пачка алевролитистых мергелей местами переходящих в мергельные глины.

В северо-западном направлении в пределах Ейской палеовпадины (Его-яц, 1965) мощность сеноман-нижнетуронского (аварского) интервала разреза 70-40 м (площади Южно-Леушковская, Павловская), затем, ближе к Таганрогскому заливу — 30-20 м (площади Ленинградская, Староминская, Глафиrowsкая, Ясинская), а почти на самом побережье — единицы метров (площади Воронцовская, Моревская и др.). Здесь, вероятно, сохраняется только часть нижнесеноманских отложений. Такое же уменьшение мощности наблюдается в юго-восточном направлении к центру Ставропольского свода.

Севернее описанной полосы Ейской палеовпадины мощность сеноман-нижнетуронских отложений возрастает (площади Новопокровская 170, Песчанокопская 110, Терновская 140, Куцевская 130 м), а еще севернее к Сальскому участку и Азовскому выступу опять уменьшается до первых десятков и единиц метров и, наконец, до нуля. На севере Западного Предкавказья значительно повышается терригенность пород.

Так, в опорной Песчанокопской скважине сеноман (нижнеаварский подгоризонт; интервал 2491-2410 м) представлен пачками мергелей в разной степени алевролитистых и песчанистых и известковистых алевролитов.

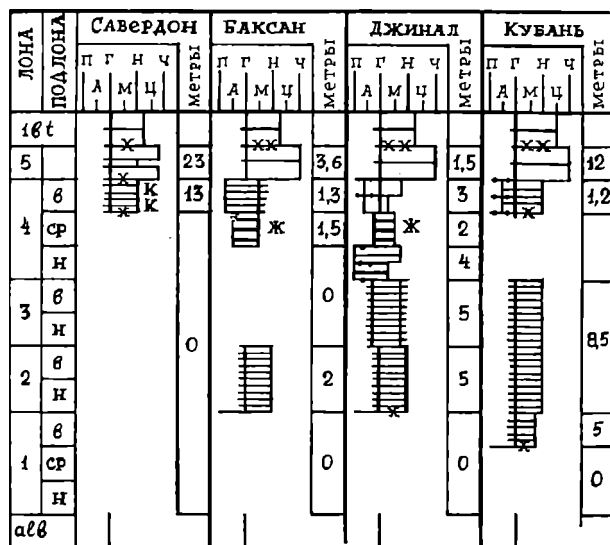


РИС.4.2.2. ОСНОВНЫЕ РАЗРЕЗЫ АВАРСКОГО ГОРИЗОНТА
/ПРОДОЛЖЕНИЕ 1/

Северо-западнее (площади Шкурипско-Мечетинская, Кушевская) терригенность еще более возрастает. На Маргаритовской площади это шламоблоблочный детритовый известняк (40 м) с прослоями глины и зернами глауконита, с пачкой (5 м) глауконитового песчаника в основании (Орехов 1967); на Сальской площади – зеленовато-серая алевролитистая, известковатая глина (28 м) с конгломератом в основании.

Южнее Кавказской площади мощность сеноман-нижнетуронских (авских) отложений 70-90 м (площади Темиргоевская, Кошехабельская). В пределах Каневско-Березанской системы поднятий и Тимашевской ступени с уменьшением до 60-40 м (площади Каневская, Сердюковская, Выселковская, Ладожская, Платнировская, Медведовская, Чебургольская), а иногда до (Брюховецкая) и 10 м (Лебяжья). Здесь эти отложения однотипны с описанными на Кавказской площади.

Сеноман-нижнетуронский возраст рассмотренных отложений В Западном Предкавказье устанавливается по комплексам фораминиф *Thalmaninella appenninica* и *Schackoina senomana* (нижний сеноман *Gavelinella senomanica* и *Rugoglobigerina ordinaria* (верхний сеноман и нижний турон) (Каталог ..., 1975 г.). Оба комплекса обычно устанавливаются при мощности этих отложений 50 м и более (Егоян, 1962; Егоян и др., 1966). Сокращение мощности до первых десятков и единиц метров сопровождается полным или частичным выпадением из разреза нижнетуронских и верхних сеноманских отложений.

Сеноманский возраст отложений Западного Предкавказья подтверждается находками *Inoceramus scalprum* Boehm., *I. crippei* Mant., *I. tenuis* Mai, *Neohibolites ultimus* (d'Orb.), *Schloenbachia varians* Sow., *Acanthoceras rhodomogense* Defr. (площади Кушевская, Выселковская).

Верхнеаварский подгоризонт. Нижний турон. В Известняковом Дагестанском подгоризонт представлен **каранайской свитой (крп)**. Стратотип свиты в каранайском разрезе на южном склоне Гимринского хребта (правый берег реки Сулак) по перевальной тропе между с.с. Гимры (на юге) и Верхний Каранай (на севере) (северный борт Гимринской антиклинали).

Каранайская свита включает две подсвиты, соответствующие лонам 4 и 5. Нижняя подсвита делится на три пачки (крп 1, 2, 3) соответствующие трем подлонам лона 4 (см. описание верхнеаварского подгоризонта в главе 3).

Юго-западнее Каранайского разреза в разрезе плато Бетли разрез свиты такой же полный (53 м). Восточнее линии Каранай-Бетли разрезы свиты неполные, состоят только из нижней подсвиты (лона 4) мощностью: Аркас 25, Джугутай 27, Кизил-Яр 25, Аймаки 37, Леваши 26, Буцра 28, Салта 30 м. В э

разрезах пачка крп 1, помимо частых прослоев «кила», содержит, особенно в низах, прослой (до 0,05 м) известковистого алевролита с зернами глауконита.

Еще восточнее в разрезах свиты содержатся уже только пачки крп 1 (нижняя подлопа лопы 4) и подпачки крп 2-1, крп 2-2 (Кака-Шура 13 и Акуша 19 м) или только пачка крп 1 (Герга 4, Шамхал-Даг 15, Сергокала 8, Гамри-озень 9, Селли 4 и Каякент 13 м). В южной части Восточной антиклинальной зоны и в разрезах на участке рек Уллу-чай, Рубас-чай отложения свиты отсутствуют. Южнее опять появляется пачка крп 1 (Куарчаг-су 12 и Касумкеит 0,7 м). В этих восточных и южных разрезах пачка крп 1 сложена сильноглинистыми алевропелитовыми и алевролитистыми мергелеподобными известняками, переходящими в мергели.

Западнее линии Каранай – Бетли каранайская свита стратиграфически наиболее полная и менее терригенная. В 25 км к западу от Каранайского разреза по р.Акташ у с. Буртунай пачка крп 3 (верхняя подлопа лопы 4) уже не содержит алевролитовый и песчаный материал, а представлена глинистым известняком с обильными стяжениями черного кремня (мощность свиты 44 м). Еще западнее в 10 км в разрезе по р. Ярык-су пачка крп 3 сливается с пачкой крп 2, пачка крп 4 (лопа 5) не делится на подпачки, а пачка крп 1 сложена глинистым известняком с прослойками «кила» (мощность свиты 26 м).

Такое же трехчленное (крп 1, крп 2+3, крп 4) строение каранайская свита имеет и в самых западных разрезах Известнякового Дагестана, где ее мощность составляет: Аксай 47, Беной 30, Басс70, Ансалта 40 и Чапты-Аргун 40 м.

Нижнетуронский возраст нижней подсвиты (лопа 4) каранайской свиты обосновывается комплексом ипоцерамов (Пергамент, Смирнов, 1972; Алиев и др., 1982): *Inoceramus labiatus* (Scholoth.), *I. hercynicus* Petr., *I. striato-concentricus* Gumb., *I. cf. pictus* Sow. и др. Эти виды чаще всего обильно встречаются в пачке крп 2 и отсутствуют в пачке крп 4.

Г.В.Орел (1970) в пределах нижней подсвиты (лопа 4) выделяет зону *Praeglobotruncana imbricata*. Д.А.Агаларова из пачки крп 1 определила виды *Rugoglobigerina holzli* (Hag.), *Globotruncana helvetica* Bolli (Шарафутдинов, Халафова, 1975). К.Г.Самышкина (1983) и П.В.Ботвинник (1982) для отложений с *Inoceramus labiatus* (Schloth.) предлагают зону *Hedbergella holzli* (*Rugoglobigerina holzli*). П.П.Лысенков и П.В.Ботвинник (1976) к нижнему турону относят верхи гордийской свиты (р. Чапты-Аргун), соответствующие нижней подсвите каранайской свиты, а пачку крп 4 (лопа 5) относят к верхнему турону. Нужно отметить, что видовое определение фораминифер из чистых известняков пачки крп 4 технически затруднено.

Пачка крп 4 условно относится к нижнему турону, в связи с тем, что в Известняковом Дагестане и некоторых других частях региона стратиграфи-

чески явные перерывы приурочены к границе карапайской и вышележащей дженгутайской свиты или их аналогов. Косвенным подтверждением такой трактовки границы подъярусов турина служит тот факт, что на территории ГДР и ФРГ к кровле нижнего турина резко уменьшается количество экземпляров указанных выше ипоцерамов (Пергамент, 1978).

Западнее р. Аргун мощность отложений карапайской свиты, при полном ее объеме, уменьшается до единиц метров (Рошня 12, Фортанга 7 и Кодахчин 6 м). В разрезах по рекам Майрамадаг Фиагдон, Ардон, Урух отложения свиты отсутствуют, а в следующем к западу разрезе по р. Черек она представлена лишь аналогами пачек крп 3 (глинистый глауконитовый известняк, 3 м) и крп 4 (чистый известняк, 2 м). В междуречье Кодахчин-Черек исключением является самый южный разрез по р. Савердон, где мощность карапайской свиты достигает 36 м и аналог пачки 3 (верхняя поддона лоны 4) представлен чередованием глинистых и сильноглинистых известняков.

В предгорьях Восточного Предкавказья отложения карапайской свиты присутствуют обычно в полном объеме (при мощности менее 20 м). На каротажных диаграммах скважинных разрезов породы пачки крп 1, обычно совместно с пачкой амк 4 (лоны 3), отражаются резко пониженными значениями КС, значения КС пачек крп 2 и крп 4 очень высокие. Между пачками крп 2 и крп 4 и между крп 4 и вышележащими верхнетурионскими отложениями часто фиксируются узкие (2-3 м) интервалы с низкими значениями КС. В разрезах скважин в западной (Терско-Суиженской) части предгорий против отложений свиты наблюдаются резкие отрицательные аномалии ПС, что, по-видимому, связано с мелоподобностью известняка пачки крп 4 и наличием черного битуминозного мергеля в пачке крп 2. Мощность отложений в разрезах с востока на запад: Избербаш 27, Талги 22, Заузанбаш 20, Шамхал-Булак 25, Миатлы 16, Шавдан 20, Гудермес 22, Октябрьская 8, Ястребиная 9, Серповодская 16, Карабулакская 16, Малгобекская 16, Арак-Далатерек 17 и Змейская 10 м.

В центральной части Северного Кавказа в междуречье Хеу-Хокодзь аналог нижней подсвиты карапайской свиты (лоны 4) фаунистически весьма сходен с верхней частью (верхней пачкой) джинальского свиты А.Е.Ткачука и наиболее изучен в разрезах Добрун-Золка (Москвин, Павлова, 1960; определение фораминифер Н.И.Маслаковой и Л.В.Захаровой) (9 м) и южного склона Джинальского хребта (18-24 м). Литологически этот интервал в междуречье Хеу-Хокодзь гораздо более терригенный – мергельный, алевроитистый, песчанистый. При этом, аналог пачки крп 2 (средняя поддона лоны 4) по сравнению более известковистый сравнительно с аналогами пачек крп 1 и крп 3 (нижняя и средняя поддоны лоны 4).

Лоны 5 верхнеаварского подгоризонта в пределах указанного междуречья

по-прежнему пачка чистых известняков без макрофауны, по меньшей мощности.

Восточнее и западнее Джипальского разреза аналоги каранайской свиты менее полные. Восточнее обычно отсутствует аналог пачки крн 1 (Баксан 9, Хеу 27 м), а аналоги пачек крн 2 и крн 3 часто литологически не разделимы.

Западнее в междуречье Подкумок-Кубань сохраняются только аналоги пачек

крн 3 (светло-серый алевролитистый глауконитовый известняк) и крн 4 (белый чистый известняк). Мощность отложений в разрезах: Подкумок 1,5 и 4,5, Кума 3,8 и 10, Кубань 1,2 и 12 м. На южном склоне Дарьинского хребта присутствует только аналог нижней подсвиты джипальского типа (10-12 м). По р. Большой Зеленчук объём отложений ограничен аналогом нижнекаранайской подсвиты (2 м). По р. Малый Зеленчук отложения, аналогичные каранайским, отсутствуют.

Более мощный и стратиграфически более полный разрез верхнеаварского подгоризонта по рекам Уруп и Большой Тегинь: аналог нижнекаранайской подсвиты – 10-15 м; аналог верхнекаранайской подсвиты – 4-20 м.

Западнее р. Большой Тегинь наличие нижнетуронских (верхнеаварских) отложений, в объеме какой-то части (единицы метров) аналогов нижней подсвиты каранайской свиты, еще вероятно в разрезах рек Большая и Малая Лаба и Лакруш, где нерасчлененный (Егоян, 1962) сеноман-нежнетуронский интервал разреза в объеме джипальской свиты имеет мощность 10-12 м. Какая-то нижняя часть отложений, относимая В.Л.Егояном к верхнему турону, возможно, соответствует пачке крн 4. В разрезах по рекам Шедок, Хокодзь нижнетуронские отложения, видимо, отсутствуют.

В Центральном и Восточном Предкавказье выделение нижнетуронских (верхнеаварских) отложений затруднительно из-за сравнительно небольшой

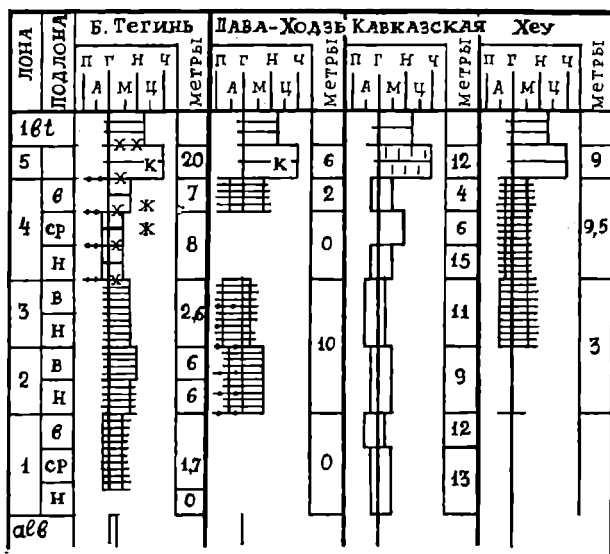


РИС.4.2.3. ОСНОВНЫЕ РАЗРЕЗЫ АВАРСКОГО ГОРИЗОНТА
ПРОДОЛЖЕНИЕ 2/

их мощности и литологического сходства с сеноманскими (аналог нижней подсвиты карапайской свиты) и верхнетуронскими (аналог пачки крн 4) отложениями. Распространение их в этой части региона, вероятно, такое же, как и сеноманских. Это предположение основано на общей для Северного Кавказа и Предкавказья закономерности, заключающейся в том, что перерыв между сеноманскими и нижнетуронскими отложениями наблюдается реже, чем перерыв между нижним турон-сеноманом и верхним туроном. Выделению и прослеживанию нижнетуронских отложений способствует их специфическая каротажная характеристика – резко дифференцированная кривая КС и резкие отрицательные аномалии ПС.

Нижнетуронские (верхнеаварские) отложения достаточно уверенно можно выделять в объеме аналогов нижней подсвиты карапайской свиты в южной части Центрального Предкавказья. В скважинах Зольской площади они представлены пачкой (10-13 м) глинистого алевролитистого известняка с прослоями темно-серого известковистого алевролита, с комплексом фораминифер сеноман-туронского возраста (*Rugoglobigerina holzli* и *Praeglobotruncana turbinata*). Аналогичные отложения примерно той же мощности наблюдаются севернее в скважинах Лысогорской, Марьиной, Советской, Курской, Прохладненской площадей. В скв. 13 площади Советская найден *Inoceramus striato-concentricus* Gumb. По каротажной характеристике нижнетуронские отложения той же мощности прослеживаются и в западной части юга Центрального Предкавказья. Кроме пачки глинистого, алевролитистого известняка, являющейся, по-видимому, аналогом нижней подсвиты карапайской свиты, к нижнему турону относятся и низы репера ТК (см. выше).

В северной части Центрального Предкавказья нижнетуронские (верхнеаварские) отложения достоверно установлены в скв. 1 на площади Джугужная (интервал 2362,5-2355 м), где из пачки темно-серого алевролитистого мергеля определены *Inoceramus striato-concentricus* Gumb., *I. cf. hercynicus* Pet. Л.С.Тер-Григорянц (1976) выделяет нижнетуронские отложения, песчано-алевритистые мергели и песчанистые известняки с *Praeglobotruncana imbricata* (Mornod), *Rugoglobigerina ordinaria* Subb., *Clavibergella simplicissima* (Magne et Sigal), на тех же площадях, где развиты и отложения сеномана. Мощность их не превышает 10 м.

В северной части Восточного Предкавказья наличие в разрезе нижнетуронских отложений фаунистически необосновано, и их присутствие здесь, которое исследователи отрицают (Самышкина, 1983). Сопоставление с разрезами Центрального Предкавказья и юга Восточного Предкавказья позволяет достаточно уверенно выделить нижнетуронские интервалы и в разрезе северной части Восточного Предкавказья. Нижнетуронские отложения, судя

по каротажной характеристике, присутствуют в тех разрезах, где выделяют сеноманские. Кроме того, при отсутствии последних, но при значительной (более 10 м) мощности турон-коньякской пачки, выделяющейся очень высокими значениями КС (репер ТК), нижняя часть этой пачки, весьма вероятно, является аналогом пачки крн 4 (чистый известняк). Мощность нижнетуронских отложений, как и сеноманских, увеличивается к юго-востоку: Галюгаевская, Березкинская – 10; Бажиган, Бурунная -14; Кумухская – 20; Тарумовская, С. Кочубеевская – 30; Александрийская – 32. Наличие в этих разрезах нижнетуронских отложений прямо обосновывается встречаемостью в некоторых из них (Александрийская и др.) глинистых известняков с прослоями черного битуминозного мергельного сланца.

На Северо-Западном Кавказе нижнетуронские отложения (ананурская и керкетская свиты) большой мощности и флишевого типа (Б.Бугундырь, Абин, Псебелс, Ольдеви, Баканка). Не исключено, что ананурская и керкетская свиты являются возрастными аналогами нижней и верхней подсвиты каранайской свиты.

В Западном Предкавказье нижнетуронские (верхнеаварские) отложения рассматриваются вместе с сеноманскими (Каталог ..., 1975 г.), но территориально они распространены меньше (см. выше). В сводном разрезе Кавказской площади к нижнему турону условно отнесен интервал 3240-3208 м; предположительно включающий аналоги всех четырех пачек каранайской свиты: 1 - алевролитистый мергель (15 м); 2 – глинистый известняк (6 м); 3 – сильноглинистый алевролитистый известняк (4 м); 4 – слабоглинистый мергелеподобный известняк с прослоями алевролитистого мергеля.

Бетлинский горизонт. Верхний турон, коньяк, сантон.

Нижебетлинский подгоризонт. Верхний турон, коньяк.

В Известняковом Дагестане подгоризонт представлен дженгутайской свитой (днт). Стратотип свиты (90 м) в Дженгутайском разрезе (южнее с. В. Дженгутай) вдоль автомобильной дороги Буйнакск – Леваши, на южных склонах моноклиналичного Чабанского хребта. Свита делится на три подсвиты: нижняя – нижняя и средняя подлоны первой лоны; средняя – верхняя подлона первой лоны, вторая лона и нижняя подлона третьей лоны; верхняя – средняя и верхняя подлоны третьей лоны и нижняя подлона четвертой лоны (последняя относится к нижнему сантону). Свита включает пять пачек (днт 1-5) и восемь подпачек (см. табл. 1.4 в гл. 1).

Основное литологическое отличие дженгутайской свиты (в сравнении с ичкерийской и джегутинской – см. ниже) в относительно высокой глинистости средней ее подсвиты (см. описание нижебетлинского подгоризонта в гл. 3).

Максимальные мощности свита имеет в центральных и южных районах Известнякового Дагестана (с запада на восток): Чанты-Аргун 114, Басс 12, Ансалта 150, Бетли 115, Аймаки 170, Акуша 173, Салта 123 и Шамхал-д 150 м. Восточнее и юго-восточнее мощности отложений свиты резко уменьшаются: Сергокала 63, Гамри-озень около 90, Селли 70, Каякент 90, Дузла 70, Уллу-чай 60, Рубас-чай 20, Хош-Мензил 30, Куарчаг-су 17, Касумкент 6, Цмур-чай 10 м. Во всех этих разрезах отсутствуют низы пачки днт 1; оставшаяся часть пачки, местами с обильными зернами глауконита в основании ходами илюедов в подошве, резко контактирует с сеноманскими или нижне туронскими отложениями.

К западу от участка максимальных мощностей мощность свиты уменьшается с такой же интенсивностью: Рошня около 60, Фортанга 75, Датых 1, Кодахчин 9, Фиагдон 13 и Ардон 4 м. В последних трех разрезах отсутствуют низы пачки днт 1, а также пачки днт 2 и днт 3, а пачки днт 4 и днт 5 представлены в палеооползневых деформациях розового и белого известняка с *Inoceramus involutus* Sow.

Севернее участка максимальных мощностей в пределах Внешней зоны Известнякового Дагестана мощность дженгутайской свиты в разрезах изменяется (с востока на запад): Губден 110, Герга 108, Кака-Шура 93, Дженгутай 90, Кизил-яр 97, Аркас 98, Каранай 100, Буртунай 65, Ярык-су 67, Аксай 75, Беной 50 м.

Во всех разрезах уменьшение мощности дженгутайской свиты сопровождается уменьшением глинистости средней ее подсвиты. Но в западной части Известнякового Дагестана (примерно западнее р. Сулак) глинистость средней подсвиты уменьшается и независимо от уменьшения общей мощности свиты.

П.П.Лысенков и П.В.Ботвинник (1976) в пределах горной части Чеченской республики выделяют **ичкерийскую свиту** со стратотипом по разрезу р. Чанты-Аргун. Эта свита включает пачку крн 4 каранайской свиты (предположительно – нижний турон, верхняя часть аварского горизонта), всю дженгутайскую свиту и отложения сантонского яруса, которые по мнению авторов ичкерийской свиты имеют только нижнесантонский возраст.

В суммарном разрезе дженгутайской свиты вертикальное распределение макрофауны следующее.

С подошвы пачки днт 1 до кровли днт 2 (нижняя и средняя подлоны лон 1) встречается *Inoceramus apicalis* Woods и *Conulus subrotundus* (Mant.); в верхов подпачки днт 1-1 - *Inoceramus cf. woodsi* Boehm., *I. ex gr. lamarcki* Woods, *I. ex gr. lamarcki* Woods и др. Указанные и другие виды прослеживаются и в пачке днт 3. В пачке днт 2 наиболее представлены (до обильности *Inoceramus lamarcki* Woods (non Park.) var. I и II Renng. и другие разновидности

сти этого вида. В нижней половине пачки днт 3 комплекс иноцерамов более разнообразный, наиболее часто встречается *Inoceramus woodsi* Boehm., появляется *Conulus subconicus* Mant., *Micraster cortestudinarium* (Goldf.).

С середины пачки днт 3 (верхняя подлопа лоны 1 и нижняя подлопа лоны 2) появляются *Inoceramus wandereri* And. (мелкие разновидности), *I. scoenbachii* Boehm., *Inoceramus inconstans*

Woods (мелкие разновидности), *Infulaster hagenovi* Orb. и др. В самых верхах пачки днт 3 часто встречаются крупные *Inoceramus wandereri* And, крупные *Inoceramus inconstans* Woods и *Inoceramus deformis* Meek, которые затем обильно представлены в подпачке днт 4-1. В подпачке днт 4-1 (средняя подлопа лоны 2) отмечается наивысшее видовое разнообразие комплекса иноцерамов (до 40 видов).

Подпачка днт 4-2 (верхняя подлопа лоны 2) ранее (Пергамент, Смирнов, 1972; Смирнов, Пергамент, 1972) обозначалась как «немые слои». В.М.Харитонов (Алиев и др., 1982) из этой подпачки определил *Inoceramus lamarcki* lamarcki Park. и другие виды иноцерамов.

С подошвы пачки днт 4-3 (нижняя подлопа лоны 3) в большом количестве экземпляров появляются *Inoceramus mantelli* Mercey и *I. ex gr. involutus* Sow. (мелкие разновидности) и другие виды иноцерамов, а также изредка - *Micraster coranguinum* (Klein.). В подпачке днт 5-1 (средняя подлопа лоны 3) наблюдается обилие крупных *Inoceramus involutus* Sow., продолжают часто встречаться *Inoceramus mantelli* Mercey и некоторые другие виды иноцерамов, переходящие из подпачки днт 4-3.

Подпачка днт 5-2 (верхняя подлопа лоны 3) ранее считалась «лемой»,

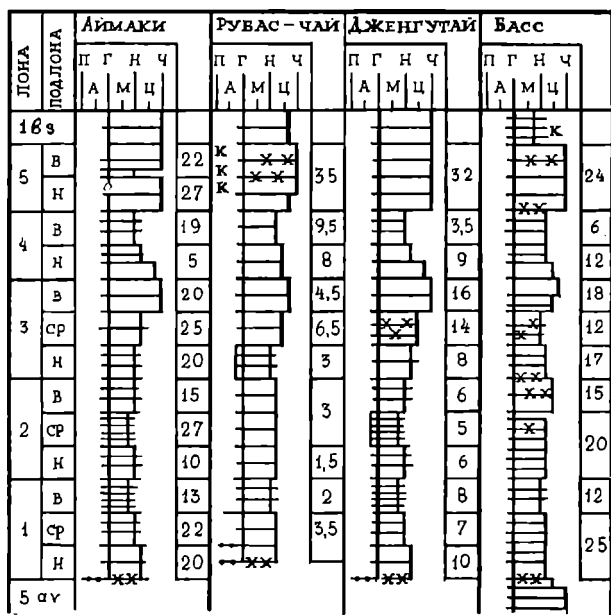


РИС.4.3.1. ОСНОВНЫЕ РАЗРЕЗЫ БЕТЛИЙСКОГО ГОРИЗОНТА

предположительно соответствующей зоне *Inoceramus subquadratus* (Смирнов, Пергамент, 1972). В.М.Харитоновым в этой подпачке обнаружены единичные и редкие *Inoceramus subquadratus* Schlut., *I. subquadratus arrondatus* Heine, *I. ex gr. cordiformis* subsp. nov., *I. ex gr. umbonatus* Meek., *I. cf. digitatus* Sow., *I. ex gr. undulato-plicatus* Roem., *I. involutus* Sow.

В подпачке днт 5-3 (нижняя подлопа лопы 4) очень часто встречаются *Inoceramus undulato-plicatus michaeli* Heinz., реже - *Inoceramus cf. subquadratus* Schlut., *I. cardissoides* Goldf., *I. lesiginensis* Dobr. et Pavl.

По Г.В.Опел (1970): слои с *Globotruncana lapparenti* – *Gaudryina whitei* (нижняя подсвита и подпачка днт 3-1; лопа 1; верхний турон); слои с *Globotruncaninae* и *Verneulininae* (подпачка днт 3-2 и днт 4-1; нижняя часть нижнего коньяка и лопы 2); слои со *Stensioina emscherica* и мелкими *Gumbelina* (подпачки днт 4-2, днт 4-3, днт 5-1; верхняя часть нижнего и нижняя часть верхнего коньяка); слои с *Verneulina munsteri*, *Stensioina* и *Spiroplectammina praelonga* (верхняя подлопа лопы 3).

Другие микробиостратиграфические схемы верхний турон-коньякских отложений охваченной части региона гораздо менее детальны (Самышкин, 1983; Ботвинник, 1982).

В южной части Восточного Предкавказья дженгутайская свита (нижнебетлинский подгоризонт) имеет полный объем и мощность 20-100 м (с востока на запад): Избербаш, Айри-Тюбе, Уйташ и Талги 80-90, Карабудахкент Эльдама и Димитровская 50-60, Ленинакент, Исти-су и Заузанбаш 40-50, Шамхал-Булак и Миатлы 40, Хубар и Чиркей 30, Гудермес, Октябрьская Ястребинская 20-25, Серноводская, Карабулакская и Малгобекская 20-30, Арак-Далатерек 80; Харбижин 65 и Змейская 50 м.

При мощности дженгутайской свиты более 50 м обычно на кривой К хорошо вырисовываются все пачки и подпачки свиты (более карбонатные – высокими, менее карбонатные – пониженными значениями КС). При мощности менее 50 м и в естественных, и в скважинных разрезах выделяются только пачки дженгутайской свиты, или отложения, недостаточно определенные в своем объеме и разделенные на три интервала: нижний – повышенных значений средней карбонатности и КС (днт 1, днт 2, иногда с днт 3), средний – пониженных значений карбонатности и КС (днт 3, днт 4), верхний – самых высоких значений карбонатности и КС (днт 5, иногда с днт 4-3).

Примерно такое трехчленное строение имеет одновозрастная джегутинская свита А.Е.Ткачука (Смирнов и др., 1979) (стратотип свиты по р. Кубань у с. Усть-Джегута – 45 м), прослеживающаяся в междуречье Савердон – Хикодзь. Джегутинская свита рассматривается здесь без аналога верхней подпачки каранайской свиты. В отличие от дженгутайской джегутинская свита

гораздо более карбонатна: слабоглинистые и чистые известняки в нижней (в основном верхний турон) и верхней (верхний коньяк) частях и среднеглинистые известняки в средней части (в основном нижний коньяк).

Такое строение джегутинская свита (нижебетлинский подгоризонт) имеет почти во всех разрезах, где она представлена в полном объеме. Восточнее р. Кубань в стратиграфически полных разрезах мощность джегутинской свиты примерно одного порядка: Кума 52, Подкумок 48, Добрун-Золка 38, Баксан 28, Хеу 60, Черек 60 и Савердон 30 м. В разрезах по рекам Урух и Ардон верхний турон представлен пластами (до 1,5 м) слабоглинистого известняка с *Conulus subrotundus* Mant.; отложения нижнего коньяка отсутствуют, а верхнеконьякские отложения (15 м) смяты палеооползневыми деформациями.

Западнее р. Кубань полный разрез джегутинской свиты (в. турон-коньяк) представлен только по рекам Большой Зеленчук (53 м) и Большая Лаба (45 м). В разрезе р. Малый Зеленчук (34 м) выпадают низы верхнего турона (нижней подсвиты) и верхи верхнего коньяка (верхней подсвиты); по р. Уруп (8 м) отсутствуют коньякские отложения; в разрезе р. Большой Тегинь нет верхнеконьякского интервала (лоны 3).

Как и в джэнгутайской свите, в подошве джегутинской свиты (над аналогом верхней подсвиты каранайской свиты) во многих разрезах центральной части Северного Кавказа прослой кила, зерна глауконита, а внутри свиты – слабо выраженная волнистая слоистость.

Далее на запад наблюдается резкое сокращение как мощности, так и полноты разрезов: Малая Лаба 15, Лакруш 10, Хокодзь 4 (присутствует только верхний турон) и Мешок 11 м (верхний турон – 2, коньяк – 9 м).

Фаунистическая характеристика верхний турон-коньякских (нижебетлинских) отложений центральной части Северного Кавказа очень сходна с их характеристикой в Известняковом Дагестане. С подошвы нижней подсвиты появляются *Inoceramus apicalis* Woods, *Conulus subrotundus* (Mant.), несколько выше встречаются *Inoceramus lamarcki* Woods. В низах средней пачки распространены *Inoceramus inconstans* Woods (мелкие разновидности), *I. woodsii* Boehm., *Conulus subrotundus* Mant., *Holaster planus* Mant., *Micraster cortestudinarius* Goldf. и другие виды иноцерамов и морских ежей.

Граница между верхним туроном и нижним коньяком фиксируется обычно в литологически однородных отложениях средней пачки появлением *Inoceramus wandereri* And. (мелких разновидностей), *Inoceramus schloenbachi* Boehm., *I. waltersdorfensis* And. В середине средней пачки часто встречаются крупные *Inoceramus wandereri* And., *I. inconstans* Woods и появляются *Inoceramus deformis* Meek, *I. koeneni* Mull. В верхней части средней пачки попадаются единичные экземпляры указанных выше иноцерамов.

С низов верхней пачки сразу в большом количестве экземпляров появляются крупные плоские иноцерамы из группы *mantelli*, и встречаются мелкие разновидности *Inoceramus involutus* Sow., *Micraster coranguinum* Klein. Выше появляются крупные *Inoceramus involutus* Sow. Верхы верхней пачки «немые» – лишены остатков макрофауны, определенных до вида (сопоставляются с днт 5-3).

По фауне фораминифер выделяются (Ткачук, отчет 1976 г.) только верхнотуронские (слои со *Stensioina praeexsculpta*) и коньякские (слои со *Stensioina emscherica* и *Gavelinella thalmani*) отложения, комплексы которых сходны с комплексами, предложенными для тех же интервалов П.В.Ботвинником (1980).

В Центральном Предкавказье и на севере Восточного Предкавказья верхний турон-коньякские (нижебетлинские) отложения распространены повсеместно. В южной части Центрального Предкавказья они прослеживаются в объеме джегутинской свиты, т.е. дженгутайской свиты и аналога верхних подсвиты каранайской свиты (кпр 4) – пачки чистого мелоподобного известняка (лона 5 аварского горизонта). В полных и наиболее мощных разрезах пачка кпр 4 занимает до одной трети мощности. На восточном участке южного Центрального Предкавказья мощность отложений джегутинской свиты 20-40 м: Зольская 30-55, Марьинская 45-50, Лысогорская 40-55, Георгиевская 35-40, Прохладненская 30, Советская 30-50, Курская 40-55, Сухопадненская 30, Солонченская 20, Наримановская 40 и Чернолесская 30-40 м. Примерно такая же мощность свиты в центре и на западе южного указанного района: Кавминводская 56, Кумская 48, Северо-Нагутская 30-40, Александровская 30, Журавская 10-20, Черкесская 45, Урупская 10, Беломечетская 45, Родниковская 45, Терновская 20, Невинномысская 50, Дубово-Балковская 40-50, Янкульская 10-30, Харьковская 10-20 и Журавско-Благодарненская 20 м.

Уменьшение мощности свиты до 20-10 м, по-видимому, связано с выпадением из разреза ее нижней (кпр 4) и верхней частей. В разрезах скважин удается определить только смешанный турон-коньякский комплекс микрофауны. На каротажных диаграммах по кривой КС отложения джегутинской свиты отражаются высокими сопротивлениями в нижней части (нижняя пачка свиты и пачка кпр 4), средними и низкими – в средней части (средняя пачка свиты) и высокими – в верхней (верхняя пачка).

На севере Центрального Предкавказья верхний турон-коньякские (нижебетлинские) отложения, также в объеме, строении и составе джегутинской свиты, определены микрофаунистически (Тер-Григорянц, 1976) и прослеживаются с помощью каротажной характеристики. Их мощность здесь изменяется от нуля до 50 м, причем, нередко в пределах одной площади (с востока на запад и с севера на юг): Озек-Суат 0-20, Нефтекумская 0-40, Чкаловская 40, Колодезная 20-30, Совхозная 20-30, Чограйская 30, Арзгирская 15-40, К

менская 20-40, Городовская 10-30, Пошолкинская 30-40, Западно-Голубинская 50, Камбулатская 10-20, Благодарненская 10-50, Петровская 0, Грачевская 10-20, Северо-Ставропольская 0-30 м. Сокращение мощности в основном связано с выпадением нижней пачки, в меньшей степени – выпадением нижней и средней пачек или верхней пачки.

На севере Восточного Предкавказья верхний турон-коньякские отложения также установлены мик-

рофаунистически (Самышкина, 1983) и прослеживаются по характерному признаку – реперу ТК (турон-коньяк) высоких значений КС. Этот репер имеет место и в разрезах скважин на севере Центрального Предкавказья, там, где мощности отложений невелики. Нижняя часть репера в полных разрезах соответствует пачке крн 4. К.Г.Самышкина (1983) относит к коньякскому ярусу и расположенный выше репера ТК интервал, где отложения имеют низкие значения КС и представлены пачкой глинистого и сильноглинистого известняка, которая в Центральном Предкавказье датируется (см. ниже) сантоном.

Мощность верхний турон-коньякских (нижебетлинских) отложений, без пачки крн 4, в Восточном Предкавказье увеличивается в юго-восточном направлении: Сухокумская 15, Бажиган 16, Орта-Тюбинская 15, Бурунная 18, Мектебская 10, Березкинская 10, Галюгаевская 15, Солончаковая 15, Соляная 20, Северо-Кочубеевская 20, Тарумовская 30 и Александрийская 54 м. С увеличением мощности более чем на 20 м репер ТК в средней части расчленяется сравнительно пониженными значениями КС, что соответствует глинизации средней пачки джегутинской свиты.

На северном склоне Северо-Западного Кавказа верхний турон-коньяк-

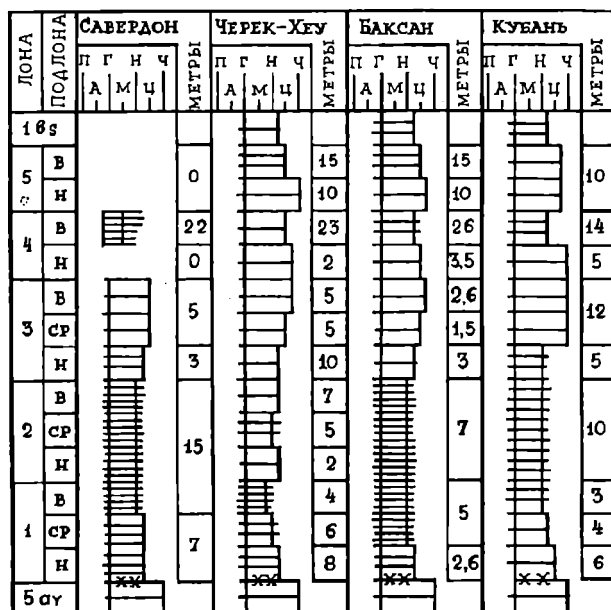


РИС.4.1.2. ОСНОВНЫЕ РАЗРЕЗЫ БЕТЛИНСКОГО ГОРИЗОНТА
ПРОДОЛЖЕНИЕ 1/

кие отложения в восточной его части (междуречье Хокодзь – Большой Бугундырь) отсутствуют, а в западной части попеременно представлены во флишевой формации (натухайская свита) или в переходной флишеподобной слоистой карбонатной формации (аналоги натухайской свиты): Большой Бугундырь – 100, Абин – 220, Шизе – 130, Баканка – 330 м.

Севернее полосы выходов пород верхнего мела на междуречье Большой Тегинь – Баканка верхний турон-копьякские (нижебетлинские) отложения отсутствуют по всему югу Западного Предкавказья. Исключение составляют площади Беноково и Шедокская (севернее рек Малая Лаба и Шедок), где мощность этих отложений предположительно составляет 30-50 м.

В центральной и северной частях Западного Предкавказья верхний турон-копьякские отложения вместе с нижнесантонскими отложениями рассматриваются в качестве джегутинской свиты. Но, скорее всего, они имеют поздний турон-копьякский возраст, так как нижний сантон в них фаунистически не установлен, а каротажная характеристика и литология полностью соответствуют таковым для турон-копьякских образований Центрального и Восточного Предкавказья. Местами в этот интервал разреза включается аналог пачки крн 4 (при его наличии) предположительно раннетуронского возраста (см. выше). Поздний турон-копьякский возраст устанавливается по комплексу фораминифер (Егоян, 1962).

Турон-копьякский интервал Западного Предкавказья представлен толщей известняков мощностью от 10-20 до 100 м (в среднем – 40-50 м). В мощных разрезах (более 50 м) выделяются три подсвиты (пачки) джегутинской свиты: нижняя – белого, почти чистого мелоподобного толстослоистого известняка (до 30 м) (аналог пачки крн 4); средняя (10-50 м) – белого, местами розового толстослоистого мелоподобного известняка. В разрезе скв. 4 Кавказской площади нижней подсвите соответствует интервал 3220-3208 м, средней – 3208-3190 м, а верхней – 3190-3165 м. Нижний и верхний интервалы отличаются глубокими отрицательными аномалиями ПС, что, видимо, связано с мелоподобностью известняков.

В средней части Западного Предкавказья (Тимашевская ступень, Каневско-Березанская система поднятий, Западно-Ставропольская впадина) мощность рассматриваемого джегутинского интервала верхнего мела достигает 70-100 м: Кошехабельская 90, Темиргоевская 80, Расшеватская 100, Красногвардейская 70, Ладожская 90, Выселковская 90, Сердюковская 80, Каневская 70, Чебургольская 100, Медведовская 90, Платнировская 80, Брюховецкая 100, Алексеевская 60, Леушковская 70, Павловская 90, Ленинградская 100, Староминская 90, Новодеревянковская 50, Глафиоровская 60, Моревская 60 и Воронцовская 45 м.

В северной части Западного Предкавказья мощность рассматриваемых отложений не превышает 60 м (площади Маргаритовская, Шкуринско-Мечетинская), но чаще составляет 20-40 м (площади Кушевская, Новопокровская, Песчанокопская) и местами уменьшается до 10 м (площадь Терновская). Здесь отмечается обогащение известняков детритовым, иногда глинистым материалом и наличие в низах толщи мергелеподобных известняков. В северных разрезах аналог пачки крп 4 относится к сеноман-нижнетуронскому возрастному интервалу.

Верхнебетглинский подгоризонт. Сантон.

В Известняковом Дагестане подгоризонт представлен нижней подсвитой **морадамеэрской свиты (мрд)** (Смирнов и др., 1979). Название свиты происходит от хребта Морадамеэр, гребень которого, как и гребни других подобных хребтов (Кулимеэр и др.), бронируется толщей чистого известняка сантон-кампанского возраста. Сантонский возраст имеет и самая верхняя подпачка дженгутайской свиты (дпт 5-3, нижняя подлона лоны 4). Подсвита делится на две пачки: мрд 1 (верхняя подлона лоны 4); мрд 2 (лона 5). Описание подгоризонта дано по Аймакинскому разрезу (см. гл. 3).

В подпачке мрд 1-1 развиты иноцерамы, появляющиеся в подпачке дпт 5-3. Обильно представлены *Inoceramus undulato-plicatus michaeli* Heinz. и другие разновидности этой группы. Тот же комплекс иноцерамов (Алиев и др., 1982) наблюдается в подпачке мрд 1-2, где появляются редкие *Inoceramus cordiformis* Sow. и некоторые другие виды. В подпачке мрд 1-3 встречаются только неопределимые до вида крупные плоские иноцерамы, которые В.П.Ренгартен (1965), вероятно, ошибочно, определил как *Inoceramus mantelli* Mersey.

В разрезах стратотипического участка пачка мрд 2 литологически почти неотличима от вышележащих кампанских отложений, но в большинстве разрезов Известнякового Дагестана кампан начинается более глинистыми известняками, на западе – с прослоями сильноглинистых известняков и мергелей. В западных разрезах Известнякового Дагестана пачка мрд 2 иногда делится на подпачки: мрд 2-1 (до 20 м) чистого известняка, мрд 2-2 (до 15 м) слабоглинистого и глинистого известняка, местами с прослоями сильноглинистого мергелеподобного известняка.

В подпачке мрд 2-1 (нижняя подлона лоны 5) при самых тщательных поисках удастся обнаружить только обломки призматического слоя иноцерамов. Выше появляется *Inoceramus haenleini* Mull., *I. dagestanensis* Pavl., *I. ex gr. balticus* Boehm., продолжают встречаться *Inoceramus brancoi* Wegn., *I. boehmi* Mull. Морские ежи по количеству экземпляров значительно уступают иноцерамам. В пачке мрд 1 редко и единично встречаются *Paronaster cupuliformis*

Airaght., *Micraster coranguinum* Klein., *Micraster rostratus* Mant., *Echinocoryna turrita* Lamb., *Ech. vulgarica* Breyn. Последние три вида изредка встречаются и в подпачке мрд 2-2 вместе с единичными *Conulus matesovae* Moskv., *Isomicraster faasi* Rouh., *I. gibbus* Lamb. Граница между подъярусами сантона проводится весьма условно между пачками мрд 1 и мрд 2 (лона 4 – лона 5).

По фораминиферам выделяется всего два комплекса: нижнесантонский (мрд 1) – слои с *Arenobulimina gigantea* – *Verneuilina limbata* (Орел, 1970), или зона *Globotruncana concavata* – *Pseudovalvulineria infrasantonica* (Самышкина, 1983); верхнесантонский (мрд 2) – слои с *Ataxophragmium* – *Gaudryina rugosa* (Orb.) subsp. *caucasica* (Орел, 1970), или зона *Globotruncana subarctica* (Самышкина, 1983).

Максимальные мощности (60-90 м) отложений, относимых к сантонскому ярусу, наблюдаются на стратотипическом участке (разрезы Аймаки, Леваши, Кизил-яр, Шамхал-даг, Герга, Акуша). На остальной территории Известнякового Дагестана и на приморском участке их мощность изменяется от 30 до 50 м и составляет на площадях и в разрезах: Хош-Мензил 30 м, Дулак 60, Берекей 50, Каякент 60, Куарчаг-су 40, Рубас-чай 54, Уллу-чай 44, Балхас-Хунук 60, Селли 40, Сергокала 44, Губден 45, Цудахар, Салта, Буцра, Цолкита 40 м, Кака-Шура, Дженгутай, Аркас 45, Бетли 40, Каранай 55, Буртунай, Аксай 40, Беной 50, Ансалта и Мехельта 50, Басс и Элистанжи 45 и Чанты-Аргун 40 м. На самом юго-востоке по реке Цмур-чай мощность уменьшается до нескольких метров. Западнее р. Аргун мощность сантонских отложений (нижней подсвиты морадамеэрской свиты) сохраняется на уровне 40-50 м (разрезы Большая Мартанга, Большая Рошняя, Гехи), затем уменьшается до 25-35 м (разрезы Фортанга, Асса, Сунжа).

При мощности отложений менее 50-30 м, особенно в западных из перечисленных разрезах, пачка мрд 1 представлена глинистым известняком, местами розовым, и сокращается в мощности до нескольких метров. Поэтому в Чеченской республике нижняя подсвита морадамеэрской свиты рассматривается (Лысенков, Ботвинник, 1976) в объеме известняковой **ичкерийской свиты**, включающей также пачку крн 4 (предположительно – верхи нижнего турона), дженгутайскую свиту (верхний турон-коньяк) и всю нижнюю подсвиту морадамеэрской свиты. Авторы ичкерийской свиты считают, что нижняя подсвита морадамеэрской свиты является нижнесантонской, а к верхнему сантону относят вышележащую пачку (до 50 м) чередующихся глинистых известняков и мергелей, что представляется нам ошибочным. В комплексе фораминифер (*Globotruncata subarctica* и *Stensioina inornata*) этой известняково-мергельной, якобы верхнесантонской, пачки П.В.Ботвинник (1969, 1973) указывает виды: *Globotruncana arca* (Gushm.), *Ataxophragmium orbignyaeformis* Mjatl., ха-

рактерные для
пжнего кампана.
В Дагестане ниж-
няя граница ниж-
него кампана
«проводится по
появлению Globo-
truncana elevata
(Brotz.) и Globo-
truncana arca
(Cushm.)» (Са-
мышкина, 1983).
М.М.Москвин в
1984 году непосред-
ственно на Чан-
ты-Аргунском раз-
резе подтвердил при-
нятое здесь положе-
ние границы сантон-
кампан.

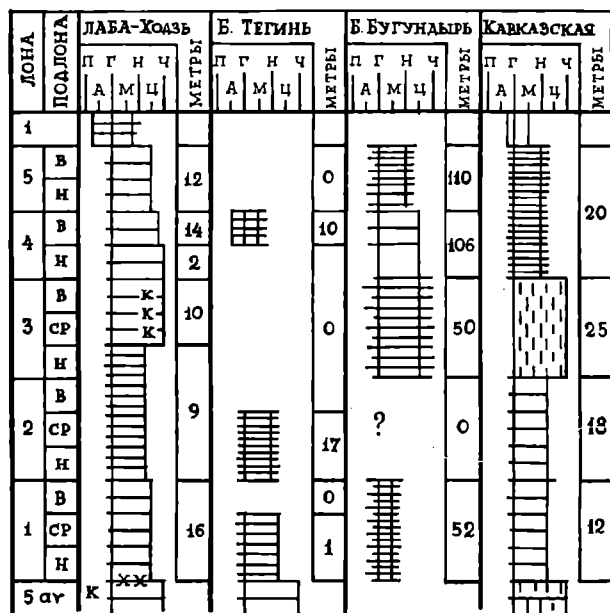


РИС. 43.3. ОСНОВНЫЕ РАЗРЕЗЫ БЕТЛИНСКОГО ГОРИЗОНТА
/ПРОДОЛЖЕНИЕ 2/

В южной части
Восточного Пред-

кавказья сантонские отложения в объеме и составе нижней подсвиты морада-
мезрской свиты (с подпачкой днт 5-3) имеют мощность 10-60 м (с востока на
запад): Избербаш, Ачи-су и Карабудахкент 40-60 м; Айри-Тюбе, Димитровс-
кая, Уйташ, Иргин, Тернаир, Ленинакент, Талги и Заузанбаш 20-40 м; Исти-
су, Шамхал-Булак, Миатлы, Хубар, Дылым и Шавдан 15-35 м; Гудермес,
Октябрьская и Рошня 40-50 м; Брагуны, Червлёная, Старогрозненская, Сер-
новодская, Карабулакская и Малгобекская 10-15 м; Арак-Далатерек, Змейс-
кая и Харбижин 15-20 м.

На каротажных диаграммах сантонский (верхнебетлинский) интервал раз-
реза восточной части юга Восточного Предкавказья выражается низкими зна-
чениями КС пачки мрд 1 и высокими значениями КС пачки мрд 2; в западной
части – резкими отрицательными аномалиями ПС и дифференцированной
кривой КС. Последнее (по ПС) связано с мелоподобностью чистого известня-
ка. Такую же каротажную характеристику сантонские отложения имеют в раз-
резах Тарумовской и Александрийской (26 м) опорных скважин.

Западнее р. Сунжи, в пределах Осетинской моноклинали, сантонские от-
ложения отсутствуют в разрезах по рекам Фиагдон, Ардон, Урух. В разрезе

по р. Савердон они представлены пачкой (22 м) зеленовато-серого алевропелитового мергеля, с подчиненными пластами (0,05-0,4 м) в низах глинистого, а в верхах слабоглинистого и почти чистого известняка, с редкими *Micraster rostratus* Mant.

Далее на запад в междуречье Черек-Кума сантонские (верхнебетлинские) отложения имеют состав и строение, близкие к таковым для нижней подсвиты морадамеэрской свиты. Так, в разрезе по р. Баксан наблюдаются: пачка (3,5 м) чистых известняков (аналог днт 5-3); пачка (26 м) слабоглинистых известняков с прослойками мергеля (аналог пачки мрд 1); пачка (10 м) чистых известняков (аналог мрд 2). Вторая и третья из этих пачек относятся к нижней части **зольской свиты** А.Е.Ткачука.

Аналогичное строение имеют сантонские отложения, мощностью 50-60 м, в разрезах по рекам Черек, Хеу, Белая, Малка, Добрун-Золка, Подкумок, Кума. В этих разрезах в подпачке днт 5-3 встречены *Inoceramus undulaticus* Roem., в аналогах пачки мрд 1 - *Inoceramus boehmi* Mull., *Echinocorys turrita* Lamb., *Ech. cf. vulgarica* Breyn., *Micraster rostratus* Mant. и единично-*Nowakites savini* (Gross.), *Paronaster cupuliformis* Airaght., *Inoceramus cf. cordiformis* Sow. В аналогах подпачки мрд 2-2 встречаются *Echinocorys turrita* Lamb., *Micraster rostratus* Mant., *M. cf. coranguinum* Klein., *Inoceramus dagestanensis* Pavl., *I. mulleri* Petr., *I. haenleini* Mull.

Западнее, в разрезах по рекам Кубань (24,4 м) и Малый Зеленчук (60 м), аналог пачки мрд 1 (33 м) представлен чередующимися пластами светлосерых известняков (0,3-0,4 м) и зеленовато-серых мергелей (0,1-0,3 м), а в аналоге пачки мрд 2 (20 м) появляются прослойки мергелей. Далее к западу сантонские отложения все более обогащаются терригенным материалом. В разрезе по р. Большой Зеленчук это толща (60 м) чередующихся пачек (по 4-10 м) с преобладанием или пластов известняков, или пластов мергелей. По р. Уруп сантонские отложения, как и коньякские, отсутствуют.

В разрезе по р. Большой Тегинь сантонские (верхнебетлинские) отложения представлены пачкой (10 м) алевропитистого мергеля с тонкими линзовидными прослойками известняков, с указанными выше морскими ежами и комплексом преимущественно верхнесантонских фораминифер. Эта пачка весьма сходна с пачкой мергелей из разреза по р. Савердон. В разрезе по р. Большая Лаба в пачке (30 м) белого и розового известняка с позднесантонской макрофауной встречены морские лилии *Marsupites testudinarius* Schloth. и *Uintacrinus socialis* Grennel. (данные М.М.Москвина). Западнее в естественных разрезах центральной части Северного Кавказа сантонские отложения отсутствуют.

Севернее полосы выхода верхнего мела в междуречье Черек-Кума, в северных южных разрезах скважин на площадях Нальчикская, Баксанская, Зол

ская сантонские отложения баксанского типа имеют мощность 25-30 м. На всей остальной территории юга Центрального Предкавказья сантонские отложения – зеленчукского типа, т. е. известняково-мергельного состава, с комплексом фораминифер – *Eponides biconvexus* и *Ataxophragmium compactum*. Это вторая (после нижнетуронской) пачка, отличающаяся резко пониженными значениями КС. Такую каротажную характеристику сантонские отложения имеют и на севере Центрального и Восточного Предкавказья.

На юге Центрального Предкавказья при продвижении с юга на север мощность сантонских отложений вначале увеличивается, затем сокращается: на восточном участке на площадях Марьинская, Лысогорская, Прохладненская, Курская, Отказненская и Сухопадинская – 40 м; на площадях Соломенная, Степновская, Березкинская, Архангельская, Орловская, Южно-Чернолесская – 15-20; на центральном участке на площадях Кавминводская 32, Кумская 45, Северо-Нагутская 30 и Журавская 15 м; на западном участке на площадях Черкесская 60, Круглолесская 30, Дубово-Балковская 20 и Харьковская 13 м. Ближе к Ставропольскому своду мощность уменьшается до 20 (площади Беломечетская, Терновская, Невинномысская) и до 10 м (площадь Родниковская).

В северной части Центрального Предкавказья сантонские (верхнебетлинские) отложения устанавливаются по комплексу фораминифер с большим количеством экземпляров семейств *Discoidae* и *Anomalinidae* (Тер-Григорьянц, 1976). Мергельная пачка сантона здесь обогащена терригенным материалом – содержит прослои алевролитистого мергеля и глины, местами известняковую гальку и имеет мощность 5-10, реже до 20 м. На ряде площадей запада Прикумской системы поднятий (Гороховская, Центральная, Выгонная, Синегубровская, частично Озек-Суатская, Нефтекумская и др.) сантонские отложения отсутствуют. Такую же мощность и тот же состав имеют сантонские отложения на севере Ставропольского свода (площади Петровская, Кугутская, Северо-Ставропольская и др.).

На севере Восточного Предкавказья сантонский возраст устанавливается по комплексу с *Ataxophragmium compactum* Brotz. A. *orbignyaeformis* Mjatl., *Pseudovalvulineria infrasantonica* (Balakhm.), *Gaudryina rugosa* Orb. и др. (Самышкина, 1983), выделенному только в керне скв. 1 на Кочубеевской площади. Помимо описанной выше, на севере Центрального Предкавказья, мергельной сантонской пачки с низкими значениями КС, К.Г.Самышкина (1983) относит к сантону расположенный выше интервал (до 50 м), представленный чередующимися пластами известняков и мергелей с преобладанием первых. Такое резкое увеличение объема сантонских отложений по сравнению с их объемом в скважинах соседних площадей на севере Центрального Предкавказья весьма сомнительно. Поэтому и на севере Восточного Пред-

Кавказя следует считать сантонским тот же интервал резко пониженных значений КС, соответствующий мергельной пачке. Мощность последней изменяется здесь в пределах 10-20 м на площадях: Сухокумская 15, Бажиганская 20, Кочубеевская 20, Мектебская 16, Орта-Тюбинская 16 и Галюгаевская 10 м.

На Северо-Западном Кавказе сантонские отложения флишевого и субфлишевого типа большой мощности выделяются в разрезах Большой Бугундырь (216 м), Абин (290 м), Псебепс (60 м), Баканка (230 м).

На юге Западного Предкавказья сантонские (верхнебетлинские) отложения отсутствуют на той же территории, что и все более древние отложения верхнего мела. Севернее нижнесантонские отложения включаются В.Л.Егояном (1976) в состав джегутинской свиты. К верхнему сантону относятся (Каталог ..., 1976 г.) отложения с комплексом фораминифер *Bolivinoidea laevigatus* и *Gavelinella costulata*, однако в разрезах скважин положение сантон-кампанской границы не указывается. В следующих ниже разрезах мы принимаем за кровлю сантона уровень, указанный в более ранних публикациях (Егоян, 1962), и отложения, датируемые раннесантонским возрастом, условно считаем сантонскими.

В скв. 4 на площади Кавказская к сантону относятся отложения в интервале 3165-3145 м. Они представлены чередующимися пачками глинистого, слабоглинистого и сильноглинистого известняка с прослоями мергеля. Средняя карбонатность этих отложений меньше таковой в подстилающих верхний турон-коньякских отложениях, но больше, чем в залегающих выше кампанских. Это прямо отражается в характере кривых КС. По типу разрезов соотношению с подстилающими и перекрывающими отложениями пород сантона Западного Предкавказья сходны с одновозрастными породами юга Восточного Предкавказья.

В рассматриваемых центральной и северной частях Западного Предкавказья сантонские отложения распространены почти повсеместно. Они отсутствуют только на юге Каневско-Березанской системы поднятий (площадь Усть-Лабинская, Ладожская, Некрасовская, Великая). На остальной территории их мощность составляет 5-30 м.

Басский горизонт. Кампан.

В Известняковом Дагестане горизонт представлен средней и верхней подсвитами **морадамеэрской свиты (мрд)** и нижней подсвитой **чабанской свиты (чбн)**. Средняя подсвита (нижний подгоризонт) состоит из трех пачек: мрд1 (лона 1); мрд 4 (лона 2); мрд 5 (лона 3). Верхняя подсвита – пачка мрд 6 (лона 4) и нижняя подсвита чабанской свиты – пачка чбн 1 (лона 5) составляют верхний подгоризонт басского горизонта.

При описании басского горизонта (см. гл. 3) указаны четыре типа разреза: Аймакинский, Рубасчайский, Бетлинский и Басский.

Аймакинский тип кампанских (басских) отложений прослеживается в ближайших от Аймакинского разреза к северу и востоку разрезах: Кизил-яр 100 м, Дженгутай 88, Аркас 150, Кака-Шура 55, Леваша 210, Шамхал-даг 220, Сергокала 100, Гамри-озень 44, Губден 100 и Герга 150 м. Тот же облик сохраняется восточнее, в северной части приморских предгорий в разрезах Селли 85, Каякент 70 и Берекей 70 м, а также в восточной части юга Восточного Предкавказья в разрезах Избербаш 80 м, Ачи-су 120, Эльдама 50, Гели-Параул 60, Иргин и Уйташ 100 м. С уменьшением мощности отложений кампана пачка мрд 6 объединяется с нижележащими образованиями в толщу чистого известняка, а пачка чбп I представлена глинистым и слабоглинистым известняком. На каротажных диаграммах отложения морадамеэрской свиты выражены самыми высокими значениями КС.

Южнее стратотипического (Аймакинского) участка (разрезы Салта более 130 и Акуша 330 м) в толще чистого известняка морадамеэрской свиты выделяется пачка мрд 4 (55 м), представленная слабоглинистым среднеслоистым известняком. В Акушинском разрезе пачка мрд 5 (74 м) складывается из чистого и почти чистого известняка, смятого внутрiformационными палеооползневыми процессами, а в пизах пачки мрд 6 (80 м) большое количество стяжений кремня.

Южнее Рубасчайского разреза, по р. Цмур-чай, средняя и верхняя под-свиты морадамеэрской свиты отсутствуют: у сел. Касумкент кампан представлен частью пачки чбп I (12 м) – глинистым, алевроитистым известняком с резкими границами в кровле и подошве. Западнее и выше по течению р. Цмур-чай (на расстоянии около 10 км) разрез кампана (87 м) полнее: подпачка мрд 6-1 палеооползневые глинистые известняки (12 м); подпачка мрд 6-2 чистые известняки со стяжениями кремня (6 м); подпачка чбп I-1 сильноглинистые алевроитистые известняки (17 м); подпачка чбп I-2 глинистые известняки с пластами мергеля (52 м).

Севернее, в междуречье Цмур-чай – Рубас-чай, по р. Куарчаг-су кампанские отложения представлены толщей (230 м) чередующихся глинистых известняков и алевропелитовых, а к кровле алевроитистых, сильноглинистых известняков, сопоставимой по возрасту с пачками мрд 4 и чбп I (пачки мрд 3, мрд 5, мрд 6 отсутствуют). К северу от р. Рубас-чай кампанские отложения имеют такое же строение: р. Уллу-чай (125 м, отложения нижней части чбп отсутствуют); скв. 2 Балхас-Хунук (170 м); Дузлак, Даг-Огни и Рубас 70 м; Хош-Мензил 50 м.

Бетлинский тип кампанских (басских) отложений прослеживается южнее

(разрез Буцра 180 м) и севернее (разрезы Каранай 235 и Буртунай 130 м), а также в Апсалтинском разрезе (265 м), где пачка мрд 6 (46 м) и подпачка чбн 1-1 (68 м) почти полностью представлены в палеооползневых деформациях.

На западе и северо-западе Известнякового Дагестана кампанские отложения резко отличаются литологически, хотя и сохраняют некоторые черты строения разрезов рубасчайского и бетлинского типов. В горной части Чеченской республики кампанские отложения в основном представлены известняково-мергельной **зонахской свитой** (по реке Чанты-Аргун, у сел. Зонах) (Лысенков, Ботвинник, 1976) и нижней подсвитой чабанской свиты. Наиболее типичен опорный разрез по р. Басс (490 м) (см. описание в гл. 3).

Зонахский или басский тип разреза кампанские (басские) отложения имеют восточнее (Элистанжи около 500 м, Датых 210, Аксай более 120, Ярык-су 168, Хубар и Чиркей 80 м) и западнее (Чанты-Аргун 380 м, Рошпия 260, Ярыш-Марды 130, Большая Мартанга и Гехи 100 и Асса 60 м). Все основные подразделения выдерживаются даже при уменьшении мощности отложений в 5-10 раз.

Басский тип морадамеэрской свиты и нижней подсвиты чабанской свиты прослеживается и в разрезах на разведочных площадях на большей части территории юга Восточного Предкавказья (с востока на запад): Тернаир, Ленинакент и Заузанбаш 140-160 м, Исти-су и Чубар-Арка 100-110, Шамхал-Булак 140, Миатлы, Шавдан и Дылым 100, Гудермес 140-200, Октябрьская, Ястребиная, Серноводская 200, Червленая 110, Брагуны 140, Старогрозненская 110, Эльдаровская 200, Заманкул 90, Малгобек 110 и Арак-Далатерек 150 м. На каротажных диаграммах наиболее четко выделяются аналог пачки мрд 3 и подпачка чбн 1-1 резко пониженными значениями КС.

Наиболее детально распределение макрофауны дано по вышеуказанным разрезам Известнякового Дагестана.

В пачке мрд 3 (лона 1) и ее аналогах, особенно в низах (мрд 3-1), часто встречаются *Inoceramus dariensis* Moskv., *I. dariensis kopetdagensis* Arzum и единичные *Inoceramus azerbaijanensis* M. Aliev, редкие иноцерамы из группы *balticus* и другие виды иноцерамов, поднимающиеся выше.

В подпачке мрд 4-1 (нижняя подлона лоны 2) и ее аналогах наиболее представительны *Inoceramus azerbaijanensis* M. Aliev, часто отмечаются иноцерамы из группы *balticus*, реже иноцерамы из большого комплекса кампан-маастрихтского возраста.

В подпачке мрд 4-2 (верхняя подлона лоны 2) и ее аналогах *Inoceramus azerbaijanensis* M. Aliev присутствует реже, более представительны *Inoceramus agdjakensis* M. Aliev, *I. mulleri* Petr.

В пачке мрд 5 (лона 3) число видов и количество экземпляров видов иноцерамов заметно уменьшается. В.М.Харитонов (Алиев и др., 1982) выделяют здесь

новые виды – *Inoceramus madialiensis* madialiensis Khar., *I. azizbekovi* R. Chal. в качестве руководящих. Наряду с ними чаще других встречаются *Inoceramus gandjaensis* M. Aliev, *I. barabini* Morton, *I. ovatus* Dobr. et Pavl.

В пачке мрд 6 (лопа 4) весьма представлены *Pseudofaster caucasicus* Dru., поднимающийся выше в пизы пачки чбп 1. В этой пачке В.М.Харитонов выделяет в качестве руководящего вид *Inoceramus transitivus* Khar., с которым ассоциируют

виды иноцерамов из пачки мрд 5, а также появляющиеся здесь *Inoceramus aff. buguntaensis* Dobr. и др. Тот же комплекс иноцерамов, включающий обильные неопределенные до вида крупные плоские формы, развит и в подпачке чбп 1-1. В ней встречаются единичные *Bostrychoceras cf. schloenbachii* Favr, *Eurachydiscus cf. stanislaopolitatus* (Lom.). В подпачке чбп 1-2 В.М.Харитонов выделяет как руководящий вид *Inoceramus suavis* Khar. и в комплексе с ним указывает *Inoceramus cf. gandjaensis* M. Aliev, *I. cf. buguntaensis* Dobr. et Pavl. Здесь же появляются первые *Orthaster alaplensis* Lamb. и единичные *Micraster brongiarti* Hebert. и *Pseudocosmaticeras cf. brandti* Redt.

По фораминиферам деление кампана (басского горизонта) менее детально. По схеме Г.В.Орел (1970): нижний кампан – слои с *Globotruncana arca* (пачка мрд 3, частично, видимо, и мрд 4) и слои с *Ataxophragmium crassum* (Orb.) subsp. *caspium* Vass. и *Cibicides aktulagayensis* Vass. (пачки мрд 4 и мрд 5); верхний кампан – слои с *Globotruncana morozovae* (пачка мрд 6 и частично, видимо, подпачка чбп 1-1) и слои со *Stensioina excolata* (Cushm.) subsp.

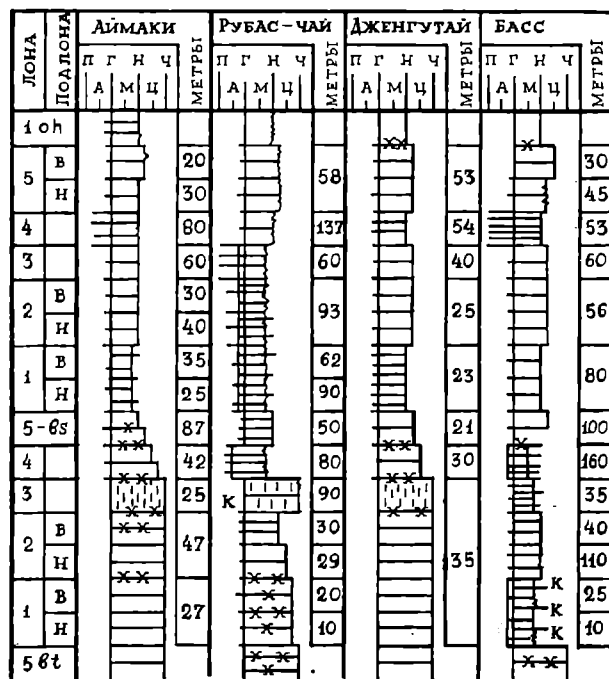


РИС.4.4.1. ОСНОВНЫЕ РАЗРЕЗЫ БАССКОГО И УРМИПСКОГО ГОРИЗОНТОВ

speciosa (пачка чбп 1). К.Г.Самышкина (1983) и П.В.Ботвинник (1982) выделяют только нижне- и верхнекампанский комплексы фораминифер.

Западнее р. Ассы в естественных разрезах, наиболее выдвинутых на юг (Фиагдон 13, Ардон 11 и Савердон 25 м), кампанские (басские) отложения представлены, по всей видимости, только пачкой чбп 1 (причем по р. Фиагдон только чбп 1-1). По р. Савердон выше пачки алевропелитового мергеля с пластами известняка саптонского возраста следуют: аналог подпачки чбп 1-1 глинистый известняк с прослоями мергелеподобного известняка, с обильными плоскими иноцерамами (13 м); аналог подпачки чбп 1-2 слабоглинистый известняк с единичными *Orthaster* sp.

Западнее по р. Урух разрез кампана (басского горизонта) стратотипически полный. Здесь на палеооползневой пачке копыякского возраста лежат: аналог пачки мрд 3 (лопа 1) – глинистые известняки с частыми пластами мергелей и обильными стяжениями кремня, с *Inoceramus* sp. и *Micraster* sp. (32 м); аналог пачки мрд 4 (лопа 2) – чередование глинистых известняков и мергелей, с *Inoceramus azerbaijanensis* M. Aliev, *Micraster schroederi* Stoll, *Offaster pomeli* Mun.-Chalm (12 м); аналог пачки мрд 5 (лопа 3) – глинистые известняки с единичными не определенными до вида иноцерамами и морскими ежами (8 м); аналог пачки мрд 6 (лопа 4) – по резкой границе мергелеподобные известняки с прослоями глинистого известняка, с частыми *Micraster coravium* Posl., *Pseudoffaster caucasicus* Dru., *Inoceramus* ex gr. *balticus* Boehm (14 м); аналог пачки чбп 1 (лопа 5) – глинистые известняки с редкими *Seunaster* sp., *Orthaster* sp. 916 м).

Так же построен разрез кампана (басского горизонта) по р. Черек (110 м), где в аналоге пачки мрд 3 встречен единичный *Pachydiscus* sp.; в аналоге пачки мрд 4, кроме указанных видов, найдены *Inoceramus agdjakensis* M. Aliev, *I. mulleri* Petr., единичный *Hauericeras pseudogardeni* Schlut.; в аналоге пачки чбп 1 – *Micraster brongniarti* Hebert и *Pseudoffaster caucasicus* Dru.

Западнее в междуречье Хей – Зеленчук кампанские отложения представлены в полном объеме и вместе с саптонскими составляют **зольскую свиту**. Стратотип свиты расположен на северном склоне Джинальского хребта в бассейне рек Золот. Кампанская часть свиты (186 м) имеет следующее строение: аналог пачки мрд 3 (лопа 1) – чистые и слабоглинистые известняки, с единичными *Hauericeras* sp., *Eupachydiscus launayi* Gross. и редкими *Inoceramus azerbaijanensis* M. Aliev, *Micraster schroederi* Stoll., *M. haasi* Stoll., *M. gatschevi* Stoll., *Echinocorys* cf. *turrita* Lamb. (25 м); аналог пачки мрд 4 (лопа 2) – в нижней подпачке (подлоне) глинистые и слабоглинистые известняки с частыми *Inoceramus azerbaijanensis* M. Aliev, *Micraster schroederi* Stoll., *Inoceramus* ex gr. *balticus* Boehm. и единичными *Pachydiscus* sp. (28 м), в вер-

пей подпачке (подлоне) чередование мергелей и глинистых известняков с редкими *Micraster coravium* Posl., *Pseudoffaster schmidtae* Moskv., *Pachydiscus icenicus* Sharpe, *Pach. levyi* Gross. (20 м); аналог пачки 5 (лона 3) – слабоглинистые известняки с пластами чистых известняков, с редкими *Inoceramus ex gr. balticus* Boehm и *Micraster* sp. (35 м); аналог пачки 6 (лона 4) – чередование слабоглинистых известняков и мергелей, с единичными *Hauericeras* sp., частыми *Pseudoffaster caucasicus* Dru., *Inoceramus ex gr. balticus* Boehm и обильными крупными плоскими иноцерамами (52 м); аналог пачки чбн 1 (лона 5) – чередование пластов и пачек глинистых известняков и мергелей, с редкими *Pseudoffaster caucasicus* Dru., *Micraster brongniarti* Hebert, *Inoceramus cf. buguntaensis* Dobr. et Pavl., *Bostrychoceras schloenbachi* Favre (26 м).

Разрез зольского типа, как видно из описания, в нижней части (пачки мрд 3, мрд 4) сходен по составу и строению с разрезом рубасчайского типа, а в верхней части – с разрезом басского типа. Зольский тип разреза прослеживается восточнее стратотипа (Малка 170, Баксан 200, Белая 130 и Хеу 140 м) и западнее (Подкумок 200, Зеленчук 150 м). В разрезах по рекам Большой и Малый Зеленчук аналоги пачки мрд 5 представлены белым мелоподобным известняком, что характерно для рубасчайского и аймакинского типов разрезов. Во многих из перечисленных разрезов и в подошве аналога пачки мрд 3 наблюдается пачка (3-6 м) глинистых известняков или чередования известняков и мергелей с обильным *Inoceramus dariensis* Moskv. Кроме указанных видов фауны, в других разрезах Хеу-Зеленчукского междуречья встречаются: в аналогах пачки мрд 3 – *Offaster pomeli* Mun. – Chalm., *Inoceramus agdjakendensis* M. Aliev; в аналогах пачек мрд 4 и мрд 5 – изредка *Hauericeras pseudogardeni* Schlut., *Offaster pilula* Lamb.; в аналогах пачки мрд 6 – единичные *Bostrychoceras polyplacum* Roem., *Pachydiscus koeneni* Gross., *Belemnitella mucronata* Now., *Galeola papillosa* Klein и частые *Inoceramus wegneri* Boehm., *Austinocrinus radiatus* Anth.

Западнее р. Большой Зеленчук по р. Уруп кампанские (басские) отложения также зольского типа (100 м) контактируют с верхнетурунскими. Здесь отсутствует аналог пачки мрд 3, а между аналогами пачек мрд 4 и мрд 5 резкая граница (следы перерыва).

В междуречье Уруп-Большой Тегинь по балке Бердячка кампан также контактирует с верхним туроном и представлен только верхним подъярусом, вероятно, известняково-мергельным аналогом пачки мрд 6 (20 м), с частыми *Pseudoffaster caucasicus* Dru. Характерно появление в этой пачке розовой и красно-бурой окрасок пород, наблюдающихся в разрезах междуречья Ардон-Урух.

В разрезе р. Большой Тегинь (19 м) на мергельной пачке сантонского воз-

раста лежат: аналог пачки мрд 4 (лона 2) – слабоглинистых известняков с про-
слоями мергелеподобного известняка, с редкими *Micraster schroederi* Stoll,
M. coravium Posl. и обильными «сгруженными» обломками раковин иноце-
рамов в основании (9 м); аналог пачки мрд 6 (лона 4) – известняки с частыми
Pseudofaster caucasicus Dru. (1 м); аналог пачки чбн 1 (лона 5) – глинистые изве-
стняки с редкими *Micraster brongniarti* Hebert. и *Galeola senonensis* Orb. (9 м).

Примерно в таком же сокращенном объеме кампанские отложения того
желитологического состава наблюдаются западнее, в разрезах по рекам Лаба,
Шедок, Хокодзь (10-20 м). По рекам Белая, Фарс, Губс они отсутствуют.

На юге Центрального Предкавказья, севернее полосы выходов верхнеме-
ловых пород междуречья Хеу-Зеленчук, кампанские (басские) отложения
относятся в основном к зольскому типу (100-250 м). Возраст их здесь уста-
навливается, как и в естественных разрезах, по двум комплексам форамини-
фер: слои с *Bolivinoides decoratus* (Jones) – нижний кампан; слои с *Bolivina*
kalinini Vass. – верхний кампан. Кроме того, из керна ряда скважин опреде-
лены *Inoceramus azerbaijanensis* M. Aliev и некоторые другие виды иноце-
рамов. Прослеживание кампанских отложений успешно осуществляется с по-
мощью кривой КС: повсеместно в интервале этих отложений наблюдается
общее уменьшение значений КС пород от подошвы к кровле, отражающее
общее снижение величины средней карбонатности. На этом общем фоне в
интервале пачки мрд 5 наблюдается некоторое повышение значений КС.
Наименьшим сопротивлением, причем не только для кампана, но и для всего
верхнего мела, отличаются породы пачки мрд 6.

В восточной части юга Центрального Предкавказья кампанские отложе-
ния в разрезах разведочных площадей значительной мощности (с юга на се-
вер): Зольская 180-190, Марьинская, Советская и Курская 200, Нариманов-
кая и Отказненская 150, Соломенская 140 и Березкинская 110 м. По Минера-
ловодско-Александровскому участку мощность отложений кампана возрас-
тает, и их отличает несколько большая мергелистость: Кавминводская 190,
Кумская 230, Северо-Нагутская и Веселовская 230, Александровская 170 м.
В западной части на юге Центрального Предкавказья разрез кампана зелен-
чукского типа имеет мощности: Черкесская 180, Дубово-Балкавская 200 и
Северная 180 м.

Кампанские (басские) отложения севера Центрального Предкавказья по
типу разреза весьма сходны с одновозрастными отложениями на юге, но ме-
нее мощные (не более 120 м) и часто неполного стратиграфического объема.
Ранне- и позднекампанский возраст на севере устанавливается (Тер-Григо-
рянц, 1976) соответственно по двум комплексам фораминифер, сходным с
южными комплексами фораминифер. В наиболее мощных и полных разре-

зах высокими значениями на кривой КС выделяется известняковый интервал аналогов пачки мрд 3 (до 15 м) и подпачки мрд 4-1 (до 15 м); повсеместно по низким значениям сопротивления и отрицательным аномалиям ПС выделяется глинисто-мергельный интервал аналога пачки мрд 6 (до 20 м). Сокращение мощности происходит в основном за счет выпадения из разреза пачек нижнего кампана. По всей видимости, на севере Центрального Предкавказья повсеместно имеется перерыв между кампанскими и маастрихтскими отложениями – из разрезов выпадают низы толщи нижнего маастрихта и верхи аналога пачки чбн 1. Местами весьма вероятен перерыв между подъярусами кампана с выпадением аналогов пачек мрд 6 и мрд 5 (лопы 4 и 3).

Наиболее полные разрезы (90-120 м) кампана наблюдаются в западной части Прикумской системы поднятий. Западнее, в пределах Арзгирского выступа, мощность этих отложений постепенно уменьшается за счет выпадения из разреза нижнекампанских пачек (площади Журавская, Гороховская, Арзгирская, Пошолкинская и др. 50-30 м). Еще западнее (площади Кучерлинская, Благодарненская и др.) полнота разреза опять возрастает, и мощность отложений достигает 100-120 м.

В центральной части Ставропольского свода кампанские (басские) отложения отсутствуют (площади Ставропольская, Сенгилеевская, Северо-Ставропольская, Польская, Надзорненская, Убеженско-Николаевская, Успенская). По периферии этого участка их мощность до 30-50, на севере до 100 м, а состав становится более терригенным (чередование глинистого, сильноглинистого известняка и алевитистого мергеля, местами – прослой песчаников и глин).

На севере Восточного Предкавказья кампанские (басские) отложения по составу и строению сходны с таковыми на юге Восточного Предкавказья, но по мере приближения к Центральному Предкавказью (особенно на участке Прикумской системы поднятий) они все более приобретают черты строения зольского типа. Здесь аналоги пачек мрд 3 и мрд 4 по сравнению с распространенными в Центральном Предкавказье более мергельные и более сходны с басским типом этих пачек. Средняя карбонатность кампанского интервала от подошвы к кровле возрастает, что соответственно отражается в повышении значений КС. Наиболее мергельной и, соответственно с самыми низкими значениями КС, по-прежнему остается аналог пачки мрд 6.

Кампанский возраст отложений севера Восточного Предкавказья устанавливается по комплексам (для каждого подъяруса отдельно) фораминифер (Самышкина, 1983), которые близки к таковым в Известняковом Дагестане. Спорным остается возраст отложений, относимых К.Г.Самышкиной (1983) к сантону, что никак не согласуется с расчленением разрезов в соседнем с Дагестаном Равнинном Ставрополье.

С запада на восток и с севера на юг мощность отложений кампана северной части Восточного Предкавказья увеличивается (площади Леваневская 115 м, Дахадаевская 130, Дагестанская 150, Северо-Кочубеевская 180, Тарумовская 155 и Александрийская 205 м. Разрез кампана Тарумовско-Александрийского участка очень сходен с таковым в восточной части юга Восточного Предкавказья.

На севере Северо-Западного Кавказа мощные разрезы кампана флишевого типа, мощностью до 300-500 метров: Тушепс, Пишиш, Псекупс, Шебш, Мирная балка, Широкая балка, Большой Бугундырь, Абин. Здесь же разрезы кампана нефлишевого типа: гора Самурская (20 м), Афиш, Убин, Зыбза, Ахтырь (100-150 м), Псебепс (50-70 м).

Севернее междуречья Большой Тегинь-Хокодзь верхний мел представлен нерасчлененными отложениями верхнего сенона (кампан и маастрихт) толщей серых и светло-серых толстоплитчатых известняков с преимущественно кампанским комплексом фораминифер (Егоян, 1962). Мощность отложений на разведочных площадях: Новосвободненская 20-40, Тульская 50, Майкопская 20-50, Шедокская и Кузнецовская 90, Ярославская и Кужорская 50, Упорненская 150, Лабинская 100-120 м. На площади Заречной присутствуют только маастрихтские отложения (174 м), тогда как на рядом расположенных площадях развиты сантон-кампанские (120 м) и маастрихтские (площади Сергеевская, 50 м) или маастрихтские (130 м) и верхний маастрихт-датские (32 м) (Каталог ..., 1976 г.).

Севернее междуречья Хокодзь-Псебепс верхний мел также представлен нерасчлененной толщей верхнего сенона. Севернее междуречья Хокодзь-Пишиш, на площадях Самурской и Южно-Нефтянской, мощность этих отложений колеблется 10-400 м, а состав сходен с таковым в разрезе горы Самурской (малые мощности) или флишевой свиты котх (большие мощности).

Западнее площади Южно-Нефтянская, на площади Мирная Балка, верхнесенонские отложения (600-800 м) имеют «тушепский» тип (свита котх). Севернее, на площади Северо-Кутаисской, мощность верхнего сенона резко уменьшается до 120-90 м, что связано с переходом к нефлишевой формации.

Отсутствие верхнемеловых отложений западнее, на площади Ключевая, видимо, свидетельствует о поднятиях Хадыженской кордильерной палеозоны. Севернее, на площадях Калужская и Новодмитриевская, состав верхнего сенона не флишевый, мощность 60-200 м. На Ставропольской площади мощность кампанских отложений 80-350, а маастрихтских – 200-750 м.

Севернее Абин-Хабльского междуречья, на площади Глубокий Яр, мощность верхнего сенона флишевого типа, причем только маастрихта, около 500 м. Западнее, начиная с площадей Варениковская, Джигинская, нерасчлененный

(вероятно, почти полный) разрез верхнего мела флишевого типа мощностью 1000 м и более.

В средней и северной частях Западного Предкавказья кампанские (басские) отложения развиты повсеместно, на большинстве площадей представлены в полном объеме и имеют мощность 100-200, местами до 300 м. Исключение составляют некоторые площади Каневско-Березанской системы поднятий и площади юга Азовского выступа (Куцевская и др.), где кампанские отложе-

ния имеют мощность 40-70 м, частично за счет размыва (иногда покрываются палеоценовыми отложениями). Кампанский возраст в разрезах скважин Западного Предкавказья устанавливается по типичному комплексу фораминифер (Егоян и др., 1961; Егоян, 1962) и подтверждается редкими находками *Baculites anceps* Lamb., *Inoceramus balticus* Boehm., *I. regularis* Orb., *I. aff. inconstans* Woods (Куцевская площадь).

На площади Кавказской в следующих интервалах скв. 4 предположительно можно выделить единицы: 3145-3120 м – аналог пачек мрд 3 и мрд 4 (лоны 1 и 2) – глинистые известняки, местами алевритистый мергель (25 м); 3120-3084 м – аналог пачки мрд 5 (лона 3) – подпачка глинистых известняков (14 м), подпачка алевритистых мергелей (10 м), подпачка глинистых известняков (12 м); 3084-3040 м – аналог пачек мрд 6 и чбн 1 (лоны 4 и 5) – алевропелитовые и алевритистые мергели (44 м).

Такое трехчленное деление кампанские (басские) отложения имеют почти на всех площадях Западного Предкавказья. В южном и юго-западном

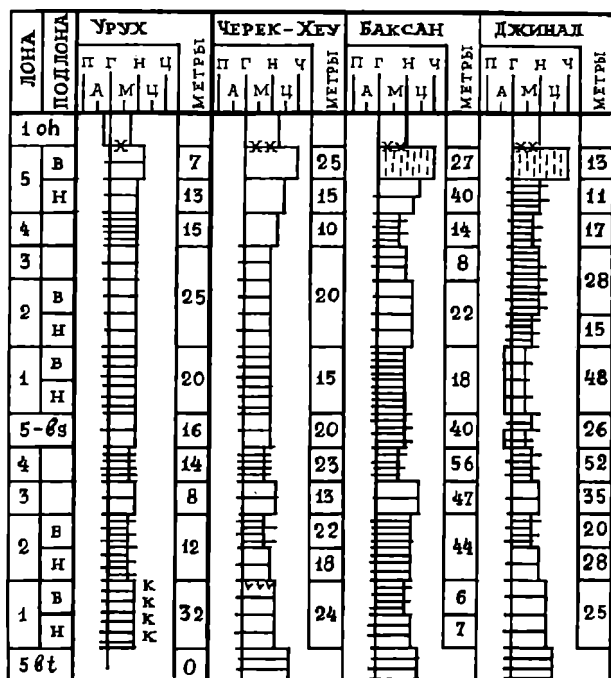


РИС.4.4.2. ОСНОВНЫЕ РАЗРЕЗЫ БАССКОГО И УРМЯНСКОГО ГОРИЗОНТОВ (ПРОДОЛЖЕНИЕ 1/)

направлениях от Кавказской площади (Тимашевская ступень, Темиргоекая, Кошехабельская площади и др.) кампанские отложения становятся более терригенными, а в северо-западном, северном и северо-восточном направлениях – более терригенными.

В разрезе Песчанокопской скважины в следующих интервалах условно делятся: 2340-2280 м – аналог пачки мрд 3 (лона 1) – алевритистые глины (100 м); 2280-2180 м – аналог пачки мрд 4 (лона 2) – чередование пластов и пачек известковистой песчанистой глины, алевролита и мелкозернистого песчаника (100 м); 2180-2110 м – аналог пачки мрд 5 (лона 3) – алевритистые мергели (70 м); 2110-2040 м – аналог пачек мрд 6 и чбн 1 (лоны 4 и 5) – алевритистые глины.

Урминский горизонт. Маастрихт.

В Известняковом Дагестане к маастрихту относятся средняя и верхняя подсвиты **чабанской свиты (чбн)**. Стратотип свиты в Дженгутайском разрезе (название – от хребта Чабан). В этом разрезе свита представлена сравнительно однородной толщей глинистых известняков мощностью 219 метров, в которых на маастрихтскую часть приходится 195 метров (21 м – нижняя подсвита, пачка чбн 1, лона 5 басского горизонта). В Аймакинском разрезе (370 м), как и в других мощных разрезах маастрихтские (урминские) отложения более литологически дифференцированы (см. описание в гл. 3): пачка чбн 2 – лона 1; пачка чбн 3 – лоны 2 и 3 (лона 3 – верхняя подпачка чбн 1, пачка чбн 4 – лона 4; пачка чбн 5 – лона 5).

Аймакинский и многие другие разрезы Известнякового Дагестана и обильно фауной аммонитов, иноцерамов, морских ежей. От подошвы пачки чбн 2 появляются многочисленные *Hoploscaphites constrictus* Sow., *Hauerice sulcatum* Kner., *Pseudocossmaticeras brandti* Redt., *P. galicianum* Favre, в большом количестве экземпляров встречаются *Bostrychoceras schloenbachii* Favre с середины пачки отмечаются *Baculites vertebralis* Schlut. Первый и последний из перечисленных видов распространены до кровли чабанской свиты, другие виды – в пределах пачек чбн 2 и чбн 3. В верхах пачки чбн 3 (в верхней подпачке) появляется редкий *Diplomoceras cylindraceum* Derf., поднимающийся до середины пачки чбн 4. В пачке чбн 5 встречаются *Pseudophyllites incertus* Forb., *Neancyloceras retrorsum* Schlut. (в низах), *Phylloceras surya* Forb. (в середине), *Pachydiscus gollevillensis* Orb. (в верхах).

Наиболее представительны в Известняковом Дагестане иноцерамы (Плугин, Смирнов, 1972; Алиев и др., 1982). В пачке чбн 2 обильны радиально-ребристые – *Inoceramus alaeformis* Zek., *I. helveticus* Heinz. и др. В пачке чбн 3 эти иноцерамы отсутствуют, в нижней, большей ее части (80 м) очень часто встречаются *Inoceramus buguntaensis* Dobr. et Pavl. и подвиды из гру-

пы «balticus», появляется *Inoceramus caucasicus* Dobr. В верхней части (60 м) пачки чбн 3 (в верхней подпачке) иноцерамы представлены большим комплексом «сквозных» кампан-маастрихтских видов. В.М.Харитонов (Алиев и др., 1982) выделяет в этой части разреза два комплекса, состоящих в основном из новых эндемичных видов иноцерамов, имеющих узкое распространение: нижний – слои с *Inoceramus arcoides* Khar., *I. moskvini* Khar., *I. scharuensis* M. Aliev et Khar. и др.; верхний – слои с *Inoceramus supremis* Khar. и др.

К кровле пачки чбн 3 приурочено обильное скопление различных видов иноцерамов, в том числе из группы «balticus», тогда как с подошвы пачки чбн 4 наблюдаются только редкие и единичные *Inoceramus* «caucasicus» Dobr. (= *tegulatus* Hag.), *Inoceramus regularis* Orb. и некоторые другие виды. С подошвы пачки чбн 5 появляются формы из группы «*tegulatus*» Hag. (= *dobrovi* Jel.), типичные представители которой чаще всего (местами обильно) встречаются в верхней половине этой пачки.

В пачке чбн 2 и в нижней части (80 м) пачки чбн 3 обильно представлены остатки *Orthaster alaplensis* Lamb., единично – *Coraster cubanicus* Posl. et Moskv. С подошвы пачки чбн 3 появляется *Seunaster altus* Seun., наиболее частый в верхней части (60 м) этой пачки. В пачке чбн 4 наиболее представлены *Pseudoffaster renngarteni* Portl. (местами обильно), *Echinocorys pyramidata* Portl., *Seunaster lamberti* Charl. Два последних вида поднимаются до кровли чабанской свиты.

Пачке чбн 2 и нижней части пачки чбн 3 соответствуют слои с *Reusella* – *Gaudryina* sp. (aff. *atlanta* Bailey); верхняя часть пачки чбн 3 – слои с *Bolivina incrassata* var. *incrassata* – *Glavulinoides aspera*; пачка чбн 4 – слои с *Bolivina incrassata* Reuss var. *crassa* – *Spiroplectammina dagestanica* Orel; пачка чбн 5 – слои с орбиньинами и *Abathomphalus mayagoensis* (Орел, 1970 а, b).

К.Г.Самышкина (1983) в разрезах Известнякового Дагестана выделяет только нижне- и верхнемаастрихтские комплексы фораминифер, соответствующие зонам *Globotruncanites stuarti* – *Bolivina incrassata* *incrassata* и *Abathomphalus mayagoensis* – *Bolivina incrassata* *crassa*. П.В.Ботвинник (1982) в основном по разрезам западной части Известнякового Дагестана (Чанты-Аргун и др.), а также Чеченской республики и Северной Осетии выделяет слои с *Globotruncana contusa* (Cushman) и *Plectina ruthenica* (Reuss) для нижнего и слои с *Racemiguembelina fruticosa* (Egger) для верхнего маастрихта.

Г.В.Орел (1970) подчеркивает, что вид *Bolivina incrassata* Reuss var. *incrassata* Reuss, обычный и руководящий для всего нижнего маастрихта у других авторов, по ее данным, встречается только в верхней части нижнего маастрихта (верхи пачки чбн 3). К этому следует добавить, что вид *Bolivina kalinini* Vass., обычный и руководящий для верхнего кампана или верхов верхнего кампана

(Ботвинник, 1982), Г.В.Орел указывает в составе своего нижнего комплекса и нижнего маастрихта (чбн 2 и низы чбн 3). Такое расхождение, возможно, связано с разным пониманием кампан-маастрихтской границы.

Маастрихтские (урминские) отложения аймакинского литолого-формационного типа прослеживаются в разрезах (с запада на восток): Мехельт 300 м, Бетли 200, Аймаки 370, Кизил-яр 277, Леваши 300, Шамхал-даг и Герга 420 и Сергокала 220 м. Изменение мощности в рядом расположенных разрезах (от 10-20 до 40 км) в 1,5-2 раза в значительной степени обусловлено развитием внутрiformационных палеооползневых деформаций. Последние в основном развиты в пределах Аймаки-Левашинского и Герга-Шамхалдагского локальных палеопрогибов. Палеооползневые процессы приводят в одних местах к увеличению мощности, в других – к ее уменьшению за счет выпадения из разрезов, расположенных на бортах палеопрогибов, части осадков, перемещающихся к центру прогибов.

При уменьшении мощности (не в связи с палеооползнями) до 200-150 м повышается карбонатность всех пачек чабанской свиты, особенно пачек чбн 2 и чбн 4, и свита приобретает монолитный или почти монолитный облик, как в стратотипическом разрезе. Мощность ее отложений в разрезах на востоке: Гаша 150, Каякеит 186 м; на севере: Кака-Шура 122 м, Эльдама 70, Тагги 126, Чиркей 160, Хубар 130 и Шамхал-Булак 167 м. Только в более мощных разрезах (Берекей 229, Ачи-су 270 и Заузанбаш 215 м) выделяются более глинистые пачки чбн 2 и чбн 4.

Резко отличается разрез маастрихта по р. Рубас-чай (500 м): аналог пачки чбн 2 (лона 1) – глинистые и алевропелитовые сильноглинистые известняки отдельными пластами известковистого алевролита, с частыми интервалами (0,5-15 м) палеооползневых деформаций (90% мощности) (152 м); аналог пачки чбн 3 (лоны 2 и 3) – сильноглинистые алевропелитовые и алевроитистые известняки в почти непрерывных палеооползневых интервалах, с пачками (до 15 м) известковистых песчаников, увеличивающихся в верхней части (до 60 м) (153 м); пачка чбн 4 (лона 4) – глинистые известняки на 80-90% мощности палеооползневых деформациях (137 м); пачка чбн 5 (лона 5) – слабоглинистые известняки на 90% мощности в палеооползневых деформациях.

Севернее р. Рубас-чай алевроитистость и песчанность маастрихта (урминского горизонта) уменьшаются, с уменьшением мощности (Балхас-Хунук 418 м, р. Уллу-чай 183 м), до полного отсутствия, но палеооползневые деформации продолжают составлять 89-90% разреза. В разрезе по р. Уллу-чай (у с. Маджалис) отсутствуют пачка чбн 2, нижняя часть пачки чбн 3 и верхи пачки чбн 5 в основном за счет сползания соответствующих осадков в восточном (Балхас-Хунук) и южном (р. Рубас-чай) направлениях.

Южнее р. Рубас-чай, в разрезах по рекам Куаргчаг-су (337 м) и Цмур-чай (200 м), присутствуют только нижнемаастрихтские отложения (верхний маастрихт смыт плиоценовой эрозией), представленные толщей алевритистого и песчанистого детритового глауконитового известняка с частыми конкрециями фосфорита. Вниз по течению р. Цмур-чай (10 км) мощность этой толщи уменьшается до 60 м (Каясумкепт).

В Акушинском разрезе нижнемаастрихтские отложения переходного, аймаки-рубасчайского, типа (190 м). Западнее в Буцринском разрезе отложения маастрихта относятся к аймакинскому типу и представлены в полном объеме (167 м). В этих и других южных разрезах Известнякового Дагестана палеооползневые деформации отсутствуют. Аймакинский облик имеют и отложения маастрихта самого западного из южных разрезов – по р. Ансалта (542 м), который отличается почти полностью палеооползневым строением пачки чбн 4 (166 м) и наличием пластов детритового известняка в пачке чбн 3 (130 м).

Значительно отличаются разрезы маастрихта (урминского горизонта) западного и северо-западного участков Известнякового Дагестана. По р. Басс (490 м) аналог пачки чбн 2, несмотря на большую мощность, более карбонатный по сравнению с аймакинским типом, в аналоге пачки чбн 4 часты (через 2-10 м) пласты серого слойчатого песчанистого известняка или мелкозернистого известковистого песчаника, а пачка чбн 5 содержит интервалы (до 15 м) палеооползневых деформаций.

Сходный разрез маастрихта (урминского горизонта), но меньшей мощности, развит восточнее, по рекам Элистанжи, Хулхулау (450-400 м), Аксай, Ярык-су (210 м), и западнее, по рекам Аргун (190 м), Мартанга, Гехи (около 150-100 м), Фортанга, Сунжа (100 м). С уменьшением мощности повышается карбонатность, и маастрихтская (урминская) толща становится более однородной, более сходной с дженгутайским (чабанским) типом разреза.

В этих западных разрезах по П.П.Лысенкову и П.В.Ботвиннику (1976), верхи верхнего кампана и маастрихта соответствуют *пехилойской свите* (р. Чанты-Аргун, с. Нехилой). Судя по фактическим данным из других работ этих исследователей (Лысенков, Талалаев, 1965; Даниленко и др., 1980), к верхам верхнего кампана они относят аналоги пачки чбн 2, а местами, вероятно, и аналоги пачки чбн 3, а пачку чбн 4 считают нижнемаастрихтской. Этим, видимо, и объясняется отмеченное выше расхождение в микрофаунистических комплексах верхов верхнего кампана и низов маастрихта.

Дженгутайский (чабанский) тип разреза имеют маастрихтские (урминские) отложения и в осетинской части междуречья Кодахчин-Урух, где их мощность обычно не превышает 40-60 м. Исключение составляют разрезы маастрихта по рекам Ардон (116 м) и Урух (80 м). Во всех этих разрезах маа-

стрихт представлен глинистыми и слабоглинистыми известняками, с отдельными пластами и прослоями (0,05-0,2 м) зеленовато-серого мергеля, более частыми на уровнях аналогов пачек чбн 2 и чбн 4. В разрезе по р. Фиагды весь маастрихтский интервал (44 м) состоит из палеооползневых пачек (0-15 м), разделенных маломощными (2-3 м) пачками нормальной слоистости.

Во всех разрезах осетинского междуречья комплексы макрофауны описаны по числу видов и количеству экземпляров, но содержат руководящие виды: *Hauericeras sulcatum* Kner., *Hoploscaphtes constrictus* Sow., *Orthascaphtes alaplensis* Lamb., *Pseudoffaster renngarteni* Schmidt., *Inoceramus «caucasicus»* Dobr. (= *tegulatus* Hag.), *Inoceramus «tegulatus»* Hag. (= *dobrovi* Jel.). Отсутствие радиально-ребристых иноцерамов подрода *Trochoceras*, как и объединение комплексов макрофауны, связано с фацialsными изменениями. Не исключено, однако, что пачка чбн 2 (лона 1) здесь частично или полностью отсутствует, хотя явных следов перерыва на границе с кампанскими отложениями не наблюдается.

В пределах Терско-Суиженского района передовой складчатости маастрихтские отложения имеют мощность 70-125 м и представлены однообразной толщей слабоглинистого и почти чистого, местами мелоподобного известняка. Мелоподобность возрастает с востока на запад: Гудермес 125, Бугуны 70-80, Ястребиная 90, Старогрозненская 90-100, Хаян-Корт 80-90, Эльдаровская 100, Али-Юрт 70-90, Карабулак 70-115, Заманкул 80-100, Малтабек 70-80, Харбижин 100 и Арак-Далатерек 80-90 м. Мелоподобность маастрихтских отложений хорошо отражается резкой отрицательной аномалией на кривой ПС. В низах маастрихта, очевидно, в интервале аналога пачек чбн 2 (15-30 м), сохраняются обычные для сравнительно чистого, но не мелоподобного известняка высокие значения КС. Такой же тип отложений маастрихта развит севернее на площадях Галюгаевская (75 м) и Бурунная (100 м).

Западнее р. Урух, в междуречье Черек-Малка, отложения маастрихта имеют осетинский литолого-формационный облик. Но некоторые изменения наблюдаются уже с разреза по р. Баксан (127 м), где нижний маастрихт (59 м) представлен тонкослоистыми глинистыми известняками с прослоями мергелей. Основание (10 м), а верхний – белым чистым мелоподобным известняком. В других разрезах этого междуречья мощность маастрихта, соответствующего **заюковской свите** (А.Е. Ткачук: с. Заюково, р. Баксан), колеблется: Черек около 60, Хеу 85, Белая 155, Чегем 160 и Малка 100 м.

В нижнем маастрихте (нижнеурминский подгоризонт) междуречья Черек-Малка встречаются *Hoploscaphtes constrictus* Sow., *Hauericeras sulcatum* (Kner.), в верхах – *Belemnella lanceolata* Schloth., а также морские ежи и иноцерамы; в верхнем маастрихте – *Pachydiscus neubergicus* Hauer, *Pseudoffaster*

renngarteni Schmidt, *Inoceramus tegulatus* Hag. Судя по распространению макрофауны, самые пизы толщи мелоподобного известняка имеют еще раннемаастрихтский возраст и примерно аналогичны пачке чбп 3 (лоны 2 и 3).

Резко отличен от предыдущих разрез маастрихта по участку рек Золук. По длине р. Южная Золка выше пачки чередующихся известняков и мергелей с позднемелоподобной макрофауной (аналог подпачки чбп 1-2) следуют: аналог пачки чбп 2 (лона

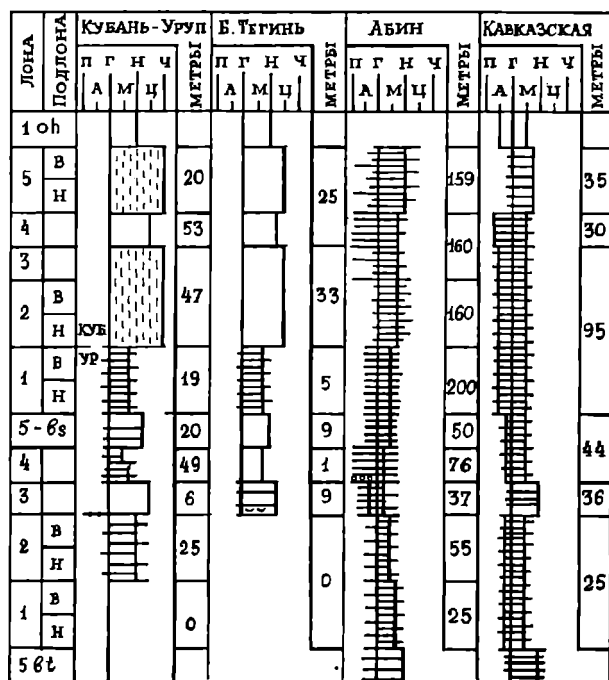


РИС.4.4.3. ОСНОВНЫЕ РАЗРЕЗЫ БАССКОГО И УРМИНСКОГО ГОРИЗОНТОВ /ПРОДОЛЖЕНИЕ 2/

1) – мергели с редкими пластами (0,1-0,5 м) глинистых известняков с *Hoploscaphites constrictus* Sow., *Hauericeras fayoli* Gross., *H. sulcatum* (Kner.) и обломками раковин иноцерамов (48 м); аналог пачки чбп 3, состоящий из подпачки (15 м) переслаивающихся глинистых известняков и мергелей, с преобладанием последних, и подпачки (28 м) глинистых известняков с подчиненными прослоями (0,1-0,3 м) мергелей с *Inoceramus caucasicus* Dobr., *Hauericeras fayoli* Gross., *Diplomoceras cylindraceum* Defr. и *Seunaster altus* (Seun); аналог пачки чбп 4 (лона 4) – чередование глинистых известняков (до 0,7 м) и мергелей (0,3-0,6 м), с *Pachydiscus neubergicus* (Hauer.), *P. colligatus* (Binkh.), *Baculites anceps* Lamb., *Inoceramus tegulatus* Hag., *Pseudoffaster renngarteni* Schmidt, *Seunaster lamberti* Charl. (28 м); аналог пачки чбп 5 (лона 5) – белые мелоподобные толстоплитчатые (до 0,6 м) известняки с *Hoploscaphites constrictus* Sow., *Pseudophyllites indra* (Ford.), *Inoceramus tegulatus* Hag. (=dobrovi Jel.) (13 м).

Северо-западнее бассейнов рек Золук, в долине р. Подкумок, маастрихтские отложения отсутствуют, и кампан контактирует с мергельной эльбур-

ганской свитой. В левых западных притоках р. Подкумок маастрихт представлен **бугутинской свитой** (свитой «бугутинских песчаников»), выделенной К.А. Прокоповым в 1936 г. В приустьевой части р. Бугуты, на склоне горы Дубровка, нижний маастрихт сложен толщей (50 м) мелкозернистых известковистых, глауколитовых песчаников с *Hoploscaphtes constrictus* (Guetteria rocardi Cotteau, *Orthaster alaplensis* (Lamb.), *Inoceramus buguntia* Dobr.; верхний маастрихт – толщей (50 м) алевритистых известняков с слоями известковистых песчаников, с *Hoploscaphtes constrictus* Sow., *Seunamberti* Charl., *Inoceramus «tegulatus»* Hag. (= *dobrovi* Jel.). Бугутинская свита по преобладанию песчаного материала в нижней части сходна с чашанской свитой рубасчайского типа.

Фация «бугутинских песчаников» развита на ограниченном участке. У верховьях р. Бугуты маастрихтские (урминские) отложения преимущественно алевритистыми известняками, а в соседней долине р. Дубровка песчаники отсутствуют. Севернее «бугутинские песчаники» (95 м) вскрыты гидрогеологическими скважинами у г. Ессентуки и Кавминводской опорной скважиной, в которой сохранилась, видимо, только нижняя часть нижнего маастрихта. Между горами Бык и Железная и на горе Бештау маастрихт представлен толщей алевритистого известняка и мергеля мощностью около 10 м.

Западнее участка развития фации «бугутинских песчаников», в меридионе Кума-Уруп, состав и строение маастрихтских отложений – примыкающего к осетинскому типу. Сходство заключается в сравнительно литологическом однообразии толщи слабоглинистых и чистых известняков и отличие – в более четком обособлении аналога пачки чбн 2, представленного чередующимися пластами и пачками глинистых или сильноглинистых известняков и мергелей (Кума 56, Кубань 19, Малый Зеленчук 20, Большой Зеленчук 27 и Уруп 33 м). В этой части разреза встречаются *Hoploscaphtes* sp., *Bostrychoceras* aff. *galicianum* (Favre), *Austrinocrinus radiatus* Ar., *Echinocorys* cf. *pyramidata* Portl., *Echinocorys vulgarica* Leske, *Ech. sulcata* (Inoceramus) *regularis* Orb. Нужно отметить, что первоначально этот аналог пачки чбн 2 относился к самым верхам верхнего кампана – зоне *Micragrimmensis* (Москвин, 1962).

Выше в разрезах междуречья Кума-Уруп лежит однообразная толща из известняков, часто мелоподобных известняков (Кума 140 м, Кубань 120, Малый Зеленчук 123, Большой Зеленчук 112 и Уруп 116 м). В пизах этой толщи на р. Кубань в 47, на р. Большой Зеленчук в 52 метрах встречаются указанные выше нижнемаастрихтские виды, а также *Inoceramus «caucasicus»* De Seunaster altus (Seun.), *Belemnella lanceolata* (Schloth.). В верхнемаастрихтской части этой толщи (Кубань 72 и Большой Зеленчук 60 м) найдены

Pseudofaster renngarteni Shmidt, *Seunaster lamberti* Charl., *S. altus* (Seun), *Inoceramus «caucasicus»* Dobr., а в самых верхах, кроме того, *Hoploscaphites constrictus* Sow., *Pachydiscus neubergicus* (Hauer.), *Gaudryceras planorbiformis* (Boehm.), *Inoceramus «tegulatus»* Nag.

На юге Центрального Предкавказья состав и строение маастрихтских (урминских) отложений – того же типа, что в междуречьях Черек – Малка и Кума – Уруп. Мощность отложений яруса колеблется в основном в пределах 100-130 м, местами достигая 150 м или уменьшаясь до 40-20 м. Резкое уменьшение мощности связано с последующим размывом и с развитием перерыва между кампаном и маастрихтом. Подъярусы маастрихта устанавливаются по комплексам фораминифер: нижний – слои с *Bolivinoidea draco*; верхний – слои с *Bolivina incrassata* var. *crassa*.

Корреляция разрезов скважин осуществляется с помощью каротажной характеристики. Большая часть нижнего маастрихта (нижнеурминского подгоризонта), представленная глинистым и слабоглинистым известняком (аналог пачки чбн 2 и, возможно, низов пачки чбн 3), характеризуется положительными значениями по кривой ПС и высокими сопротивлениями на кривой КС (около 30% разреза). Верхи нижнего маастрихта и весь верхний маастрихт – толща мелоподобных известняков, которая повсеместно характеризуется глубокой отрицательной аномалией ПС и резко дифференцированной кривой КС. На этом фоне в основании верхнего маастрихта часто выделяется пачка (до 20 м) глинистого, алевролитистого известняка, имеющая самые низкие значения КС.

В восточной части юга Центрального Предкавказья с юга на север мощность маастрихтских отложений по разрезам площадей меняется: Зольская 100-160, Марьинская 80-150, Прохладненская 110, Лысогорская 115-150, Советская 90-130, Курская 80-90, Сизовская 130, Сухопадненская 80-130, Отказненская 116, Соломенская 80 и Степановская 100 м; по Минераловодско-Александровскому профилю: Кумская 46, Нагутская 120, Северо-Нагутская 70-130, Александровская 50-100 и Китаевская 25 м; в западной части: Черкесская 100 м, Черкесская опорная 115, Беломечетская и Родниковская 100, Дубово-Балковская и Янкульская 100-120, Северная 100 и Сергиевская 130 м.

На севере Центрального Предкавказья маастрихтские (урминские) отложения по составу те же, что и на юге, но обычно небольшой мощности и неполного объема. В центральной части, на северном продолжении Минераловодско-Александровского профиля, они отсутствуют (площади Пошелкинская, Выгонная, Серафимовская, Сельская, Каменская, Арзгирская, Голубинская и др.). Западнее этого участка мощность меняется (с юга на север): Журавская 10-30, Журавско-Благодарненская, Журавско-Мирненская, Благодарнен-

ская, Садовая и Мирненская 30-60, Кучерлинская 30-40, Кенжекулакская 50, Западно-Голубинская 20 м; восточнее мощность маастрихта несколько больше: Чернолесская 75 м, Архангельская 85, Прасковейская 50-80, Совхозная 70, Колодезная 60-70, Максимокумская 50-60 и Арбалинская 60 м.

Во всех разрезах присутствует пачка белых мелоподобных известняков верхнего маастрихта, чаще сокращенная по мощности за счет выпадения ее верхов. В наиболее полных и мощных разрезах (50-80 м) сохраняется часть низ нижнего маастрихта (аналог чбн 2, 10-20 м), отличающаяся, как и на юге, в сокими значениями КС при положительной аномалии ПС. При меньших значениях мощности низы нижнего маастрихта, как правило, отсутствуют.

Л.С.Тер-Григорянц (1976) характеризует отложение маастрихта севера Центрального Предкавказья одним комплексом фораминифер, но указывает на некоторые отличия в его составе для низов и верхов разреза.

В северной части Восточного Предкавказья, в пределах Прикумской системы поднятий, маастрихтские (урминские) отложения идентичны по мощности, литологическому составу и по каротажной характеристике тем: отложениям восточной части Центрального Предкавказья (площади с запада на восток): Озек-Суат 60-70 м, Плавенская и Баджановская 70, Сухокумская и Южно-Сухокумская 50-70, Солончаковская 70-80, Степная 80-90, Кочубеевская 60 м. Южнее Прикумской системы поднятий мощность отложений маастрихта в разрезах площадей в среднем меньше: Союзная 50, Мектебская 60, Капиевская 50-60, Тарумовская 60, Каясулинская 50, Ортыбашинская 50, Дружба 56 и Березкинская 50 м. Исключением является разрез опорной Александрийской скважины, в котором мощность маастрихта 100 м, а его литологический состав и строение ближе к типу разрезов Терско-Сунженской зоны. К.Г.Самышкина (1983) выделяет для Прикумского района Дагестана маастрихтский комплекс фораминифер, существенно отличающийся от комплекса Л.С.Тер-Григорянц (1976).

На западе Центрального Предкавказья, в пределах Ставропольского свода, маастрихтские (урминские) отложения отсутствуют только там, где отсутствуют отложения всего верхнего мела (площади Сенгилеевская, Убеженская, Убеженско-Николаевская, Успенская). По периферии этого участка мощность отложений маастрихта 40-60 м (площади Надзорненская, Польская, Казинская, Северо-Ставропольская, Новокубанская, Армавирская), состав – известняковый, но с большей глинистостью и с появлением алевропелитовой и алевролитовой фракций. Южнее (площадь Бесскорбенская) маастрихт представлен толщей переслаивающихся известняков и мергелей с пластами известковых песчаников и алевролитов или содержит алевролитовую и песчаную примесь в низах известняковой толщи (площади Чайкинская, Чамлыкская).

К северу и северо-западу мощность маастрихтских отложений возрастает (Безопасненская 47 м, Петровская 80, Кугультинская 126, Ульяновская 75-113, Дивненская 114 и Красногвардейская 70-80 м) и повышается терригенность пород – глинистый, сильноглинистый известняк, прослой мергеля и известковистого, местами глауконитового, алевролита.

Западнее р. Уруп, в междуречье Уруп-Хокодзь, маастрихтские (урминские) отложения резко сокращаются по мощности и в объеме. В долине р. Бердячка они еще сохраняют полный объем (100 м). По р. Большой Тегинь на аналоге пачки чбн 1-1 верхнего кампана залегает толща (65 м) белых чистых плитчатых известняков (с *Pseudofaster renngarteni* Schmidt, *Seunaster lamberti* Charl.) верхнего маастрихта (верхнеурминского подгоризонта). В разрезе по р. Большая Лаба от этой толщи сохраняется пачка мощностью 22 м, на которой лежит толща мергелей эльбурганской свиты. В междуречье Большая – Малая Лаба последняя контактирует с нижним кампаном.

На левобережье р. Малая Лаба, в долине р. Шедок, наблюдается пачка (15 м) песчанистого глауконитового известняка с пластом известковистого глауконитового песчаника в основании с *Echinocorys cyplyensis* Lamb., *Conulus magnificus* Orb., *Cyclaster integer* Seun. и с единичными кораллами, указывающими на позднемаастрихтский возраст. Западнее, по рекам Лакруш, Фарс, Белая, маастрихт отсутствует. В разрезе по р. Хокодзь маастрихтские (урминские) отложения вновь представлены пачкой (15 м) слабоглауконитового известняка с *Orthaster alaplensis* (Lamb.) и *Coraster cubanicus* Posl. et Moskv. в низах и с *Seunaster altus* (Seun.), *Echinocorys vulgarica* Leske, *Austinocrinus erckerti* Dames в верхах. Из фораминифер в этой пачке встречаются *Globotruncana arca* (Cushman), *Bolivina incrassata* Reuss., *B. kalinini* Vass. Судя по составу фауны, эта пачка имеет преимущественно раннемаастрихтский возраст. На правом берегу р. Хокодзь выше впадения р. Мешок в этой пачке содержится много кремневых стяжений.

На севере Северо-Западного Кавказа, в междуречье Хокодзь-Псебепс, маастрихтские отложения, как и кампанские (см. выше), попеременно представлены в нефлишевой и флишевой карбонатных формациях.

Севернее выхода верхнего мела на Хокодзь-Псебепском и Тегинь-Хокодзьском междуречьях маастрихтские отложения рассматриваются в неподдающемся пока расчленению верхнесенонском комплексе, описанном в предыдущем разделе. Однако, здесь маастрихтский возраст отложений достоверно не установлен. В.Л. Егоян (1962) предполагает присутствие местами в составе верхнесенонского комплекса (при увеличении мощности) только нижнемаастрихтских отложений.

В Западном Предкавказье маастрихтские отложения рассматриваются

(Каталог ..., 1976 г.) в подразделениях – «маастрихт» и «верхи маастрихта-даний». Из «маастрихта» разрезов скважин многих площадей Западного Предкавказья определены *Bolivinaoides draco* Marss., *Cibicides bembix* Marss., *Bolivina incrassata* Reuss. и другие виды фораминифер (Егоян и др., 1961) в основном раннемаастрихтского возраста. В разрезе Новоминской опорной скважины из верхов этого интервала определен позднемаастрихтский комплекс фораминифер: *Bolivina incrassata* var. *crassa* Vass. и сопровождающие виды (Егоян и др., 1961). Из низов интервала «верхи маастрихта-даний» в скв. 35 на площади Армавирская определен комплекс фораминифер маастрихтского возраста (Егоян, 1962). Из вышележащих отложений этого подразделения определены датско-палеоценовые фораминиферы.

Руководствуясь этими возрастными определениями и предположением о региональной выдержанности литолого-формационного строения маастрихт-датских отложений, можно предположить на примере разреза скв. 4 на площади Кавказская такое расчленение: 3040-2945 м – низы «маастрихта» (аналог пачек чбн 2 и 3 – лоны 1, 2, 3) – алевритистые мергели (95 м); 2945-2915 м – верхи «маастрихта» (аналог пачки чбн 4 – лона 4) – песчанистые мергели (30 м); 2915-2880 м – низы «маастрихт-дания» (аналог пачки чбн 5 – лона 5) – глинистые и сильноглинистые известняки (35 м); 2880-2855 м – верхи «маастрихт-дания» (аналог пачек охл 1 и 2 охлинского горизонта) – алевритистые мергели (25 м); 2855-2820 м – низы ейской свиты (аналог пачки охл 3) – сильноалеовритистые мергели (35 м).

Аналоги пачек чбн 3 и чбн 5 как более карбонатные вырисовываются на кривых КС более высокими значениями; аналоги пачек чбн 2, чбн 4, охл 1 и охл 2 – низкими значениями; аналоги низов ейской свиты – еще более низкими значениями КС.

Маастрихтские (урминские) отложения в Западном Предкавказье распространены не повсеместно. Они отсутствуют на большинстве площадей Каневско-Березанской системы поднятий (Бейсугская, Бриньковская, Приморско-Ахтарская, Каневская, Челбасская, Березанская, Выселковская, Двубратская, Усть-Лабинская, Ладожская, Некрасовская) и на площадях северо-западного участка (Незамаевская, Кальниболотная, Терновская). На других участках Западного Предкавказья мощность маастрихта 50-150 м. В средней части Западного Предкавказья (Тимашевская ступень, Западно-Ставропольская впадина) литологический состав маастрихта аналогичен указанному на Кавказской площади. Севернее (площади Песчанокопская, Куцевская, Сальская и др.) отложения становятся более алевритистыми и песчанистыми.

Местами (площади Куцевская, Сердюковская, Староминская, Великая Тенгинская, Кошехабельская) мощность маастрихта менее 50 м. В этом случае

в разрезах обычно сохраняются только нижнемаастрихтские отложения, что, вероятно, связано не только с раннепалеоценовыми размывами, но и с предпозднемаастрихтским перерывом в осадконакоплении (Егоян, 1962).

Охлинский горизонт. Даний.

Датские (охлинские) отложения в пределах Северного Кавказа и Предкавказья имеют сравнительно с верхнемеловыми отложениями меньшее распространение, отличаются большой литологической изменчивостью, чаще представлены в неполном объеме, мощностью в среднем 30-50 м, а на значительной территории – не более нескольких метров.

В Известияковом Дагестане мощность датских отложений и их стратиграфическая полнота максимальны. Здесь отложения выделяются в виде **охлинской свиты (охл)**. В стратотипическом Аймакинском разрезе (южнее сел. Охли) свита мощностью 300 метров (см. описание в гл. 3). Охлинская свита делится на три подсвиты – три пачки, соответствующие трем лонам (1, 2 и 3) горизонта.

Охлинская свита хорошо отличается от подстилающей плитчатой чабанской свиты волнистой слоистостью, особенно выраженной в подпачке охл 1-1. Мощность свиты в Аймакинском разрезе увеличена за счет внутриформационных палеооползневых деформаций, при условном исключении которых она уменьшается почти вдвое (170 м). Восточнее, в разрезе по р. Халатгорк (у сел. Леваши), мощность свиты 84 м, пачка охл 3 (лона 3) отсутствует,

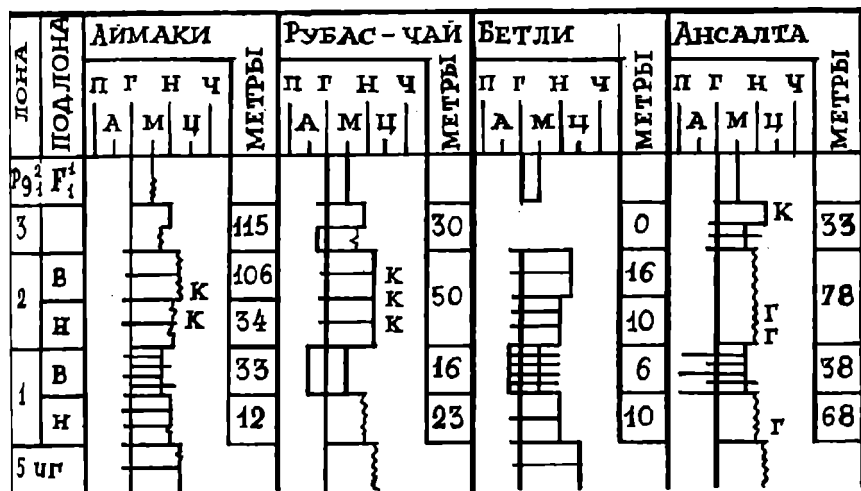


РИС. 4.5.1. ОСНОВНЫЕ РАЗРЕЗЫ ОХЛИНСКОГО ГОРИЗОНТА

а пачки охл 1 и охл 2 на 70% представлены в палеооползневых деформациях. Верхние свиты, вероятно, первоначально отсутствовали и в более восточных разрезах по р. Герга (170 м) и горы Шамхал-даг (44 м).

В разрезах по рекам Кака-озень (у сел. Сергокала), Гамри-озень, Уллу-чай (у сел. Маджалис) мощность охлинской свиты сокращается соответственно; 30, 19 и 40 м, и свита представлена только пачкой охл 2 (лона 2). В Уллу-чайском разрезе эта пачка целиком деформирована палеооползнями и перекрыта лежащими с угловым несогласием отложениями верхов палеоцена – низов эоцена. В междуречье Кака-озень – Гамри-озень и южнее пачка охл 2 контактирует с глинами майкопской серии олигоцена. Еще южнее, в разрезе по р. Рубас-ча охлинская свита представлена в полном объеме (146 м): подпачка охл 1-1 глинистые известняки деформированные палеооползнями (23 м); подпачка охл 1-2 – алевропелитовые, местами алевритистые мергели (16 м); пачка охл 2 слабоглинистые известняки с обильными стяжениями кремня (77 м); подпачка охл 3-1 – сильноглинистые известняки с пластами палеооползневых деформаций (16 м); подпачка 3-2 – глинистые известняки (14 м).

Выше по резкой границе лежит толща сероцветного палеоценового мергеля с крупными (до 10-70 м) глыбовыми внедрениями известняка маастрихтского и датского возраста. Наряду с глыбами в этой толще встречаются переотложенные морские ежи.

Южнее, в разрезах по рекам Куарчаг-су, Цмур-чай и западнее, в Акушском разрезе датские отложения, как и верхнемаастрихтские, отсутствуют, вероятно, вследствие предплиоценового размытия. Восточнее, в Западной Восточной зонах, датские отложения представлены в полном объеме охлинской свиты: Гаша 50, Селли 60, Каякент 23 и Берекей 56 м. Большая мощность дания (197 м) в скв. 2 на площади Балхас-Хунук, вероятно, связана палеооползневыми процессами. Областью оползневого «питания» мог служить, как и в маастрихтское время, участок разреза по р. Уллу-чай. Юго-западнее стратотипического участка охлинской свиты отложения дания отсутствуют (разрезы Салта, Буцра, Цолкита), вероятно, из-за последующих размывов. В разрезе у сел. Буцра известняки верхнего маастрихта контактируют с глинами среднего миоцена.

Севернее стратотипического участка (в 7-15 км) мощность отложений охлинской свиты уменьшается (разрезы Кизил-яр и Дженгутай 100 м), тогда как объем палеооползневых интервалов в пачках охл 2 и охл 3 возрастает (Кизил-яр – 50%, Дженгутай – почти 100% мощности). Восточнее Дженгутайского разреза оползневые деформации отсутствуют, охлинская свита представлена в полном объеме (разрез Дургели 30 м). Еще восточнее (в 7 км) в разрезе у сел. Кака-Шура мощность свиты сокращается до 8 м (охл 1-3, а

35 м). Кремневые стяжения в пачке охл 2 здесь отсутствуют. В некоторых разрезах породы пачки охл 1 имеют розовую и красно-бурую окраску. Тако- же неполного объема охлинская свита западнее, в разрезе плато Бетли (2 м); подпачка охл 1-1 – глинистые известняки (10 м); подпачка охл 1-2 – мергели с прослоями глинистых известняков (6 м); подпачка охл 2-1 – глини-стые известняки с прослоями мергелей (10 м); подпачка 2-2 – слабоглинистые известняки (16 м). Выше – пестроцветные (зеленоватые, краснобурые) мерге-ли палеоцена.

Севернее и северо-западнее во Внешней зоне Известнякового Дагестана мощность дания (охлинская свита) полного стратиграфического объема: Ме-альта 80, Аркас 60, Каранай 95, Сала-тау (левый берег р. Сулак) 84, Бурту-най (р. Акташ) 193 и Ярык-су 122 м. Отличительная особенность этих разре-зов – появление пластов песчанистого детритового известняка или известко-нистого песчаника. В восточных разрезах (Каранай, Салатау) эти пласты в-редка встречаются в пачках охл 1 и охл 3 (лоны 1 и 3), а в западных разре-зах (Буртунай, Ярык-су) они очень часты и распространены по всей охлин-ской свите, а также встречаются в верхах верхнего маастрихта и в пестроцвет-но-сероцветной свите палеоцена. В пачках охл 1 и охл 2 этих разрезов на-блюдается ритмичное флишеподобное строение – флишевый многослой со-стоит из слоев песчанистого известняка, мергеля и глинистого известняка со-тяжениями кремня в кровле.

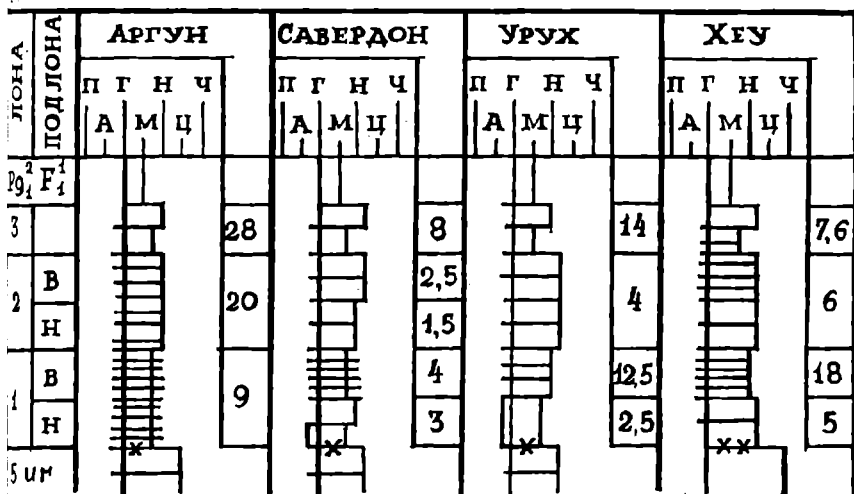


РИС. 4.5.2. ОСНОВНЫЕ РАЗРЕЗЫ ОХЛИНСКОГО ГОРИЗОНТА
ПРОДОЛЖЕНИЕ 1/

Западнее р. Малый Ярык-су (122 м) в разрезе по р. Большой Ярык мощность и объем охлинской свиты резко уменьшаются, остается ч пачки охл 2 (20-25 м), и она контактирует с толщей глины миатлин свиты майкопской серии, включающей многочисленные глыбовые дрения фораминиферовых мергелей. Кроме того, перечисленные раз Внешней зоны Известнякового Дагестана не содержат палеооползнев интервалов. Исключение составляют разрез Буртунайский и по р. Яры су, где единичные интервалы (до 10 м) палеооползневых деформаций блюдаются в пачке охл 2 (лона 2).

На самом западном участке Известнякового Дагестана и в более падных естественных разрезах охлинская свита полного объема в ц более известковистая и литологически более однородная, не содержит жений кремня и песчаных пластов. Ее мощность: Элистанджи и Бас 100 м, Аргун 40-60, Большая Мартанга и Гехи 60-80, Фортанга и Асс 20 м. В этих разрезах датские отложения рассматриваются в качестве **зойской свиты** (Лысенков, Ботвинник, 1976) (стратотип у сел. Дачузой по р. Чанты-Аргун), без расчленения на пачки, хотя в каждом и четко выделяются все три пачки охлинской свиты (три лоны охлинского горизонта).

Особый интерес представляет самый южный разрез этого участка Известнякового Дагестана по р. Ансалта (210 м): аналог пачки охл 1 – т глинистых известняков в мощных палеооползневых деформациях (6 аналог пачки охл 2 – чередование песчаных детритусовых известня глинистых известняков и мергелей (38 м); аналог пачки охл 3 – толща нистых известняков в мощных палеооползневых деформациях (96 м).

Своеобразно строение двух палеооползневых толщ (охл 1 и охл их нижних частях наблюдаются частые глыбовые внедрения (до 20- известняка туронского, коньякского и маастрихтского возраста; в них частях – интенсивные «складчатые» внутриформационные палео зневые деформации и редкие небольшие (до 2-5 м) глыбовые внедрен верхних частях – менее интенсивные «колобковые», рулетообразные, гломератовидные внутриформационные палеооползневые деформации постепенно вверх сменяющиеся слабыми «волнистыми» деформация

Охлинской свитой представлены и более западные естественные рзы дания: Сунжа 11, Камбелеевка 17, Кодахчин 35, Майрамадаг 9, Ф дон 21, Ардон 41, Савердон 19, Урух 36, Хазни-Дон 22 и Черек 24 м. В резе по р. Фиагдон пачки охл 1 и охл 2 смяты палеооползнями. Мест выделяются не только пачки, но и некоторые подпачки охлинской св

Во всех вышеуказанных естественных разрезах с подошвы подп

охл 1-1 появляются в большом количестве *Echinocorys edhemi* Boehm. и редко *Echinocorys sulcata* Goldf. Единично в подпачке охл 1-1 встречаются *Cyclaster danicus* Schlut. В подпачке охл 1-2 уменьшается количество экземпляров первого вида и, наоборот, возрастает встречаемость трех других видов, появляются *Echinocorys pyrenaica* Seun., *Ech. obliqua* Ravn., *Coraster schaericus* Seun., *Galeaster minor* Posl., *Orthaster munieri* (Seun), поднимающиеся и в пачку охл 2. Единично в подпачке охл 1-2 встречаются *Pseudogibbaster akkajensis* Posl. et Moskv., *Basseaster rostratus* Lamb., *Concinnithyris fallax* (Lndr.), *Cyclothyris plicatilis* (Sow.).

В пачке охл 2 (лона 2) наиболее представлен *Cyclaster gindreii* (Seun.), особенно обильный в средней ее подпачке, единично встречается *Pseudogibbaster depressus* (Kongiel), редко встречаются *Galeaster carinatus* Ravn., *Homoeaster abichi* (Ant.) и, виды, переходящие из подпачки охл 1-2. В подпачке охл 1-2 и в пачке охл 2 очень редко встречается *Hercoglossa danica* (Schloth.).

Из перечисленных видов морских ежей в пачку охл 3 (лона 3) поднимаются в небольшом количестве виды *Echinocorys pyrenaica* Seun., *Ech. obliqua* Ravn., *Coraster sphaericus* Seun. (наиболее частый) и *Homoeaster abichi* (Ant.). Единично в пачке охл 3 встречаются *Pseudogibbaster tercensis* Cott. и *Coraster ansaltensis* Posl.

Толща залегающих выше мергелей палеоценовой пестроцветно-сероцветной свиты фораминиферовой серии обычно макрофауну не содержит. Только в разрезе по р. Джинаби-чай (междуречье Рубас-чай – Уллу-чай) в низах этой толщи определены немногочисленные *Orthaster dagestanensis* Moskv., *Homoeaster cf. abichi* (Anth.), *Galeaster dagestanensis* Posl. et Moskv., *Garumnaster cf. michaleti* Lamb., а в ее верхах обильные *Echinocorys dioscuriae* Schwetz., *Ech. anciliforma* Moskv. et Schim., *Brissopneustes schwetzovi* Posl. et Moskv., *Aturia* (*Aturoidea*) *nephela* Korobk. (данные М.М.Москвиной).

К.Г.Самышкина (1983) на основании изучения фораминифер из естественных разрезов Известнякового Дагестана выделяет три их комплекса, соответствующие трем названным пачкам: *Globorotalia pseudobulloides* (охл 1), *Globoconusa daubjergensis* (охл 2), *Subbotina triloculinoides* (охл 3). П.В.Ботвинник (1982) выделяет слои с *Globoconusa daubjergensis* и *Globorotalia compressa* (охл 1 и охл 2), слои с *Acarinina inconstans* (охл 3).

В южной предгорной части Восточного Предкавказья, за редким исключением, охлинская свита представлена в полном объеме всех трех пачек. Наиболее изменчивы по полноте и мощности разрезы Сулакского и Эльдама-Кукурттаусского выступов Дагестанского клина и их окруже-

ния (с востока на запад): Избербаш 36, Ачи-су 47, Эльдама около 1,5, Иргин 22, Уйташ 60, Талги (гора Кукурттау) 62, Ленинакент 85, Терпаир 92, Заузанбаш и Чубар-Арка 65, Шамхал-Булак 40, Хубар 46 и Дылым 61 м. Севернее Эльдама на площадях Гели-Параул и Карабудахкент датские отложения, как и отложения маастрихта (Карабудахкент) и палеоцено-эоцена, отсутствуют из-за последующих размывов.

Западнее р. Сулак в пределах Терской и Сунженской зон передовой складчатости мощность дания (охлинской свиты) в разрезах площадей уменьшается: Восточный Гудермес 36, Западный Гудермес 23, Брагунская 15-20, Ястребиная 20, Хаян-Корт 25, Октябрьская, Старогрозненская 20-30, Эльдаровская 10-15, Али-Юртовская 10-30, Карабулакская 20-30, Заманкульская 25-30, Малгобекская 20-25, Харбижин 25 и Арак-Далатерек 15-20 м. При уменьшении мощности менее 15 м из разреза местами выпадают верхи и низы охлинской свиты. В подавляющем большинстве разрезов скважин пачки и некоторые подпачки охлинской свиты отражаются на кривой КС: пачка охл 1 и подпачка охл 3-1 – низкими значениями сопротивлений, а пачка охл 2 и подпачка охл 3-2 – сравнительно высокими. Нижняя и верхняя границы свиты очень четко фиксируются резким падением значений КС и при переходе от слабоглинистого или чистого известняка верхов верхнего маастрихта, и при переходе от подпачки охл 3-2 или от пачки охл 2 к мергелям палеоцена.

Датские отложения центральной части Северного Кавказа литологически весьма изменчивы, что осложняет и делает спорным определение их объема. С востока на запад разрез дания постепенно становится все более терригенным. Отличие от охлинского типа наблюдается уже в западной части междуречья Ардон-Черек. Так, в разрезе по р. Урух залегают: аналог подпачки охл 1-1 (нижняя подлона лоны 1) – мергелеподобные известняки с обильными *Echinocorys edhemi* Boehm и редкими *Ech. cf. sulcata* Goldf. (2,5 м); подпачка охл 1-2 (верхняя подлона лоны 1) – глинистые известняки с прослоями мергелей, в верхней части (5 м) – чередование глинистых и мергелеподобных известняков, с частыми *Echinocorys edhemi* Boehm., *Ech. renngarteni* Moskv., *Ech. pyrenaica* Seun. и редкими *Hercoglossa danica* (Schloth.) (12,5 м); пачка охл 2 (лона 2) – слабоглинистые известняки с прослоями глинистых известняков, с частыми *Coraster sphaericus* Seun., *Echinocorys pyrenaica* Seun. (4 м); аналог подпачки охл 3-1 – мергели с прослоями сильноглинистых известняков (10 м); аналог подпачки охл 3-2 – среднеглинистые и слабоглинистые известняки с редкими *Echinocorys pyrenaica* Seun. (4 м). Выше залегают зеленовато-серые мергели (4 м) и еще выше – пестроцветные мергели.

В последних двух мергельных пачках определены *Globorotalia angulata* (White.), *Gl. conicotruncata* Subb., *Gl. crassata* (Gushm.), *Acarinina intermedia* Subb., и другие виды палеоценового комплекса фораминифер.

Возраст подразделений описанного интервала Урухского разреза является спорным. По данным Н.С.Маслаковой и Н.Н.Субботиной*, *Globorotalia angulata* (White) появляется в пачке охл 2 и обильно представлена в подпачке охл 3-2, а *Acarinina inconstans* – в пачке охл 2 и в аналоге подпачки охл 3-1. П.В.Ботвинник считает, что на междуречье Фиэгдон-Хеу (в том числе по р. Урух) даний представлен только нижним подъярусом с *Echinocorys renngartni* Moskv., т.е. только диапазоном распространения *Hercoglossa danica* (Schloth.) – объемом пачек охл 1 и охл 2.

В 35 км северо-западнее р.Урух, по р. Хеу, выделяются: подпачка охл 1-1 – слабоглинистые волнистослоистые известняки с *Echinocorys edhemi* Boehm (5 м); подпачка охл 1-2 – сильноглинистые известняки с прослоями мергелей, с *Echinocorys edhemi* Boehm (в низах), *Ech. renngarteni* Moskv., *Ech. sulcata* Goldf., *Ech. pyrenaica* Seun. (в верхах) (18 м); пачка охл 2 – глинистые известняки с прослоями мергелей, с *Echinocorys renngarteni* Moskv., *Ech. pyrenaica* Seun., *Ech. obliquus* Ravn. и единичными *Hercoglossa danica* (Schloth.) (6 м); подпачка охл 3-1 – мергелеподобные известняки с *Echinocorys* aff. *rectus* Kongiel, *Coraster balchanensis* Moskv. и с обильными *Acarinina inconstans* Subb. (5 м); подпачка 3-2 – слабоглинистые известняки, с редкими *Echinocorys* sp., *Pentacrinus* sp. и обильными *Globotruncana angulata* (White) (2,6 м). Выше по резкой границе со следами размыва лежит толща мергелей с палеоценовым комплексом фораминифер.

П.В.Ботвинник и Г.И.Дагаева (1978) в результате детального изучения разреза дания и палеоцена по р. Хеу выделяют следующие фораминиферовые зоны и подзоны: пачки охл 1 и охл 2 – зона *Globocosa daubjergensis* – *Globorotalia compressa*: охл 1-1 – подзона с *Globigerina fringa* Subb. и др.; охл 1-2 – подзона с частыми *Globigerina edita polycamera* Chal. и др.; охл 2 – подзона с обильными *Globigerina triloculinoidea* Plumm. и др.; пачка охл 3 – зона *Acarinina inconstans*: низы подпачки охл 3-1 – подзона с *Globigerina ex gr. quadrata* White и др., верхи подпачки охл 3-1 – подзона с многочисленными крупными *Acarinina inconstans inconstans* Subb. и др.; вероятно, подпачка охл 3-2 – подзона с многочисленными *Globigerina quadrata quadrata* White, единичными *Globorotalia angulata* (White) и др.

* По материалам М.М.Москвина

К сожалению, П.В.Ботвинник и Г.И.Дагаева не указывают положение в разрезе границы зоны *Acarinina inconstans* и следующей зоны - *Globorotalia angulata*, к которой относят интервал разреза мощностью 7 м (вероятно, мергельной толщи) по обилию вида-индекса. Выше в 6-метровой пачке зеленовато-серого глинистого мергеля выделяется зона *Acarinina praepentacamerata*, затем в пачке пестроцветного мергеля – слои *Acarinina tadjikistanensis djanensis* Schutzk. верхнего палеоцена.

В 7 км западнее р. Хеу в разрезе по р. Нальчик (Белая) отложения дания в объеме пачек охл 1 и охл 2 (лоны 1 и 2) литологически однотипны с описанными выше и имеют мощность 23 м. Мощность этих отложений с востока на запад сокращается: в разрезе по р. Шалушка 15, р. Баксан 12 и по р. Куркужин – 8 м. Аналогии пачки охл 3 (лона 3) в этих разрезах отсутствуют, или имеют мергельный состав.

Западнее р. Малка начинается область распространения эльбурганской свиты* датско-палеоценового возраста. В разрезе по р. Южная Золка мергельно-известковистая часть дания (10 м) содержит *Echinocorys edhemi* Boehm. (в основном в нижних 5 м), *Homoeaster abichi* (Anth.), *Echinocorys sulcata* Goldf., *Globigerina pseudobulloides* Plumm., *Globoconusa daubjergensis* Bronn. и, скорее всего, является аналогом пачки охл 1. Выше следует пачка (около 1 м) темно-серого мергеля с волнистыми прослойками алевролита (эльбурганская свита), перекрытая по резкой границе глинистым глауконитовым песчаником свиты Горячего ключа верхнего палеоцена. Подобный разрез дания наблюдается и в долинах соседних рек Добрун-Золка, Псыншоко и севернее на горе Лысой. По р. Подкумок и в скважине у станции Горячеводской эльбурганская свита контактирует с отложениями маастрихта или кампана.

В разрезе по р. Подкумок между ст. Белый Уголь и г. Ессентуки на отложениях низов верхнего кампана (аналоге подпачки чбп 1-1) залегают: толща (70 м) алевритистых мергелей с линзовидными прослойками алевролита (возможный аналог пачки охл 1); толща (80 м) кремнистых и алевритистых мергелей (аналог пачки охл 2); пачка (25 м) мергелей частично алевритистых.

В первых двух толщах встречаются остатки пелеципод, гастропод, брахиопод, редких кораллов и неопределимых до вида морских ежей (*Echinocorys*, *Pseudogibbaster*). По данным Г.П.Леонова и В.П.Алимариной (1964), первая толща, скорее всего, относится к верхней подзоне зоны *Globoconusa daubjergensis* (*Globigerina pseudobulloides*), вторая толща и

* Данные по эльбурганской свите здесь и далее М.М.Москвина

большая часть третьей пачки – к зоне *Acarinina inconstans*. В верхах третьей пачки появляются редкие *Globorotalia angulata* (White). Таким образом, в разрезе по р. Подкумок в составе эльбурганской свиты, вероятно, наблюдается интервал датских (охлинских) отложений, аналогичный по возрасту интервалу пачек охл 2 и охл 3 охлинской свиты (лоны 2 и 3).

В западной половине центральной части Северного Кавказа, в междуречье Бугунта-Уруп, в основании датских отложений залегает пачка или пласт мощностью 0,5-7 м, с фауной морских ежей. В разрезах по р. Бугунта и соседних рек эта пачка (4-7 м) зеленовато-серого мелкозернистого, известковистого, сильно глауконитового песчаника с *Echinocorys pyrenaica* Seun., *Ech. obliqua* Ravn, с остатками губок и зубов акул. В междуречье Кума-Уруп это, так называемый, кубанский «горизонт». Его мощность по разрезам рек: Кума и Кубань 0,7, Малый Зеленчук 1, 3, Большой Зеленчук 0,5 и Уруп 1,6 м. Он представлен глинистым волнистослоистым, конгломератовидным, местами алевритистым известняком, контактирующим со следами несогласия (корка ожелезнения, «карманы») с белым мелоподобным известняком маастрихта и содержащим *Echinocorys edhemi* Boehm., *Ech. renngarteni* Moskv., *Ech. sulcata* Goldf.

Выше, в междуречье Бугунта-Уруп, по резкой границе лежит толща эльбурганской свиты. В разрезах по рекам Бугунта, Дарья, Кума нижняя часть этой толщи алевритистая и песчанистая. В верховьях р. Бугунта в нее



РИС. 4.5.3. ОСНОВНЫЕ РАЗРЕЗЫ ОХЛИНСКОГО ГОРИЗОНТА
ПРОДОЛЖЕНИЕ 2/

основании прослеживается пачка известковистого глауконитового песчаника; по рекам Дарья и Кума в нижней части (50 м) свиты мергель сильно песчанистый, с тонкими прослойками известняка, с редкими остатками *Echinocorys* sp. Западнее р. Кумы мергель свиты менее песчанистый.

По данным Г.П.Леопова и В.П.Алимариной (1964) «кубанский горизонт» и нижняя часть толщи эльбурганского мергеля относятся к зоне *Globigerina pseudobulloides*, большая средняя часть толщи соответствует зоне *Acarinina inconstans*, а ее верхняя часть – зоне *Globorotalia angulata*. Очевидно, интервал двух первых фораминиферовых зон по возрасту соответствует интервалу пачек охл 2 и охл 3, а верхам подпачки охл 1-2 охлинской свиты.

Западнее р. Уруп состав и строение дания, подобные описанным в Кума-Урупском междуречье, наблюдаются по р. Бердячка, где «кубанский горизонт» имеет мощность 1,3 м. В следующем к западу разрезе по р. Большой Тегинь мощность известняковой части дания возрастает до 7,5 м: аналог подпачки охл 1-1 – глинистые известняки с прослоями мергелей, с *Echinocorys edhemi* Boehm. (2,8 м); аналог подпачки охл 1-2 – сильноглинистые известняки с частыми прослоями мергелей, с *Echinocorys edhemi* Boehm., *Ech. renngarteni* Moskv., *Homoeaster abih* Art., *Coraster schaericus* Seun. (4,7 м); выше – мергели эльбурганской свиты.

В разрезе по р. Большая Лаба известняковая часть дания отсутствует, и эльбурганская свита контактирует с кампаном.

В западной части Центрального Предкавказья (Ставропольский свод, Западно-Ставропольская впадина, Арзгирско-Мирненский выступ, запад Восточно-Ставропольской впадины) известняковая часть дания отсутствует, а выделение датских отложений в пределах эльбурганской свиты затруднительно из-за нечеткости верхней границы, проходящей в однородной толще мергеля. В восточной части Центрального Предкавказья и в Восточном Предкавказье (восточная часть Восточно-Ставропольской впадины, Ногайская ступень, Прикумская зона поднятий) датские отложения имеют мергельно-известняковый состав и граничат с палеоценовой пестроцветно-сероцветной свитой фораминиферовой серии.

На границе распространения эльбурганской и пестроцветно-сероцветной свиты наблюдаются разрезы дания переходного типа. Так, в опорной Георгиевской скважине выше белого чистого маастрихтского известняка лежат: пачка (15 м) глинистых и сильноглинистых известняков (аналог пачек охл 1 и охл 2); толща (50 м) мергелей и сильноглинистых известняков, с *Globorotalia membranacea* (Ehrenb.), *Globigerina trilaculinoides* Plumm., *Stensioina caucasica* Subb., *Globorotalia angulata* (в верхней части)

(аналог пачки охл 3 – лона 3); пачка (17 м) мергелей с обильными *Globorotalia angulata* (White).

Аналогичный разрез пройден Нагутской опорной скважиной, где мергельно-известняковый интервал (с прослойками алевролита) достигает 70 м, а мергельный (эльбурганский) – 138 м.

Западнее и северо-западнее этих разрезов большая часть эльбурганской свиты датируется датским возрастом. Мощность их по площадям: Суркульско-Кумская 74, Северо-Нагутская 80 и Невинномысская 54 м. В пределах Ставропольского свода и его окружения (площади Расшеватская, Красногвардейская, Дивненская и др.) мощность дания в составе большей части эльбурганской свиты достигает 350-400 м. В этих районах эльбурганская свита преимущественно песчанистая, местами песчано-глинистая. В Ипатовской опорной скважине на известняке верхнего маастрихта лежат: пачка (23 м) песчанистого известняка и известковистого песчаника (аналог пачек охл 1, охл 2); толща (326 м) глинистого известковистого песчаника (аналог пачки охл 3).

Более известняковая пачка дания прослеживается на площадях Белоглинской (26 м), Радыковской (5 м), Петровской (19 м). На Расшеватской площади над маастрихтом лежит толща песчаника и алевролита мощностью 400 м.

Севернее междуречья Хеу-Малка, в пределах восточной части юга Центрального Предкавказья, датские отложения литологически почти однотипны с описанными в естественных разрезах этого междуречья: Зольская 7-22 м, Марьинская 4-8, Прохладненская 27, Лысогорская 12-17, Советская 20-28, Курская 15-18, Сухопадненская 12-19, Отказненская 40 и Соломенская 0-8 м. Здесь повсеместно развиты глинистые, сильноглинистые известняки и мергели. Уменьшение мощности до 10 м и меньше связано с выпадением из разреза верхов и низов дания. Возраст определяется по комплексу фораминифер *Globigerina pseudobulloides* Plumm., *G. triloculinoides* Plumm., *Stensiolina caucasica* Subb. и др.

На востоке северной части Центрального Предкавказья датские отложения появляются на отдельных площадях (Левокумская, Совхозная, Приозерная, Колодезная, Озек-Суат), где мощность их составляет 1-3 м. Восточнее, в Прикумской зоне поднятий, мощность дания возрастает до 5 м (площади Профильная, Степная, Юбилейная, Капиевская и др.). На восточном погружении этой зоны она достигает 10 м (Таловская) и более (Северо-Кочубеевская 33 и Кочубеевская 29 м). Севернее зоны поднятий мощность дания также значительна: Арбалинская, Закумская и Плавленская 10, Камышева 13 м. Южнее, в пределах ногайской ступени, и еще

южнее местами (площади Березкинская, Степновская, Дружба, Галюгевская) даний отсутствует, а на других площадях его мощность не более 10 м (в опорных скважинах Тарумовская и Александрийская – 23 м).

Возрастное определение на этой территории делается по сходным комплексам фораминифер, предложенным Л.С.Тер-Григорянц (1976) и К.Г.Самышкиной (1983). Эти комплексы указывают на возрастной интервал распространения *Hercoglossa danica* Schloth. (аналог пачек охл 1 и охл 2). В них отсутствует *Acarinina inconstans* Subb. Л.С.Тер-Григорянц (1976) подчеркивает вероятное отсутствие в Прикумском районе низов и верхов дания. Возможно, с увеличением мощности до 10 м и более появляются аналоги пачек охл 1 и охл 3. Литологически датские отложения северных областей Центрального и Восточного Предкавказья представлены глинистыми известняками с прослоями и пачками (в полных разрезах) сильноглинистого известняка, местами на северо-западе с примесью алевроитового материала. Повсеместно на каротажных диаграммах эти отложения характеризуются высокими значениями КС и положительной аномалией ПС, что резко отличает их от нижележащего мелоподобного известняка маастрихта (отрицательная аномалия ПС) и от вышележащего мергеля палеоцена (низкие значения КС).

В западной части Северного Кавказа датские отложения распространены только в междуречье Лаба-Хокодзь. На левом берегу р. Малая Лаба это пачка (6 м) рыхлого мелкозернистого известковистого, глауконитового песчаника с *Hercoglossa danica* (Schloth.), *Coraster schaericus* Seun., *Orthaster muniere* (Seun.), *Brissopneustes aturicus* (Seun.), с одиночными кораллами и зубами акул. Точно такая же песчаная пачка (3,5-4 м) дания наблюдается западнее в балке Мужичка. По рекам Губс и Фарс к данию относится пачка (6-7 м) в основном крупнозернистого, местами косослоистого, кварц-глауконитового и детритового (обломки морских лилий, игл морских ежей, мшанок) песчаника с *Globigerina pseudobulloides* Plumm., *Gl. triloculinoides* Plumm.

В долине р. Хокодзь к данию можно относить пачку мягких мергелей с обильными *Acarinina inconstans*. Выше залегает пачка (8-9 м) песчанистых, глауконитовых мергелей с галькой, валунами и глыбами датского известняка, с переотложенными датскими морскими ежами и типичной раннепалеоценовой микрофауной.

На юге Западного Предкавказья датские отложения отсутствуют. В средней и северной частях Западного Предкавказья датские отложения рассматриваются совместно с маастрихтскими в интервале «верхи верхнего маастрихта-даний» (Каталог ..., 1976 г.). Нужно подчеркнуть, что

собственно датские отложения микрофаунистически пигде в Западном Предкавказье не установлены. Выше была представлена попытка условного корреляционного выделения датских отложений на примере разреза скв.4 площади Кавказская. К данию условно отнесена верхняя часть интервала «верхи верхнего маастрихта-даний», представленная серыми алевролитистыми мергелями (аналог пачек охл 1 и охл 2), и низы ейской свиты, сложенные сильноалевролитистыми мергелями (аналог пачки охл 3). Даже такое условное выделение датских отложений затруднительно в связи с наличием перерывов между ейской свитой и «маастрихт-датскими» отложениями.

Об отсутствии датских отложений в Западном Предкавказье можно говорить достаточно уверенно только в случаях выпадения из разреза интервала «верхи верхнего маастрихта-даний» (площадь Кушевская, а также площади Каневская, Челбасская, Южно-Выселковская, Двубратская в пределах Каневско-Березанской системы поднятий). Правда, и в этих случаях низы ейской свиты могут иметь датский возраст (аналоги пачки охл 3), подобно низам эльбурганской свиты Центрального Предкавказья.

Мощность интервала «верхи верхнего маастрихта-даний», 40-50% которого приходится на условно датские отложения (аналоги пачек охл 1 и охл 2), изменяется в широких пределах: 10-50 м на площадях Каневско-Березанской системы поднятий, 20-50 м – на западе Западно-Ставропольской впадины, 20-100 м на Тимашевской ступени, 150-300 м на площадях запада Ейской палеовпадины (юг левобережья Таганрогского залива: площади Шкуринско-Мечетинская 20, Песчанокопская и Новопокровская 80 м). Литологический состав отложений, отнесенных к данию, в основном мергельный, подобный описанному на Кавказской площади, но в северной части Западного Предкавказья более терригенный (алевролитистый, песчанистый).

4.2. ТИПИЗАЦИЯ РАЗРЕЗОВ

За основу при районировании региона по типу разреза была принята «Карта распространения типов разрезов верхнего мела Кавказа и Предкавказья» (Москвин, 1986, с. 192-193, рис. 27).

М.М.Москвин (1962, 1986) не указывает принципы своего районирования, но очевидно, что он использует комплекс признаков: мощность, стратиграфическая полнота, литологический состав. Здесь этот комплекс дополняется признаками «фациально-формационная периодность» и «режим формирования» (см. гл. 2).

Равноправное использование всех этих пяти признаков ведет, однако, к



РИС. 4.6 КАРТА МОЩНОСТЕЙ И ТИПОВ РАЗРЕЗА КЗ И Д. СЕВЕРНОГО КАВКАЗА И ПРЕДКАВКАЗЬЯ.

неопределенности границ единиц районирования, так как часто по разным признакам положение границ разное. Целесообразно разделить признаки по степени их значимости. Наиболее значимым предлагается считать признак “мощность”, который в общем контролирует стратиграфическую полноту (не всегда) и литологический состав (зависимость мощности от фаций, см. гл. 2). Фациально-формационная периодотемность лучше проявляется в более мощных и стратиграфически полных разрезах, а режим формирования зависит от полноты разреза.

Вторым по значимости является признак “литологический состав”, так как он часто не коррелируется с мощностью (отступления вверх и вниз от средней кривой зависимости “мощность-фации”). Мощность и литологический состав – наиболее наглядные и повсеместные признаки. Стратиграфическая полнота, фациально-формационная (литологическая) периодотемность и режим формирования – признаки, стоящие на третьем месте по значимости, так как установить их удастся далеко не во всех разрезах.

Распределение мощностей верхний мел – дания (рис. 4.6) региона указывает на полосу палеопрогибов кавказского простираия в южной его части и расположенную севернее полосу сложного сочетания палеопрогибов и палеоподнятий кавказского и антикавказского простираий. Южнее южной полосы палеопрогибов кавказского простираия намечается сравнительно узкая полоса малых мощностей и весьма неполных разрезов в пределах современных Главного, Бокового и Скалистого хребтов Северного Кавказа. Основанием для выделения последней служат юго-восточные и северо-западные участки, где весьма стратиграфически неполные разрезы перемежаются с местами полного отсутствия отложений верхний мел-дания. На большей части территории Главного, Бокового хребтов (и соседних с ними территорий) можно также предположить изначальное чередование мест полного отсутствия отложений и бывших мест стратиграфически неполных разрезов небольшой мощности. Основанием для такого предположения служит необходимость в барьере, отделявшим северный бассейн “нормального морского” осадконакопления от южного бассейна флишевого осадконакопления.

Районирование юго-восточных и северо-западных участков, с разрезами переходных типов, от северо-кавказских к закавказским, здесь не рассматривается, так как эти участки уже не входят в рассматриваемый регион. Их районирование было представлено раньше (Москвин, 1986; Смирнов и др., 1986).

Вышеуказанные две полосы региона (палеопрогибов кавказского про-

стирания и сложного сочетания палеопрогибов и палеоподнятий) осложняются зонами антикавказских поднятий: Осетино-Калмыцкой на востоке и Майкопско-Ставропольской на западе. Последнее более выраженное. Слабее выражено еще одно антикавказское осложнение – зона Минераловодско-Арзгирских палеоподнятий, расположенная в центре региона. Эта зона является осью симметрии региона для тектоники поздний мел-датского времени.

По полосе южных прогибов симметрия выражается в аналогии самого восточного Чеченско-Дагестанского и самого западного Чебургольско-Тимашевского палеопрогибов, а также в разделении центрального (Черек-Урупский) палеопрогиба на восточную (Минераловодско-Осетинскую) и западную (Минераловодско-Адыгейскую) части.

По северной полосе сложного сочетания палеоподнятий и палеопрогибов (сложность в основном из-за антикавказских палеоподнятий) симметрия выражается: в аналогии Осетинско-Калмыцкой и Майкопско-Ставропольской антикавказских зон поднятий; в аналогии западной Бейсугско-Ладожской зоны палеоподнятий и восточной Терско-Сулакской предполагаемой зоны палеоподнятий; в аналогии восточного Кочубеевско-Александровского и западного Моревско-Песчанокосского палеопрогибов.

Вышеописанная палеотектоническая симметричность интересна сама по себе, но, кроме того, отчасти сопоставляется и с симметричностью по типам разрезов: по их стратиграфической полноте, мощности стратонов РСС и фациально-формационной их периодотемности.

Полоса южных палеопрогибов в общем отличается наибольшими мощностями и наибольшей стратиграфической полнотой разрезов.

Восточный, Чеченско-Дагестанский, палеопрогиб наиболее выраженный. По его оси наибольшие по мощности и наиболее стратиграфически полные в регионе разрезы (Рубас-чай, Аймаки, Леваша, Хулхулау, Басс и др.). Разрезы этого прогиба наиболее соответствуют Дагестанскому типу разреза М.М.Москвиной. В отличие от его районирования к Дагестанскому типу разреза следует отнести не только предгорно-приморские скважинные разрезы южного Дагестана (Рубас, Хош-Мензил, Каякент, Дузлак, Балхас-Хунук, Селли, Гаша, Ачи-су, Избербаш, Махачкала и др.), но и разрезы Дагестанского клина (Эльдама, Талги, Чубар-Арка, Заузанбаш, Аркас, Чиркей, Хубар, Буртунай и др.) и его предгорного обрамления (Ленин-аул, Шамхал-Булак, Миатлы, Бенюй и др.), а также разрезы Терско-Сунженских предгорий (Гудермес, Октябрьская, Брагунская, Старогрозненская, Серноводская, Карабулакская, Малгобекская, Заманкульская и др.).

Литологически разрезы Чеченско-Дагестанского палеопрогиба характеризуются самой высокой в регионе средней карбонатностью, наиболее четкой фациально-формационной периодотемностью и наличием среди них разрезов среднего (нулевого) и плюсового режима формирования (РФ) (см. рис. 2.10). Чеченско-Дагестанский тип разреза по литологическому и периодотемному признакам делится на четыре подтипа: Рубасчайский, Аймакинский, Басский и Аргунский.

Аймакинский подтип (центр Известнякового Дагестана, север приморско-предгорного Дагестана, Эльдама-Кукурттаусский выступ и его предгорное обрамление) являются как бы ядром Дагестанского типа разреза М.М.Москвина. Он отличается большой (почти максимальной) стратиграфической полнотой разрезов, большой мощностью и литологической дифференцированностью бетлинского горизонта (верхний турон, коньяк, сантон), самой высокой в регионе карбонатностью (в основном – чистые известняки) басского горизонта, средней глинистостью урминского горизонта, большой мощностью (не повсеместно) охлинского горизонта (см. описание в главе 3).

Все эти признаки Аймакинского подтипа в основном сохраняются даже при значительном уменьшении мощности разрезов (с 1000 до 400-200 метров). Местами из разреза выпадают лоны 1 и 3 охлинского горизонта (Гамри-озень, Дургели, Кака-Шура, скважинные разрезы). Палеооползневые внутриформационные деформации сравнительно слабые (отдельные пачки) в урминском горизонте и более интенсивные в охлинском горизонте.

Рубасчайский подтип (юг Известнякового Дагестана, южная часть приморско-предгорного Дагестана) отличается полным или почти полным отсутствием верхнеаварских (нижнетуронских) отложений, высокой карбонатностью лоны 2 бетлинского горизонта, несколько повышенной глинистостью лоны 2 басского горизонта (сравнительно с Аймакинским подтипом), алевролитовостью и песчанистостью нижеурминского подгоризонта (нижний маастрихт).

Последнее характерно для почти всего южного борта Чеченско-Дагестанского палеопрогиба (разрезы: Цмур-чай, Акуша, Салта, Ансалта и др.).

Местами (Рубас-чай, Уллу-чай и др.) наблюдаются интенсивные палеооползневые деформации в лонах 3 (особенно, с глыбовыми внедрениями – Рубас-чай) и 4 басского горизонта и во всем урминском горизонте. В скважинных разрезах юга приморско-предгорного Дагестана эти деформации как будто не прослеживаются.

Басский подтип (Сулакский выступ и его предгорное обрамление) от-

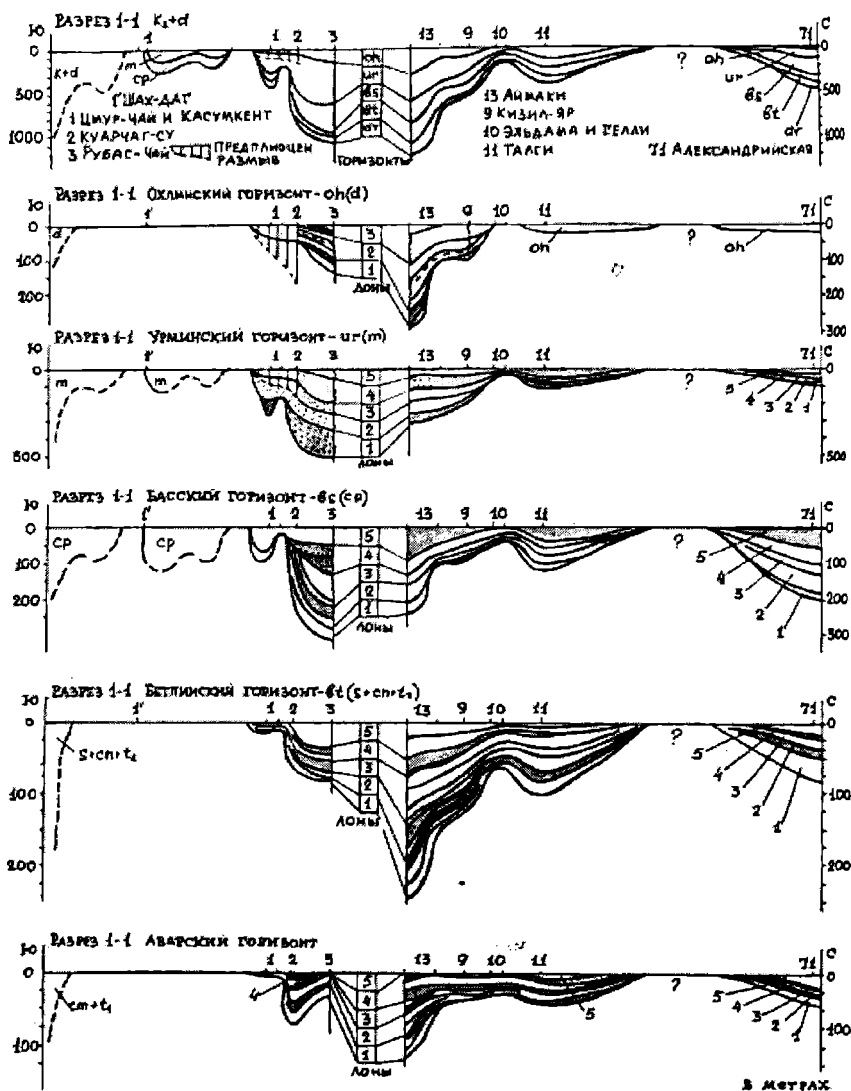


РИС. 4.7. РАЗРЕЗЫ ПО ЛИНИИ 1-1

Интервалы разрезов:

□ - менее глинистые
 ■ - более глинистые

▨ - алевроитистые, песчанистые
 { - палеосоплазменные

личается частичным или полным выпадением из разрезов лона I аварского горизонта, стратиграфической полнотой верхнеаварского подгоризонта, высокой карбонатностью (подобной Рубасскому подтипу) бетлинского горизонта, высокой (сравнительно с Аймакинским и Рубасским подтипами) глинистостью басского горизонта. Особенно глинистой является лона 4 басского горизонта (пачка мергелей с отдельными пластами известняков). Урминский и охлинский горизонты по стратиграфической полноте и периодотемпному строению в общем Дагестанского типа. Особый случай в разрезе Ансалта, где охлинский горизонт содержит две толщи (до 70 м) палеооползневых деформаций, в основании которых глыбовые внедрения туора, коньяка, кампана.

Аргунский подтип (северо-запад Известнякового Дагестана, Терско-Сунженские предгорья) отличается повышенной неполнотой нижнеаварского (сеноман) подгоризонта, гораздо более высокой глинистостью басского горизонта (чередование пачек мергелей с пластами известняков и чередования пластов известняков и мергелей).

Чеченско-Дагестанский палеопрогиб отделяется от следующего западнее Центрального палеопрогиба Осетинским палеовыступом Осетинско-Калмыцкой зоны антикавказских палеоподнятий. Разрезы участка Осетинского палеовыступа (Сунжа, Майрамадаг, Фиагдон, Ардон, Савердон, Урух, Хазнидон и др.) сравнительно маломощные и неполные. Литологически они близки к Аргунскому подтипу разреза, но резко отличаются от него стратиграфической неполнотой (отсутствие нижнеаварского подгоризонта, местами и всего аварского горизонта, часто – нижнебасского подгоризонта) и резко отрицательными значениями признака “режим формирования”.

Разрезы Осетинского палеовыступа еще относятся М.М.Москвиным к Дагестанскому типу разреза. Основанием для этого, вероятно, служит общее литологическое сходство и, в частности, сходство по карбонатности и стратиграфической полноте (несмотря на резкое уменьшение мощности) охлинского (даний) горизонта (Савердон и др.).

Центральный палеопрогиб охватывает естественные разрезы междуречья Черек-Уруп и скважинные разрезы центральных предгорий (площади Советская, Марьинская, Отказнепская, Георгиевская, Кавминводские, Нагутская, Веселовская, Черкесская, Беломечетская, Янкульская, Отраднепская и др.). Всю эту территорию М.М.Москвин обозначает уже Предкавказским типом разреза. По сравнительно большим мощностям (до 500 м) и другим признакам предлагается выделение на этой территории Черек-Урупского типа разреза, подразделяющегося на восточный Джинал-Черекский, центральный Кавминводский и западный Кубань-Урупский подтипы.

Черек-Урупский тип разреза отличается от Дагестанского типа сравнительной стратиграфической неполнотой и высокой песчанистостью аварского горизонта, большей карбонатностью и меньшей мощностью бетлинского горизонта, еще более повышенной (сравнительно с Аргунским подтипом) глинистостью басского и местами урминского горизонтов (кампан, маастрихт) и, особенно, мергельным составом охлинского горизонта (далий).

На большей части территории Джинал-Черекского подтипа охлинские отложения еще мергельно-известняковые и известняково-мергельные. На территории Кавминводского и Кубань-Урупского подтипов эти отложения в основном мергельные (эльбурганская свита палеоцена). Мергели эльбурганской свиты подстилаются пачкой (0,5 – 7,0 м) известняков и мергелей с датскими морскими ежами (кубанский “горизонт”).

Джинал-Черекский подтип наиболее сходен с Аргунским подтипом. Кавминводский подтип резко выделяется сравнительно сокращенными мощностями, выпадением из разреза урминских (маастрихт) отложений (Подкумок и др.), песчанистостью этих отложений (Бугунта и др.; сравни с Рубасчайским подтипом). Кубань-Урупский подтип отличается повсеместными перерывами в бетлинском и басском горизонтах (Большой Тегинь и др.) и мелоподобностью чистых известняков урминского горизонта. Это последнее характерно для разрезов Центрального и Восточного Предкавказья.

Центральный (Черек-Урупский) палеопрогиб отделяется от следующего западнее Тимашевского палеопрогиба (на месте современной Тимашевской ступени) Майкопским палеовыступом Майкопско-Ставропольской зоны поднятий поперечных кавказскому простиранию. Разрезы этого выступа крайне небольшие по мощности (до первых десятков метров) и весьма стратиграфически неполные (присутствуют только интервалы басского и урминского горизонтов – кампана и маастрихта) (Лаба, Ходзь, Фарс, г. Самурская, Майкопские, Кошехабельская, Кузнецовская и др.).

Западный, Тимашевский, палеопрогиб, являющийся симметричным (см. выше) аналогом Чеченско-Дагестанского палеопрогиба, выражен значительно меньше, чем последний, но достаточно четко (мощности до 600 м) и, главное, характеризуется почти такой же стратиграфической полнотой разрезов и сходной фациально-формационной периодотемностью.

Литологический облик разрезов Тимашевского палеопрогиба особый: очень большая терригенность аварского (сеноман-нижний турон), несколько меньшая терригенность бетлинского (верхний турон-сантон) и большая терригенность (с возрастанием вверх по разрезу) басского, урминского и охлинского горизонтов (обратные этапотемы).

Несмотря на значительную стратиграфическую полноту Тимашевский тип

(площади: Брюховецкая, Выселковская, Прибрежная, Чебургольская, Платиновская и др.) сильно отличается от Дагестанского типа высокими отрицательными значениями признака “режим формирования”. Это объясняется сравнительно высокой терригенностью отложений, при которой мощность должна бы быть в два раза большей (см. гл. 2 – зависимость “мощность-фация”).

Северная собственно Предкавказская (палеопредкавказская) полоса сложного сочетания палеопрогибов и палеоподнятий (Предкавказский тип М.М.Москвины) отчасти повторяет полосу описанных палеопрогибов по всем признакам (мощность, литологический состав, стратиграфическая полнота и т.д.).

Так, в Восточном палеопредкавказье на территории (современных) восточного окончания системы Прикумских поднятий и Ногайской ступени (Кочубеевско-Александрийский палеопрогиб) выделяется Восточно-Предкавказский подтип Предкавказского типа М.М.Москвины (площади: Орта-Тюбинская, Соляная, Дагестанская, Кочубеевская, Александрийская, Бурунная и др.). В этом подтипе разрезы, мощностью от 200 до 400 метров, для северной полосы наиболее карбонатные и отличаются сравнительной стратиграфической полнотой, наиболее яркой выраженностью высококарбонатного репера ТК (турон-копьяк), глинистостью басского (кампан) горизонта (сравни с Аргунским подтипом), мелоподобностью известняков урминского горизонта (маастрихт) и известняковым составом охлинского (даний) горизонта.

В Центральном палеопредкавказье, охватывающим территорию от Осетинско-Калмыцкой до Майкопско-Ставропольской зон антикавказских палеоподнятий (включительно), разрез верхний мел-дания постепенно (с востока на запад) становится все более терригенным, все менее стратиграфически полным и все менее мощным. На этой территории по мощностям выделяются три крупных зоны: Бажиган-Прасковейская (относительного прогибания, продолжающегося в Кочубеевско-Александрийском и Центральном палеопрогибах); Зимняя Ставка-Арзгир-Журавская (относительных поднятий, продолжающихся севернее за пределами региона); Ставропольского палеоподнятия субмеридионального простирания (северное продолжение Майкопского палеовыступа).

Литологическое деление Центральной палеопредкавказской территории несколько иное. В Бажиган-Прасковейской зоне и в восточной Зимняя Ставка-Левуюкумской подзоне Зимняя Ставка-Арзгир-Журавской зоны (площади: Зимняя Ставка, Русский Хутор, Бажиган, Урожайненская, Мектебская, Прасковейская, Чкаловская, Леваневская и многие другие), разрезы мощностью 150-250 метров, литологически и по стратиграфической полноте переходные от разрезов Восточного палеопредкавказья к разрезам Центрального палеопредкавказья. В Арзгир-Журавской подзоне зоны относительных палеоподнятий (площади: Арзгирские, Кучерлинская, Мирненская, Садовс-

кая, Журавская, Гороховская и др.), в разрезах мощностью 100-200 метров, часто выпадают верхнебасские (верхний кампан), нижнеурминские (нижний маастрихт), первая и третья нижнеаварские (сеноман) лопы (местами весь нижнеаварский подгоризонт), охлинский (даний) интервалы.

По литологическому и фациально-формационному признакам разрезы этих двух палеозон можно объединить в один Центральнo-Предкавказский (Прасковейско-Арзгирский) подтип Предкавказского типа М.М.Москвина. Этот подтип и литологически и по фациально-формационной периодотемности в восточной части сходен с Аргунским и Кочубей-Александрийским подтипами, а в западной – с Черек-Урупским типом. В то же время, он отличается от этих подтипов высокими отрицательными значениями признака “режим формирования” (все более высокими с востока на запад). Литологические изменения с востока на запад заключаются в повышении терригенности (в основном глинистости, алевропелитовости и в меньшей степени – алевролитовости) нижнеаварского (сеноман) подгоризонта и басского (кампан) горизонта.

В пределах Ставропольского палеоподнятия (центральной его части), являющегося северным продолжением Майкопского палеовыступа, М.М.Москвин выделяет Ставропольский тип разреза. Предлагается распространять этот тип разреза, но в качестве Петровско-Ставропольского подтипа на все Ставропольское палеоподнятия (площади: Петровская, Северо-Ставропольская, Казинская, Пелагиадинская, Николаевская, Сегилеевская, Надзорненская, Армавирская, Успенская, Чапаевская и др.). Разрезы этого подтипа (10-150 м юго-западнее г.Ставрополя – 0 м) по стратиграфической полноте подобны разрезам Майкопского палеовыступа (сохраняются отдельные интервалы басского и урминского, иногда только урминского горизонтов), но отличаются мощной толщей охлинских (даний) мергелей эльбурганской свиты. Литологически Петровско-Ставропольский подтип Предкавказского типа М.М.Москвина более терригенный и в этом отношении сходен с Кропоткинским (по М.М.Москвину) подтипом Западного палеопредкавказья.

В Западном палеопредкавказье, севернее Тимашевского палеопрогиба выделяются две палеотектонические зоны: Бейсугско-Березанско-Ладжская – относительных поднятий (на Бейсугской площади полное отсутствие отложений и то же самое местами западнее в пределах Азовского моря); Моревско-Песчанокопская – относительных прогибов (мощность до 700 м).

В первой зоне из разрезов выпадают отложения урминского (маастрихт) и охлинского (даний) горизонтов, а восточнее (в Ладжской части) и отложения басского (кампан) горизонта (площади: Бейсугская, Приморско-Ахтарская, Челбасская, Березанская, Половская, Ладжская и др.). Моревско-Песчанокопская палеозона продолжается восточнее (площади: Дивненская,

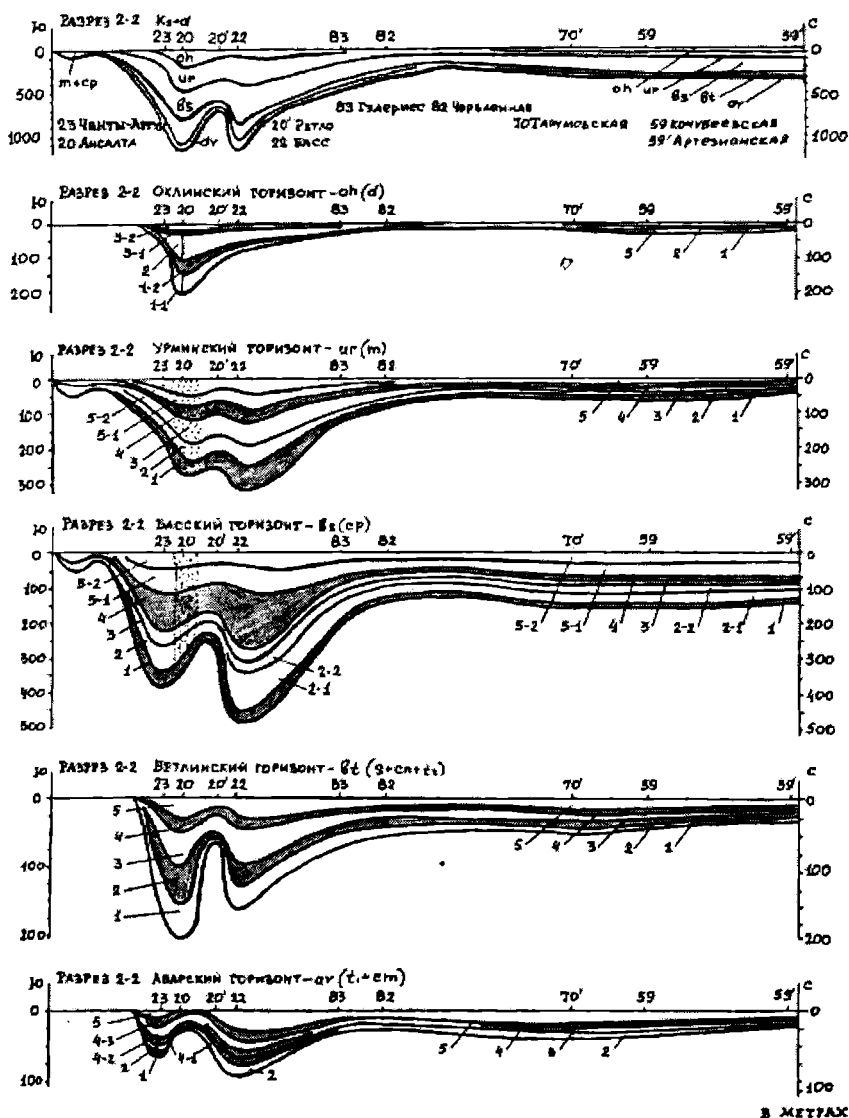


РИС. 4.В. РАЗРЕЗЫ ПО ЛИНИИ 2-2

Интервалы разрезов:

□ - менее глинистые
 ■ - более глинистые

▨ - алевроитистые, Песчанистые
 - - - - - палеозойские

Белая Глина – за пределами региона), охватывает восток самого севера Центральной палеопредкавказской акватории. Разрезы этой палеотектонической зоны, мощностью 400-700 метров, характеризуются относительной стратиграфической полнотой (площади: Моревская, Щербиновская, Новодеревяновская, Сухобалковская, Незамаевская, Песчанокопская и др.).

Литологически разрезы Бейсугско-Березанско-Ладужской и Моревско-Песчанокопской палеотектонических зон сходны по самой высокой терригенности (глинистость, алевролитистость и песчанистость) с ее увеличением к северу. Предлагается выделять на территории этих зон Западно-Предкавказский подтип Предкавказского типа разреза М.М.Москвина (Кропоткинский подтип этого автора охватывает и часть Центрального Предкавказья).

По фациально-формационной периодотемности Западно-Предкавказский подтип очень сходен с подтипом Тимашевского палеопргиба. Для территорий этих подтипов до сих пор не установлены многие ярусные, подъярусные границы. Например, выделяются интервалы разрезов: “маастрит” и “верхний маастрит-даний” (Егоян и др., 1961; Егоян и др., 1975). По фациально-формационной периодотемности удастся проследить горизонты и подгоризонты предлагаемой РСС и в этом случае (см. раздел 4.1).

Разрезы всей палеопредкавказской (северной) полосы отличаются повышенной отрицательной значимостью признака “режим формирования”, но особенно это характерно для Бейсугской подзоны Бейсугско-Березанско-Ладужской зоны и для Ставропольской зоны палеоподнятий.

4.3. МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ РАЗРЕЗОВ

Общий механизм формирования верхний мел-датской слоисто-пластовой мергельно-известняковой толщи Северного Кавказа и Предкавказья представляется следующим.

Осадконакопление происходило во внутреннем теплом неглубоком (около 200 м) морском бассейне, ограниченном со всех сторон подводными хребтами и островами. С юга бассейн был ограничен подводным хребтом и островами инверсирующей геосинклинальной области Большого Кавказа; с севера – островами юга территории Русской платформы; с запада и востока – островами, располагавшимися в пределах современных Азовского и Каспийского (последнее предположительно) морей.

Основной известковистый автохтонный микробиогенный (кокколитовый и фораминиферовый) и хемотропный осадочный материал накапливался, по видимому, сравнительно равномерно в течение всего верхний мел-датского интервала времени. Периодические климатические изменения, вероятно, были незначительными и мало влияли на накопление автохтонного осадочного

материала. Кроме того, эти изменения, очевидно, происходили синхронно с «более сильными» тектоническими периодическими изменениями.

Автохтонный осадочный материал периодически разбавлялся терригенным материалом, приносимым с окружающих морской бассейн островных суши и подводных склонов этих суши. Последнее сопровождалось и переотложением микробиогенного материала со склонов на большую глубину. Периодический снос терригенного материала и переотложение микробиогенного материала происходило и с островов, возникавших в отдельные интервалы времени верхний мел-даная, в пределах самого морского бассейна, например, в местах Осетинского и Майкопского палеовыступов, Арзгирско-Журавской, Хейсугско-Ладужской и Петровско-Ставропольской зон палеоподнятий.

Снос терригенного материала контролировался периодическими усилениями и ослаблениями положительных тектонических движений. Временами эти движения охватывали сразу всю акваторию бассейна осадконакопления или большую его часть, но чаще они ограничивались отдельными местами или отличались в разных местах разной интенсивностью. Очевидно также, что местами рядом с участками положительных движений располагались участки таких же по интенсивности отрицательных тектонических движений.

В конце альба и в самом начале сеномана (раннеаварского времени) регион Северного Кавказа и Предкавказья испытал эвстатическое понижение уровня моря (см. гл. 3) и эпейрогеническое поднятие, что выразилось в почти повсеместном полном или частичном отсутствии отложений верхнего альба. Эти преобразования, но с меньшей интенсивностью, продолжались все раннеаварское (сеноманское) время, что привело к сравнительно мелководным условиям осадконакопления и к повышенной подвижности придонных вод, чем свидетельствует ярко выраженная волнистая слоистость отложений.

На эпейрогеническое поднятие акватории региона в раннеаварское время наложившиеся складчатые движения, особенно интенсивные в полосе южного подводного хребта и его островов, а также в прилегающей к ней полосе южных палеопрогибов. В первой из них были преимущественно положительные, во второй – преимущественно отрицательные складчатые движения. В результате последних уже в раннеаварское (сеноманское) время заложившиеся Чеченско-Дагестанский, Центральный (Черек-Урупский) и Тимашевский палеопрогибы, частично унаследованные от раннемелового времени.

Положительные складчатые движения раннеаварского времени наименее проявились южнее Чеченско-Дагестанского палеопрогиба (глинистость, только местами алевропелитовость; отсутствие местами только нижних лон нижнеарзгирского подгоризонта); наиболее интенсивно – в пределах Осетинского и Майкопского палеовыступов и Петровско-Ставропольской зоны палеопод-

нятий. На остальной акватории интенсивность положительных складчатых движений средняя: местами отсутствие отложений в пределах Арзгирско-Журавской зоны палеоподнятий и на юге Центрального палеопрогиба; повышенная терригенность отложений в Центральном и Тимашевском палеопрогибах и в пределах Западного Предкавказья; почти повсеместно в регионе наблюдается маломощность и большая стратиграфическая неполнота разрезов.

Снос терригенного материала происходил в основном с южных островов, а также с западных островов полосы Вала Карпинского (юг Русской платформы).

Отрицательные складчатые движения были наиболее интенсивны в Чеченско-Дагестанском палеопрогибе (мощность до 80 м); на втором, третьем местах по этому признаку Тимашевский, Центральный палеопрогибы и Моревско-Песчанокопская зона палеопрогибов.

В позднеаварское время (ранний турон) обстановка формирования разреза существенно изменяется. В пределах распространения Рубасчайского и Аймакинского подтипов разреза Чеченско-Дагестанского палеопрогиба отложения полностью или частично отсутствуют (усиление положительных складчатых движений). Полное отсутствие отложений по-прежнему в пределах Майкопского палеовыступа и Петровско-Ставропольской зоны палеоподнятий. На остальной территории региона отложения позднеаварского подгоризонта литологически “сливаются” с отложениями нижнеаварского подгоризонта (Тимашевский палеопрогиб, север Западного Предкавказья – повышенная терригенность) или с отложениями нижебетлинского (верхний турон – коньяк, репер ТК) подгоризонта (Центральное и Восточное Предкавказье).

Для верхнеаварского подгоризонта Центрального и Восточного Предкавказья характерно почти повсеместное литологическое однообразие: в основном слабоглинистые или чистые известняки с пластами битуминозных мергельных сланцев и стяжениями сульфидов железа (“бескислородное событие 2 в океане” – см. гл. 3). По почти повсеместности распространения и выдержанности литологического состава время верхнеаварского подгоризонта, это время сравнительного затишья тектонических, климатических и других процессов.

Наиболее выдержанными (однотипными) условиями формирования разреза отличается бетлинское (поздний турон-коньяк-сантон) время. Только в пределах Чеченско-Дагестанского прогиба, в центральной (Аймакинской) его части, отмечается повышенная терригенность (глинистость) и повышенная волнистостолоистость в основном лоны 2 бетлинского горизонта. В пределах Осетинского палеовыступа нижебетлинский подгоризонт местами отсутствует или в палеооползневых деформациях (усиление местных положительных складчатых движений). На остальной территории региона отложения бетлинского горизонта отличаются сравнительно высокой карбонатно-

стью, что свидетельствует о спокойных (без особого сноса терригенного материала) условиях осадконакопления. Исключение составляют участки Майкопского палеовыступа и Ставропольского палеоподнятия, где отложения бетлинского горизонта полностью отсутствуют.

Басское и урминское время (кампан-маастрихт) с одной стороны характеризуется максимальной региональной трансгрессией (отложения распространены во всем регионе, включая акватории Осетинского и Майкопского палеовыступов и Петровско-Ставропольской зоны поднятий, а с другой – появлением множества участков отсутствия отдельных интервалов этих горизонтов. Последнее характерно для Осетинского палеовыступа (местами отсутствие нижнебасских отложений), для Центрального (Черек-Урупского) палеопрогиба (местами отсутствие отдельных интервалов басских и урминских отложений), для Арзгирско-Журавской, Петровско-Ставропольской и Бейсугско-Ладожской зон палеоподнятий (отсутствие местами верхнебасских и нижнеурминских или только урминских отложений).

В басское время (кампан) наименьшая положительная складчатая активизация приходится на центральный и южный участки Чеченско-Дагестанского палеопрогиба (преобладание чистых известняков). На юге этой акватории местами (Рубас-чай, Уллу-чай и др. разрезы) тектоническая активность проявляется в виде палеооползневых явлений.

На участках Басского и Аргунского подтипов разреза Чеченско-Дагестанского палеопрогиба более интенсивная положительная складчатость выражается в повышении терригенности басских (кампанских) отложений.

В пределах Чеченско-Дагестанского палеопрогиба наиболее интенсивные отрицательные складчатые движения басского (кампанского) времени проявлялись накоплением самых мощных в регионе толщ осадков.

Терригенность отложений басского горизонта на всей остальной территории региона, видимо, обусловлена активизацией положительных складчатых движений, как в южной полосе инверсирующей геосинклинальной области Большого Кавказа, так и в пределах ограничивающих акваторию региона с севера островных поднятий.

В урминское (маастрихтское) время тектонические движения в общем менее активные, чем в басское (кампанское) время. Это уменьшение тектонической активности выражается в однотипности горных пород (мелоподобные чистые известняки) распространенных на большей части территории региона. Исключение составляют толщи урминского горизонта на участке р. Бугунта, в южной (Рубасчайской) части Чеченско-Дагестанского прогиба (глинистые и алевролитно-песчанистые известняки) и на западе региона (повышенно-терригенные известковистые породы).

В охлинское (датское) время механизм формирования разреза значительно изменяется. На рубеже маастрихт-дакий (урминское-охлинское время) регион вторично испытал резкое эвстатическое понижение уровня моря, что отразилось в повсеместном уменьшении глубины, повышении подвижности придонных вод и в стратиграфически неявных и явных перерывах. Как и в нижнеаварском подгоризонте, в охлинском горизонте обычна волнистая слоистость; сравнительно с урминским горизонтом в охлинском горизонте повсеместно резко повышенная терригенность пород.

Положительные складчатые движения в охлинское время были особенно интенсивны на западе северной границы бассейна осадконакопления, о чем свидетельствует максимальная терригенность (алевритистость, песчанистость) пород разрезов севера Западного Предкавказья. К югу Западного Предкавказья терригенность пород горизонта постепенно уменьшается. Об интенсивности положительных складчатых движений на северной границе свидетельствует также отсутствие отложений охлинского горизонта местами в пределах Бейсугско-Ладужской и Арзгирско-Журавской зон палеоподнятий.

Другой менее интенсивный по положительным складчатым движениям участок располагался в охлинское время в пределах Майкопского палеовыступа и, вероятно, в пределах центральной части южного подводного хребта инверсирующей геосинклинали. Этот южный источник терригенного материала привел к мергельному (местами алевритистому) составу (эльбурганская свита) охлинского горизонта в Петровско-Ставропольской зоне палеоподнятий и в Центральном (Черек-Урупском) палеопрогибе.

Положительные складчатые движения в восточной половине южного подводного хребта были менее интенсивными. Этот источник сноса терригенного материала привел только к повышенной глинистости известняков охлинского горизонта в Чеченско-Дагестанском палеопрогибе, Осетинском палеовыступе и Восточном палеопредкавказье. Палеооползневые деформации охлинских отложений Чеченско-Дагестанского палеопрогиба (разрезы Аймакинский, Ансалтинский и др.), резко увеличивающие их мощность, скорее результат интенсивных отрицательных складчатых движений, приводивших местами к резко некомпенсированному осадками прогибанию.

5. «ОТ ОБЩЕЙ К ТЕОРЕТИЧЕСКОЙ СТРАТИГРАФИИ» (ВМЕСТО ЗАКЛЮЧЕНИЯ)

В заголовок вынесено название статьи С.В.Мейена (1981 г., Советская геология, №9), в которой он указывает на многочисленность спорных положений современной стратиграфии и на необходимость однозначного теоретического их упорядочения.

Теории стратиграфии, в последние десятилетия, посвящены труды многих специалистов: Гладенков, 1990; Егоян, 1969, 1973, 1980, 1984, 1992; Зубаков, 1978; Карогодин, 1985; Круть, 1973, 1978; Леонов, 1973, 1974, 1977; Месежников, 1966; Международный стратиграфический справочник (Под ред. Х.Хедберга), 1978; Мейен, 1989; Мороз, Оноприенко, 1988; Найдин, 1984, 1994; Практическая стратиграфия (Под ред. И.Ф. Никитина и А.И.Жамойды), 1984; Прозоровский, 1987, 1990, 1995; Садыков, 1974; Салин, 1979, 1994; Степанов, Месежников, 1979; Стратиграфия и математика (Под ред. Ю.А.Косыгина и др.), 1974; Стратиграфическая классификация. (Под ред. Б.С. Соколова и др.), 1980; Халфин, 1980; Шиндевольф, 1975 и др.

Разные авторы предлагают разные комплексы ответов на такие, например, вопросы, как: единственность и множественность стратиграфии; цели и задачи стратиграфии; естественность и искусственность стратонов; число и сущность принципов стратиграфии; соотношение общих, региональных и местных стратонов; соотношение границ разнопризнаковых стратонов; completeness при выделении и обосновании стратонов.

Без претензии на абсолютную полноту и окончательность ниже представляется опыт упорядочения положений теоретической стратиграфии, основанный на авторском понимании системы (Смирнов, 1983а,б 1986а, 1987, 1989а,б, 1996а; 1997а,е).

Как и любая «целестремленная» система (система человеческой деятельности), система «Стратиграфическая геология» прежде всего организуется по самым крупным своим подсистемам – уровням качественной организации (УКачО): 1 – целевому; 2 – пространственному; 3 – временному; 4 – «управленческому»; 5 – методическому; 6 – предметному; 7 – объектному. Эти уровни в качестве «методологических элементов», например, указаны в монографии «Стратиграфия и математика» (кроме уровней 2 и 4).

Целевая организация (УКачО 1) определяет выход системы в окружающую среду – роль системы в надсистеме). Система «Стратиграфическая геология» входит в надсистему «Геология». Самое общее целевое определение «Стратиграфической геологии»: цель – установление пространственно-временных соотношений геологических тел.

Для сравнения приведем «этапы пути стратиграфического исследования» по Г.П.Леонову: 1 – «изучение и описание отдельных обнажений» (первая часть задачи 7 не всегда обязательная); 2 – «составление конкретных разрезов ...»; 3 – «увязка конкретных разрезов ... и разработка местной ... стратиграфической ... схемы» (задачи 5 и 4); 4 – «... регионально-стратиграфических исследований ... » (задачи 3 и 2); 5 – «межрегиональная стратиграфическая корреляция ... » (задача 1); 6 – «хроностратиграфическая классификация ... » (задача 1) (Леонов, 1973, с.36).

Г.П.Леонов (1973) показывает (1973, рис.1-3 на стр. 37) возможность пропуска решения стратиграфических задач при выделении стратонов ранее созданных стратиграфических схем и стратиграфической шкалы уже на его этапах 1, 2 и 3. Но так как в каждом месте и в каждом регионе (бассейне седиментации) всегда есть особенности, отличающие местные и региональные стратоны от стратонов ранее созданных схем и общей стратиграфической шкалы, пропуск решения приведенного комплекса стратиграфических задач, весьма нежелателен, так как ведет к обеднению всех стратиграфических построений.

Например, непосредственное возрастное определение местных (свитных) стратонов верхнего мела и дания Северного Кавказа и Предкавказья привело к их возрастному разнотчению, которое удалось ликвидировать только разработкой региональной стратиграфической схемы (см. обоснование необходимости РСС в гл. 1).

Управленческая организация (УКачО 4) «Стратиграфической геологии» предусматривает действия специалистов по определенным принципам. Будет множество самых различных принципов (законов, правил) стратиграфии (до 18-ти в монографии «Стратиграфия и математика» 1974 года).

С.В.Мейен считает достаточными только три «фундаментальных принципа стратиграфии»: первый принцип Н.Стенона, устанавливающий «... хронологическую последовательность тел в единичном разрезе»; второй принцип Т.Гескли, обеспечивающий «... сопоставление разрезов по гомотаксальности»; третий принцип С.Мейена – хронологической взаимозаменяемости признаков (ХВП), с помощью которого «... мы выбираем из нескольких возможных гомотаксальностей одну и, если надо, подменяем несамостоятельные признаки самостоятельными» (Мейен, 1989, с. 123; первая публикация 1981 г. Советская геология, №9).

Три «фундаментальных» принципа С.В.Мейена несомненно необходимы.

* Здесь и далее отмечено цитируемое по монографии «Стратиграфия и математика», 1974, : 109-120.

Но достаточны ли они для согласования всех противоречий стратиграфической теории? Видимо недостаточны.

Базируясь на общей сущности уровней структурной организации (УстрО) систем можно предположить, что необходимыми и достаточными являются следующие принципы стратиграфии.

1. Принцип глобальной стратиграфической комплексности (УстрО 1 – полные конечные комплексы).

2. Принцип постепенной пространственной (территориальной) изменчивости (разнотипичности) стратиграфических разрезов (УстрО 2 – пространственные комплексы).

3. Принцип временной упорядоченности в изменении комплексов признаков стратон (УстрО 3 – временные комплексы).

4. Принцип региональной эталонности (стратотипичности) (УстрО 4 – основные подсистемы).

5. Принцип территориальной прослеживаемости геологических тел (УстрО 5 – структурные «сети»).

6. Принцип пространственно-временной относительности рядом расположенных геологических тел (УстрО 6 – структурные ячейки).

7. Принцип пространственно-временной эмерджентности геологических тел (УстрО 7 – структурные элементы).

Принцип глобальной стратиграфической комплексности отчасти происходит от «луковичной» модели осадочного «слоя» Земли А.Г.Вернера. (в понимании Ю.С.Салина).

С этим принципом перекликается **«Второй закон Стенопа** (Степанов, 1967). «Во время образования какого-нибудь слоя он был ограничен сбоку другим твердым телом или покрывал весь земной шар ...» (Стеноп, 1957, стр.31).»*

Наиболее непосредственно этому принципу соответствует **«Принцип универсальности подразделений международной шкалы** (Халфин, 1960). «Все подразделения международной шкалы, от эры (группы) до времени (зоны) включительно, имеют универсальное (планетарное) значение» (Халфин, 1960а, стр. 390).»*

Принцип глобальной стратиграфической комплексности, с одной стороны, абсолютно противоположен принципу пространственно-временной эмерджентности геологических тел (см. ниже) по положению об относительности времени, но с другой стороны, диалектически эти два принципа не только противоположны, но и идентичны. Последнее выражается в том, что планета Земля крупнейшее геологическое тело, обладающее своим собственным (эмерджентным) временем, которое накладывается, так или иначе, на время составляющих ее геологических тел. Таким образом, время Земли является единым абсолютным временем для всех геологических тел.

Отсюда следует положение о единстве «Стратиграфической геологии» и необходимость общей стратиграфической шкалы (ОСШ). Другое дело, что ОСШ, полностью соответствующая принципу глобальной стратиграфической комплексности, пока не создана. Используемая в качестве таковой международная биостратиграфическая шкала весьма удачно служит единой хронологии (развитие органического мира, как и время, однонаправленное) и имеет единый пространственно-временной «язык». Но эта шкала пока плохо отражает «... общие закономерности (этапность) развития лито- и биосферы в тесном их взаимодействии между собой и с другими оболочками планеты» (Стратиграфический кодекс, 1992, с. 25).

Принципу постепенной пространственной (территориальной) изменчивости (разнотипичности) стратиграфических разрезов наиболее близок **Принцип Грессли-Реневье** (Степанов, 1967). «Одновозрастные отложения ретерпевают в горизонтальном направлении фациальные изменения, обуславливающие существенные различия их литологического состава и палеонтологической характеристики» (Степанов, 1967, стр. 111).»*

К приведенному определению Д.Л.Степанова нужно добавить «постепенность изменений» и тогда вступает в силу принцип ХВП С.В.Мейена (см. выше).

Принцип ХВП входит в предлагаемый здесь принцип, как указание на операции территориального прослеживания стратонев в местном, региональном и межрегиональном (вплоть до глобального) планах. Предлагаемый принцип служит также районированию по «типу разреза». Один из примеров районирования «по типу разреза» приведен в главе 4 настоящей работы.

Принцип временной упорядоченности в изменении комплексов признаков стратонев выражается в геопериодности (цикличности, этапности, повторяемости и ритмичности) геологических (в том числе палеобиологических) процессов и результатов этих процессов (тел) (в качестве примера см. главы 2 и 3).

Наиболее к этому принципу близок по эволюционному смыслу принцип Т.Гекса, который, вслед за С.В.Мейеном, понимается как «... не просто сходство тел разных последовательностей по каким-то признакам, а одинаковый порядок ...» (Мейен, 1989, с. 147; впервые опубликовано в Научная думка, 1982).

Но принцип временной упорядоченности подразумевает не только палеонтологическую эволюционную упорядоченность, но и абиогенную упорядоченность. Совмещение палеонтологической эволюционной (качественной) и биоформационной (количественной) упорядоченности с литолого-формационной упорядоченностью (см. выше) и явилось основой для разработки региональной стратиграфической схемы верхнего мела и южного Северного Кавказа и Предкавказья (см. гл. 2 и 3).

Принцип региональной эталонности (стратотипичности) по существу яв-

ляется **принципом Г.П.Леонова** (1973). «Центральным звеном этого пути (см. выше последовательное решение задач стратиграфии – прим. Ю.П.С.) является региональный этап исследований (4), на котором решается в основном задача естественной **периодизации** (выделено Ю.П.С.) процесса формирования исследуемых отложений и создаются необходимые методические предпосылки для разработки межрегиональных схем, а затем и хроностратиграфической схемы классификации» (Леонов, 1973, с. 36,37).

Антистратотипическая позиция О.Шиндewolfфа (1970) объясняется тем, что он подменяет единую стратиграфию частной, хотя и весьма важной, биостратиграфией. Он прав только в том, что необходима определенная свобода в совершенствовании общей стратиграфической шкалы.

Близок к этому принципу «**Закон Никитина-Чернышева**, он же закон «двойного характера геологических классификаций» (Халфин, 1960). «Существуют две различные по своей природе и своему назначению системы стратиграфических подразделений: международная шкала с ее двумя аспектами (геохронологическим и биостратиграфическим) и региональные стратиграфические схемы. Международная шкала является биологической по своей природе и, представляя собой систему исчисления геологического времени, является инструментом корреляции региональных схем и подразделений. Региональные схемы – геологические по своей природе и представляют собой средство познания геологической истории региона» (Халфин, 1960)»*

Таким образом, региональные стратиграфические схемы более отвечают требованиям Стратиграфического кодекса 1992 года об этапности развития. Примером этому является показанная в главах 2 и 3 настоящей работы геопериодность региональных стратонов, более согласующаяся с глобальной геопериодностью, по сравнению со стратонами общей (международной) биостратиграфической шкалы.

Принцип территориальной прослеживаемости геологических тел наиболее близок к **закону В.Смита** («одинаковое – одновозрастно») или к интерпретирующим его высказываниям о «биостратиграфической параллелизации» Д.Л.Степанова (1967) и Л.Л.Халфина (1960): «Одинаковые слои содержат одинаковые ископаемые» (Степанов, 1967, стр. 109); «...Отложения, содержащие одинаковую флору (фауну), геологически одновозрастны» (Халфин, 1960, стр. 391)»*.

Принцип территориальной прослеживаемости геологических тел относится не только к палеонтологической их прослеживаемости, но и к литологической, геотектонической прослеживаемости. На примере верхнего мела и дна Северного Кавказа и Предкавказья видно, что принцип «одинаковость-одновозрастность» реализуется успешнее при переходе от качественных к ка-

чественно-количественным, а затем, и к структурным признакам, особенно, при переходе к признаку «изменение – событие» (ИС) (см. гл. 2 и 3).

Принцип пространственно-временной относительности рядом положенных геологических тел, – это собственно **первый закон Н.Степона**: «Во время образования какого-нибудь слоя лежащее наверху его вещество было целиком жидким и, следовательно, при образовании самого нижнего слоя ни одного из верхних слоев еще не существовало» (Степон, 1957, стр. 31)»*

Этот принцип наиболее служит естественному расчленению разрезов при условии знания о механизме их образования.

Принцип пространственно-временной эмерджентности геологических тел наиболее соответствует **«Закону Головинского ... «Граничные поверхности стратифицированных геологических образований испытывают возрастную миграцию» (Садыков, 1969)»**.*

С более общих позиций проблема постоянной асинхронности границ геологических тел, являющихся основой для выделения стратонов, рассматривается в работе С.А.Мороза и В.И.Онопrienко (1988).

С еще более общих позиций принцип пространственно-временной эмерджентности геологических тел обосновывается положением об относительности времени.

Этот принцип предостерегает от утверждения об абсолютной синхронности границ при территориальном прослеживании стратонов и обосновывает необходимость множественности стратиграфии, провозглашенной в Международном стратиграфическом справочнике (1978).

Методическая организация (УКачО 5) «Стратиграфической геологии», предусматривающая использование (при составлении, расчленении и корреляции разрезов, составлении и сопоставлении схем – см. выше задачи стратиграфии) множества признаков (комплексность обоснования стратонов), как раз и создает практику «множественной стратиграфии»: сколько используемых качественно различных признаков – столько и стратиграфий. Это означает, что «множественность стратиграфии» чисто методическая и вовсе не мешает единству стратиграфии (см. выше).

Методическая «множественность стратиграфии» (био-, лито-, ритмо- и т.д.) практически необходима. Задача в том, как свести эту множественность в единое целое. Решение этой задачи предлагается в виде исторического и экосистемного подходов. При этом нередко забывают, что историчность и экосистемность – наши выводы из наблюдений статических геологических явлений. Нельзя, конечно, отрицать необходимость сочетания эмпирики и процессных выводов из нее, но также нельзя полностью подчинять эмпирические действия всегда неполным представлениям о процессах.

В данной работе (см. гл. 2 и 3) показан опыт сведения множественности стратиграфии в единое целое путем перехода от качественно различных признаков к отвлеченным от качественности структурным признакам. При этом, общее предположение о геопериодности седиментационных процессов существует параллельно с осмыслением конкретного эмпирического материала.

Предметная организация (УКачО 6) «Стратиграфической геологии» заключается в выделении из объектной области стратиграфии (см. ниже) стратиграфических признаков, их комплексов, стратонов разного территориального и качественного типа и в составлении из последних стратиграфических и корреляционных схем.

В данной работе (см. гл. 3 и 4) показана независимость местных, региональных и общих (международных) стратонов. Показана также, вслед за Г.П.Леоновым, центральная роль именно региональной стратиграфии: региональные стратоны наиболее комплексны в их обосновании.

Известно, что биостратоны международной стратиграфической шкалы (ОСШ) по существу исходно так же региональны.

Объектная организация (УКачО 7) «Стратиграфической геологии» сводится к изучению осадочных слоисто-пластовых фациально-формационных («суперкрустальных») природных образований (с захороненными в них остатками организмов), наиболее адекватных временным процессам геологического развития («песочные часы»).

Необходимо подчеркнуть постулат Г.П.Леорова о том, что стратиграфия работает в основном на уровне геотформаций. «Основной вывод, к которому мы приходим, – это признание объектов формационного уровня организации историко-геологическими единицами (выделено автором), которые могут быть правильно поняты и выделены лишь при комплексном историко-геологическом подходе к их познанию и выделению. Объекты данного уровня, при их изучении с различных точек зрения, в одних случаях могут рассматриваться как формации, в других – как региональные осадочные циклы, в третьих – как геостратиграфические единицы» (Леонов, 1977, с. 165, 166). Стратиграфия более структурна, чем качественна. Геотформационная организация Земли более структурна по сравнению с геотфациальной (горлопородной). Структурность геотформационной организации выражается в геопериодности (цикличности, этапности, ритмичности), что и использовано в данной работе при построении региональной стратиграфической схемы верхний мел-дании Северного Кавказа и Предкавказья.

Исходя из вышеприведенных объектного (УКачО 7) и предметного (УКачО 6) определений, а также из принципов глобальной стратиграфической комплексности и пространственно-временной эмерджентности геологических тел,

ожно осветить вопросы: «естественность-искусственность стратонов» и «отношение границ разнопризнаковых стратонов».

Все стратоны изначально имеют естественную объектную основу, но в редметном аспекте они всегда в той или иной степени искусственны. Искусственность стратонов в основном выражается в возрастающем скольжении х границ, которые условно мы считаем синхронными. С повышением деятельности изучения слоисто-пластовых осадочных толщ можно обнаружить ранее не наблюдавшееся скольжения границ стратонов и, таким образом, приблизится к их синхронизации. Однако, в принципе никогда нельзя быть верным в абсолютной синхронности границ стратонов.

Асинхронность границ стратонов (явная и неявная) повышается при переходе от местных схем к региональным, межрегиональным схемам и далее к общей стратиграфической шкале. Тем не менее, руководствуясь принципом глобальной стратиграфической комплексности (пространственно-временной целостности), мы всегда должны оперировать стратонами, имеющими как и синхронные границы.

В данной работе показана возможность повышения степени синхронности региональных стратонов за счет применения комплекса качественных, качественно-количественных и структурных (геопериодных) методов.

Принцип пространственно-временной эмерджентности геологических тел (стратиграфических объектов) указывает на то, что качественно разные тела выделяемые на их базе качественно разные стратоны не должны иметь общие границы. Общие границы качественно разные тела имеют только при стратиграфических перерывах.

Однако опыт работы по верхнему мелу и данию Северного Кавказа и Предкавказья позволил установить закономерность: не совпадают, как правило (если нет больших перерывов), одноранговые (по резкости) границы разнопризнаковых стратонов (например, границы литостратонов, с границами биостратонов и т.д.), но опять же, как правило, совпадают разноранговые границы разнопризнаковых стратонов (например, границы литологических подпачек, с границами биолон и т.д.).

Совпадение разноранговых границ разнопризнаковых стратонов – свидетельство существования общих процессов, количественно по-разному, но структурно одинаково «записывающихся» в процессе седиментации.

Еще один вопрос, не столько теоретический, сколько терминологический, давно назрел.

Практически общие стратоны выделяются в основном по палеонтологическим, региональные – по палеонтологическим, литологическим и геопериодным, местные – по литологическим признакам. Косвенно это отражено в

исторически сложившихся резко различных наименованиях общих, региональных и местных стратонов (Стратиграфический Кодекс, 1992 г.).

Но, если все «основные стратиграфические подразделения» согласно Кодексу (1992 г. и др.) являются результатом этапов развития и должны в принципе иметь комплексное обоснование, то целесообразно применять одинаковые наименования для всех трех категорий, подчеркивая тем самым приблизительную сопоставимость по рангам.

Например. Ярус – региональный ярус (р – ярус, вместо «горизонт») – местный ярус (м – ярус, вместо «свита»); зона – региональная зона (р – зона, вместо «лона») – местная зона (м – зона, вместо «пачка»). «Горизонт» в разное время понимался по разному (в т.ч. как – пачка, пласт, граница); «лона» и есть региональная зона («рена»).

По сравнению с общими стратонами (9 рангов), региональные (2 ранга) и местные (4 ранга) «ущемлены», особенно региональные стратоны. Учитывая значимость регионально-стратиграфических построений (см. выше), необходимо увеличить число рангов региональных и местных стратонов, например следующим образом.

Эратема, р – эратема, м – эратема; система, р – система, м – система (вместо «комплекс»); отдел, р – отдел, м – отдел (вместо «серия»); ярус, р – ярус, м – ярус; зона, р – зона, м – зона.

В пределах Северного Кавказа и Предкавказья можно выделить: р – эратеме, соответствующую прямой циклотеме альпийского цикла развития ($J-K_z$); р – системы, соответствующие трем элементам этой циклотемы ($J_{1+2}-J_3+K_2-K_z$); р – отделы (в $J_3+K_2:J_3$ + неоком; K_1 apt, alb; K_2); р – ярусы (пример четырех горизонтов K_2 в данной работе).

ЛИТЕРАТУРА

- Абих Г.В.** О строении и геологии Дагестана// Горный журнал. Кн.2 – 1862.
- Акулинина Е.А.** Структурно-морфологические особенности карбонатных пород верхнего мела северных и восточных районов Краснодарского края и их корреляционное значение// Геология и разработка нефтяных и газовых месторождений.- М.: Наука, 1969.- С.104-109 (Тр.Краснодар. фил. ВНИИнефть; Вып. 19).
- Алиев М.М., Павлова М.М., Харитонов В.М.** Биостратиграфическое расчленение верхнемеловых отложений Дагестана по фауне иноцерамов/ / Изв. АН Аз.ССР. Сер. наук о Земле, 1982. №4.-С.3-11.
- Атлас верхнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма/ **М.М.Москвин, Д.П.Найдин, М.М.Павлова, Н.Г.Маслакова и др.** - М.: Гостоптехиздат, 1959.- 500с.
- Афанасьев С.Л.** Сопоставление стратиграфических схем верхнемеловых отложений Большого Кавказа.- М.: Изд.ВЗПИ, 1978.- С.54-72 (Тр. ВЗПИ. Сер. геол. и гидрогеол.; Вып. 120)
- Афанасьев С.Л.** 328 синхронных стратонев верхнемеловых отложений Новороссийского, Чиаурского, Кобыстанского и Дагестанского прогибов Большого Кавказа// Математические методы анализа геологической цикличности.- М.: Наука, 1985.- С.11-34.
- Афанасьев С.Л.** Флишевая формация: закономерности строения и условия образования.- М.: А/о «Росвузнаука», 1993.- 359с.
- Афанасьев С.Л.** Геохронологические шкалы фанерозоя: изотопная, наоциклитная и макроциклитная// Математические методы анализа цикличности в геологии.- М.: Изд. РАЕН, МГОУ, МОИП, Ассоциация «Прогнозы и циклы», 1994.- С.6-20.
- Афанасьев С.Л.** История геологических исследований Кавказа// Циклы природы и общества.- Материалы V Международной конференции.- Ставрополь: Изд. Ставропольского университета, 1997.- С.147-160.
- Афанасьев С.Л., Пергамент М.А., Смирнов Ю.П.** Длительность веков позднего мела// Бюл. МОИП. Отд. геол.-1972.-Т.47, вып.2.-С.134-136.
- Афанасьев С.Л., Смирнов Ю.П.** Сопоставление стратиграфических схем верхнего мела Дагестана и Юго-Восточного Кавказа// Бюл. МОИП.Отд. геол.-1972.Т.47, вып.6.-С.137-138.
- Ботвишник П.В.** О стратиграфическом расчленении верхнемеловых отложений разрезов Большая Мартанга и Гехи по фауне фораминифер// Геология и нефтегазоносность Восточного и Центрального Предкавказья.- М.: Недра,1965.-С. 218-224 (Тр. ГрозНИИ; Вып.18).

Ботвинник П.В. Стратиграфическая схема верхнемеловых отложений Чечено-Ингушетии// Проблемы геологии и нефтегазоносности Северо-Восточного Кавказа и Закавказья.-Грозный: Изд. Сев.Кав.НИПИнефть, 1982.- С.3-7 (Тр. СевКавНИПИнефть; Вып.37).

Ботвинник П.В., Дагасва Г.И. О типовом разрезе пограничных слоев мела и палеогена Северо-Восточного Кавказа// Геология и нефтегазоносность мезозойских отложений Северного Кавказа.- Грозный: Изд. Сев.КавНИПИнефть, 1978.- С.43-48 (Тр. СевКавНИПИнефть; Вып.ХХІІІ).

Васин Б.Г. Морфогенетическая классификация подводных оползней (на примере верхнемеловых отложений Дагестана)// Новые данные по нефтяной геологии, гидрогеологии, геотермии и геофизике Центрального и Восточного Кавказа.- М.: Недра, 1968.- С.56-60 (Тр Гроз. нефт. ин-та. Сб.29).

Вассосвич Н.Б. Уточнение понятий и терминов, связанных с осадочными циклами, стадийностью литогенеза и нефтегазообразования// Основные теоретические вопросы цикличности седиментогенеза. – М.: Наука, 1977. – С. 34 – 58.

Верхний мел Юга СССР /М.М. Алиев, Н.А.Крылов, М.М.Павлова, Ю.П. Смирнов и др. – М.: Наука, 1986. – 232 с.

Гладенков Ю.Б. Стратиграфическая шкала, событийная стратиграфия, дробные стратиграфические подразделения.// Изв. АН СССР. Сер геол. - 1990. №1. – С. 3 – 17.

Д.В. Дробышев. Верхнемеловые отложения Дагестана// Геология СССР. Т.ІХ. Северный Кавказ. – М.-Л.: Гос.изд.геол.лит.Мингео СССР, 1947. – С. 205 – 215.

Дробышев Д.В. Верхний мел и карбонатные отложения палеогена на Северном Кавказе. – Л., М.: Гостоптехиздат, 1951. – 218 с.

Егоян В.Л. Стратиграфия меловых отложений восточных и северных районов Краснодарского края. — Москва: Гостехиздат, 1962. — С. 98-135. (Тр. Красн.фил. ВНИИнефть. Вып. 10).

Егоян В.Л. Условия залегания и тектоническая зональность комплекса меловых отложений Западного Предкавказья// Изв.АН СССР. Сер. геол. 1965, №4. – С. 86 – 100.

Егоян В.Л. О некоторых основных положениях общей стратиграфии// Изв. АН СССР. Сер. геол.-1969. №12.- С. 3-13.

Егоян В.Л. Стратотип и стратиграфическая граница// Изв.АН СССР. Сер. геол.-1973. №2.- С.107-112.

Егоян В.Л. Реальность и абстракции в процессе общей стратиграфии/ Экосистемы в стратиграфии.- Владивосток, 1980.- С.38-47.

Егоян В.Л. Проблема границы в стратиграфии// Бюл. МОИП. Отд. геол.-1984. Т.59, вып.2.- С.72-87.

Егоян В.Л. Тенденции в развитии общей стратиграфии// Бюл. МОИП. Отд. геол. Ст. 4.-1992. Т.67, вып.1.- С. 61-72.

Егоян В.Л., Антонова З.А., Гарбузова А.Г. Стратиграфия меловых отложений Ейско-Березанского района. — Москва: Гостпотехиздат, 1961. — С.122-162. (Тр. Краснодар. фил. ВНИИнефть; Вып.6).

Захарова Л.В. Стратиграфия верхнемеловых отложений Грозненской области, Северной Осетии и Кабарды. — Л.: Гостоптехиздат, 1957. — С.34-83. (Тр. Геол. музея им. А.П.Карпинского. Вып.1).

Зубаков В.А. Ритмостратиграфические подразделения. Проект дополнений к Стратиграфическому кодексу СССР.- Л.: Изд. ВСЕГЕИ, 1978.- 71с.

Карогодин Ю.Н. Региональная стратиграфия.- М.: Недра, 1985.- 179 с.

Карогодин Ю.Н., Смирнов Ю.П. О значении стратотипических и опорных разрезов циклостратонов// Теоретические и методические вопросы седиментационной цикличности.- Новосибирск: Изд. ИГ и Г СО АН СССР, 1977.- С.124-135.

Каталог стратиграфических разбивок разрезов скважин Краснодарского края/ **В.Л.Егоян, Б.М.Никифоров, А.Д.Строчевая и др.**- Краснодар: Изд. Краснодар НИПИнефть, 1975.- 185с.

Келлер Б.М. Верхнемеловые отложения Западного Кавказа.- М.: Тр. ИГН АН СССР. Вып. 48. Сер.15, №15.- 1947.- С.46-58.

Корреляция меловых отложений Чечено-Ингушетии в связи с перспективами нефтегазоносности/ **Т.А.Даниленко, К.И.Смолянинова, П.В.Ботвинник и др.**// Новое в геологическом строении и перспективы нефтегазоносности Северо-Восточного Кавказа.- Грозный: Изд. СевКавНИПИнефть, 1980.- С.3-13 (Тр. СевКавНИПИнефть; Вып.33).

Круть И.В. Исследование оснований теоретической геологии.- М.: Наука, 1973.- 205с.

Круть И.В. Введение в общую теорию Земли.- М.: Мысль, 1978.- 367с.

Леонов Г.П. Основы стратиграфии.- М.: Изд. МГУ. Т.1, 1973.- 530с. Т.2-1974.- 486с.

Леонов Г.П. Фациально-циклический анализ как метод стратиграфического расчленения// Леонов Г.П. Основы стратиграфии. Т.2.- М.: Изд. МГУ, 1974.- С.430-432.

Леонов Г.П. Пути развития формационных представлений в связи с задачами регионально-стратиграфических исследований// Леонов Г.П. Основы стратиграфии. Т.2. М.: Изд. МГУ, 1974.- С.475-482.

Леонов Г.П. Проблема цикличности в региональной стратиграфии//

Основные теоретические вопросы цикличности седиментогенеза. – М.: Наука, 1977. – С. 155-167 (Материалы Всесоюзной конф. 1975г. Новосибирск).

Леопов Г.П., Алимарина В.П. Вопросы стратиграфии нижнепалеогеновых отложений Северо-Западного Кавказа. – М.: Изд. МГУ, 1964. – 202 с.

Лысенков П.П. Строение верхнего мела по реке Майрамдаг//Геология и нефтегазоносность мезозойских отложений Северного Кавказа. – Грозный: Изд. Сев. КавНИПИнефть, 1978. – С.36-39 (Тр. СевНИПИнефть; Вып. 29).

Лысенков П.П., Ботвинник П.В. К вопросу изучения верхнемеловых отложений по р.Чанты-Аргун//Геология и нефтегазоносность Восточного Предкавказья. – М.: Недра, 1965. – С. 147-152 (Тр. ГрозНИИ; Вып. XVII).

Лысенков П.П., Ботвинник П.В. Региональная стратиграфическая схема верхнего мела Северо-Восточного Кавказа// Перспективы нефтегазоносности Восточного Предкавказья в свете новых геологических данных. – Нальчик: Эльбрус, 1976. – С.31-36 (Тр. СевКавНИПИнефть; Вып.25).

Лысенков П.П. Фролова-Багреева Е.Ф., Ботвинник П.В. Верхнемеловые отложения разрезов р.Хулхулау и оз. Кезеной-ам (Ретло)// Геология и нефтегазоносность Северного Кавказа. – М.: Гостоптехиздат, 1963. – С. 87-92 (Тр. ГрозНИИ; Вып. XIV).

Малиновский Ю.М. Синфазная стратиграфия фанерозоя. – М.: Недра, 1982. – 176 с.

Малиновский Ю.М. Недра – летопись биосферы. – М.: Недра, 1990. – 159с.

Маслакова Н.И. Фораминиферы верхнемеловых отложений Дагестана// Вопросы стратиграфии и региональной геологии. – М.: Изд. МГУ, 1961.- С. 58-88 (Тр. МГУ; Вып. 192).

Международный стратиграфический справочник/ Под ред. **Х.Хедберга.** – М.: Мир, 1978. –226 с.

Мезозойско-кайнозойские комплексы Предкавказья (Строение и корреляция) (**Е.А.Гофман, И.Э.Сорокина, В.Л.Егоян, Ю.П.Смирнов и др.** – М.: Наука, 1988.-94 с.

Мейсн С.В. Введение в теорию стратиграфии. – М.: Наука, 1989.-241 с.

Мессжников М.Г. Зоны региональных стратиграфических шкал// Советская геология, 1966. №7-С. 3-16.

Меловые отложения обрамления Каспийского моря / **М.М.Алиев, М.М.Павлова, Ю.П.Смирнов и др.** – М.: Наука, 1980. – 242 с.

Мороз С.А., Оноприенко В.И. Пространственно-временные аспекты стратиграфии. – Киев: Выща школа, 1988. – 179 с.

Москвин М.М. Стратиграфия верхнемеловых отложений Центрального Предкавказья// Памяти академика А.Д.Архангельского: Вопросы литологии и стратиграфии СССР. – М.: Изд. АН СССР, 1951. – С. 124-161.

Москвин М.М. Верхнемеловые отложения Северного Кавказа и Предкавказья// Acta Geologica Polonica, 1962, vol. XII, №2.- С. 160-181.

Москвин М.М. Верхний отдел. Северный Кавказ и Предкавказье// Стратиграфия СССР. Меловая система. Полутом 1. – М.: Недра, 1986. – 190-213.

Москвин М.М., Найдин Д.П. Датские и пограничные с ними отложения Крыма, Кавказа, Закаспийской области, юго-восточной части Русской платформы// Границы меловых и третичных отложений: Материалы XXI сес. МГК. – М.: Изд. АН СССР, 1960.-С.15-41.

Москвин М.М., Семихатов М.А. Подводно-оползневые нарушения в верхнемеловых и палеогеновых отложениях Дагестана// Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956, №10. – С.68-82.

Найдин Д.П. Геохронология мелового периода// Бюл. МОИП. Отд. геол. 1982. Т.57. Вып. 1. – С.51-72

Найдин Д.П. О положении стратиграфии и стратиграфических исследований в геологии//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1984. Т.59. Вып. 4.– С. 88-95.

Найдин Д.П. Астрономические вариации, флуктуации климата и ритмичность карбонатных толщ. Статья 2. Климатические флуктуации и ритмичные карбонатные толщи мезозоя// Бюл. МОИП. Отд геол. 1990. Вып. . – С. 29-43.

Найдин Д.П. Так что же такое стратиграфия?// Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 1994. Т.2. №2. – С.12-16.

Найдин Д.П. Эвстазия и эпиконтинентальные моря Восточно-Европейской платформы в позднемеловую эпоху. Статья 1. Океаносфера и моря платформ.// Бюл. МОИП. Отд. геол. 1995. Т. 70 Вып. 2.- С. 41-58.

Найдин Д.П. Эвстазия и эпиконтинентальные моря Восточно-Европейской платформы. Статья 2. Верхнемеловые секвенции платформ// Бюл. МОИП. Отд. геол. 1995. Т. 70. Вып. 5. – С.49-64.

Орел Г.В. Биостратиграфия верхнемеловых отложений Дагестана и палеоэкология фораминифер: Автореферат дис. канд. геол.-мин. наук. – Ростов: Изд. РГУ, 1970. – 24 с.

Орел Г.В., Смирнов Ю.П., Васин Б.Г. К вопросу о расчленении сеноман-туронских отложений Дагестана// Стратиграфия и палеогеография меловых отложений Восточного Кавказа и прилегающих районов Волгоградской области.- М.: Наука, 1967. – С.42-45.

Орехова В.М. К стратиграфии верхнемеловых отложений южного склона вала Карпинского и западной части Калмыцкой АССР// Материалы геологических исследований на территории нижнего Дона и нижней Волги. – Ростов-на-Дону: Изд. РГУ, 1967. – С. 308-313.

Пергамент М.А. Стратиграфия и иноцерамы верхнего мела Северного полушария.- М.: Наука, 1978.-190 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 332).

Пергамент М.А., Смирнов Ю.П. Вертикальное распределение и стратиграфическое значение иноцеранов в верхнемеловом разрезе Дагестана. Тр. Всесоюз. коллектива по иноцеранам; Вып. 1.- М.: Изд. ГИН АН СССР, 1972.- С. 94-113.

Практическая стратиграфия/ Под ред. И.Ф.Никитина, А.И.Жамойды. Л.: Недра, 1984.-320 с.

Прозоровский В.А. Стратиграфические шкалы (принципы построения и значение)// Вестник ЛГУ.- 1987. Сер.7, вып.1 (№7).- С. 64-68.

Прозоровский В.А. Региональные стратиграфические схемы и формы их представления// Советская геология.- 1990. №3.- С. 116-121.

Прозоровский В.А. Общая стратиграфическая шкала: создание, современное состояние, перспективы развития// Вестник Санкт-Петербургского университета. Сер.7. Геология. География.- 1995, вып.3.- С. 9-15.

Ренгартен В.П. Верхнемеловые отложения Центрального и Западного Кавказа// Геология СССР. Т. IX. Северный Кавказ.- М.-Л.: Гос. изд. геол. лит., Мингео СССР, 1947.- С. 215-230.

Ренгартен В.П. Стратиграфическая схема верхнемеловых отложений Северного Кавказа и проблема выработки унифицированной стратиграфической шкалы// Тр. Всесоюз. совещ. по разработке унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы.- М.: Гостехиздат, 1956.- С. 87-93.

Ренгартен В.П. Опорные разрезы верхнемеловых отложений Дагестана.- М., Л.: Наука, 1965.- 99 с.

Садыков А.М. Идеи рациональной стратиграфии.- Алма-Ата: Наука, 1974.- 182 с.

Салин Ю.С. Конструктивная стратиграфия.- М.: Наука, 1979.- 173 с.

Салин Ю.С. Стратиграфия: порядок и хаос.- Владивосток: Дальнаука, 1994.- 224 с.

Самышкина К.Г. Стратиграфия и фораминиферы верхнемеловых отложений Дагестана// Материалы по геологии и нефтегазоносности Дагестана.- Махачкала: Дагучпедиздат, 1968.- С. 11-23 (Тр. ИГ Даг. фил. АН СССР; вып.7).

Самышкина К.Г. Фораминиферы и стратиграфия меловых отложений Восточного Кавказа.- М.: Наука, 1983.- 169 с.

Смирнов Ю.П. Проблематичные остатки в верхнемеловых известняках Дагестана // Вопросы геологии. – Грозный: Изд. Грозн. нефт. ин-та, 1962. – С. 194-200 (Тр. Грозн. нефт. ин-та; Сб. 29).

Смирнов Ю.П. К стратиграфии верхнемеловых отложений Дагестана. Грозный: Чеч.-Инг. кн. изд., 1967а – С. 38-39 (Тр. Грозн. нефт. ин-та; №30).

Смирнов Ю.П. Палеотектонические основы стратификации верхнемеловых отложений Дагестана // Стратиграфия и палеография меловых отложений Восточного Кавказа и прилегающих районов Волго-Уральской области. – М.: Наука, 1967б.- С. 46-49.

Смирнов Ю.П. Особенности цикличного строения верхнемеловых отложений Дагестана // Новые данные по нефтяной геологии, гидрогеологии и геофизике Центрального и Восточного Кавказа. – М.: Недра, 1968. – С.53-55 (Тр. Грозн. нефт. ин-та; №29).

Смирнов Ю.П. Стратиграфия и палеотектоника верхнего мела Дагестана в связи с нефтегазоносностью. – Грозный: Изд. Грозн. раб., 1971. – 25 с. (Автореферат кандидатской диссертации).

Смирнов Ю.П. Гармонический анализ верхнемеловых разрезов Дагестана при выявлении периодических составляющих процесса геологического развития. // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1974а. Т.49, №1 – С. 153-155.

Смирнов Ю.П. Методика совместного анализа литофаций и мощностей на примере верхнего мела Дагестана // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1974б. Т.49, №4. – С.140-141.

Смирнов Ю.П. К вопросу классификации циклов (ритмов) седиментогенеза // Цикличность осадконакопления и закономерности размещения горючих полезных ископаемых. – Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1975а. – С.24-25 (Тез. докл. Всесоюзной конф., 1975 г. Новосибирск)

Смирнов Ю.П. Роль изучения цикличности в общем комплексе стратиграфических исследований // Цикличность осадконакопления и закономерности размещения горючих полезных ископаемых. – Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1975б – С. 47-48 (Тез. докл. всесоюз. конф. 1975 г. Новосибирск).

Смирнов Ю.П. К решению некоторых основных проблем цикличности и повторяемости в геологии // Основные теоретические вопросы цикличности седиментогенеза. – М.: Наука, 1977. – С.124-136. (Материалы Всесоюзной конф. «Цикличность осадконакопления и закономерности размещения горючих полезных ископаемых», 15-17.04.1975, Новосибирск).

Смирнов Ю.П. Общие вопросы стратиграфической геологии и роль анализа явлений возвратно-направленного развития // Проблемные вопросы литостратиграфии. – Новосибирск: Наука, 1980. – С.101-116.

Смирнов Ю.П. Системное представление объектов геологии// Системный подход в геологии. – М.: Изд. МИНХ и ГП, 1983а – С. 119-120 (Тез. докл. Всесоюз. конф. 1983 г.)

Смирнов Ю.П. Методологические основы системного подхода в геологии // Системный подход в геологии. – М.: Изд. МИНХ и ГП, 1983б – С. 120-122 (Тез. докл. Всесоюз. конф. 1983 г.).

Смирнов Ю.П. Системообразующие факторы // Системный подход в геологии. – М.: Изд. МИНГ, 1986а. – С. 193-194 (Тез. докл. Всесоюз. конф. 1986 г.)

Смирнов Ю.П. Система «Человеческая деятельность» и ее подсистемы // Системный подход в геологии. – М.: Изд. МИНГ, 1986б. – С. 195-196 (Тез. докл. Всесоюз. конф. 1986 г.).

Смирнов Ю.П. Системный анализ в геологии и нефтегазовом производстве. – Грозный: Изд. Чеч. – Инг. Гос. Ун-та, 1987. – 88с. (Учебное пособие).

Смирнов Ю.П. Система «Стратиграфическая геология» (ССГ)// Системный подход в геологии. – М.: Изд. МИНГ, 1989а. – С. 295-297 (Тез. докл. Всесоюз. конф. 1989 г.).

Смирнов Ю.П. Система «Система» // Системный подход в геологии. – М.: Изд. МИНГ, 1989б – С. 34-36 (Тез. докл. Всесоюз. конф. 1989 г.).

Смирнов Ю.П. Гармонический анализ верхнемеловых разрезов Северного Кавказа и Предкавказья// Математические методы анализа цикличности в геологии. – М.: Изд. ВЗПИ, 1989в. – С. 46 – 51.

Смирнов Ю.П. Стратегия и тактика стратиграфических исследований (на примере верхнего мела и дания Северного Кавказа и Предкавказья)// VII Междуведомственная стратиграфическая конференция. – Махачкала: Изд. ИГ Даг фил. АН СССР, 1990а – С.107-109 (Тез. докл.).

Смирнов Ю.П. Региональная стратиграфическая шкала верхнего мела и дания Северного Кавказа и Предкавказья//VII Междуведомственная конференция. – Махачкала: Изд. ИГ Даг. фил. АН СССР, 1990б – С.109-110 (Тез. докл.).

Смирнов Ю.П. Цикличность и этапность осадочных формаций Северного Кавказа// Циклы природы и общества. – Вып. 3 и 4. – С. 101-103.(Материалы III международной конф. 1995 г.).

Смирнов Ю.П. К теории цикла Ю.Н.Соколова//Циклы природы и общества. Часть 2. – Ставрополь: Изд. Ст. Университета, 1996а – С.120-122 (Материалы IV международной конференции 1996 г.)

Смирнов Ю.П. Лито- и биогенетические периодотемы верхнего мела Северного Кавказа// Проблемы естественных наук.- Ставрополь: Изд. Ст. Гос. Университета, 1996 б – С. 137-138 (Материалы научн. конф. «Университетская наука – региону», 1996 г.).

Смирнов Ю.П. Геоформационная структура региональных стратопов верхнего мела и дания Северного Кавказа и Предкавказья// Вестник Ставропольского государственного Университета. Вып.6. Естественные науки. – 1996 в – С. 121-124.

Смирнов Ю.П. К проблеме теории стратиграфии.// Тезисы докладов первой региональной научно-технической конференции «ВУЗовская наука – Северо-Кавказскому региону». Секция «Нефть и газ». – Ставрополь: Изд. Ст. Гос Техн. Университета, 1997а – С.92-94.

Смирнов Ю.П. Событийная стратиграфия на примере верхнего мела Северного Кавказа// Тезисы докладов первой региональной научно-технической конференции «ВУЗовская наука – Северо-Кавказскому региону». Секция «Нефть и газ». – Ставрополь: Изд. Ст. Гос Техн. Университета, 1997б – С. 94-95.

Смирнов Ю.П. К общей теории геотектоничности.// Тезисы докладов первой региональной научно-технической конференции «ВУЗовская наука – Северо-Кавказскому региону». Секция «Нефть и газ». – Ставрополь: Изд. Ст. Гос Техн. Университета, 1997в – С. 96-97.

Смирнов Ю.П. Соотношение стратопов разного типа// Тезисы докладов первой региональной научно-технической конференции «ВУЗовская наука – Северо-Кавказскому региону». Секция «Нефть и газ». – Ставрополь: Изд. Ст. Гос. Техн. Университета, 1997г – С 97-98.

Смирнов Ю.П. Геотектонические и геостатические основы региональной стратиграфии.//Тезисы докладов первой региональной научно-технической конференции «ВУЗовская наука – Северо-Кавказскому региону». Секция «Нефть и газ». – Ставрополь: Изд. Ст. Гос. Техн. Университета, 1997д – С.98-99.

Смирнов Ю.П. Принципы стратиграфии//Вестник Ставропольского Государственного Университета. Вып. 12. Естественные науки. – 1997с.- 31-33.

Смирнов Ю.П. Позднемеловые геопериодические глобальные события на Северном Кавказе// Циклы природы и общества. Часть 2. – Ставрополь: Изд. Ст. Университета, 1998. – С.45-47. (Материалы VI Международной конф. 1998 г.).

Смирнов Ю.П., Васин Б.Г. Трещины растворения в верхнемеловых известняках Дагестана // Вопросы нефтяной геологии.- Грозный: Изд. Грозн. рабочий, 1964. – С.147-158 (Тр. Грозн. нефт. ин-та; Сб. 27).

Смирнов Ю.П., Васин Б.Г. Текстуры растворения в известняках верхнего мела Дагестана// Сб. тр-ов Всесоюз. совещ. по карсту. – Пермь: Изд. ПГУ, 1976. – 5с.*

* Восстановлено по памяти

Смирнов Ю.П., Галип В.Л., Фролова-Багреева Е.Ф. О выделении нижнетуронского подъяруса в Дагестане// Бюл. МОИП. Отд. геол. 1967. Т.42, №2.-С. 52-55.

Смирнов Ю.П., Васин Б.Г., Орел Г.В. Краткая литолого-стратиграфическая характеристика верхнемеловых отложений Дагестана // Стратиграфия и палеография меловых отложений восточного Кавказа и прилегающих районов Волго-Уральской области. – М.: Наука, 1967. – С.50-58.

Смирнов Ю.П., Пергамент М.А. Коньякский ярус Дагестана: состав и зональное подразделение// Тр. Всесоюз. colloквиума по иноцерамам; Вып. 1. – М.: Изд. ГИН АН СССР, 1972.-С.146-158.

Смирнов Ю.П., Проньченко Н.Ф. Критические уровни развития региональных геосистем// Тезисы докладов первой региональной научно-технической конференции «ВУЗовская наука – Северо-Кавказскому региону». Секция «Нефть и газ». – Ставрополь: Изд. Ст. Гос. Техн. Университета, 1997 – С. 100-101.

Смирнов Ю.П., Ткачук А.Е., Вобликов Б.Г. Региональная стратиграфическая схема верхнемеловых отложений Северо-Восточного Предкавказья// Проблемы физической географии Северо-Восточного Кавказа. – Грозный: Изд. ЧИГУ, 1979. – С. 13-27.

Смирнов Ю.П., Фролова-Багреева Е.Ф. Применение комплекса методов расчленения верхнемеловых отложений Дагестана (разрез с. Кака-Шура)// Материалы по геологии, нефтегазопосности мезозоя Восточного Предкавказья. – М.: Недра, 1970.- С.84-87 (Тр. СевКавНИПИнефть; Вып. 7).

Смирнов Ю.П., Пергамент М.А., Ткачук Г.А. Северо-Восточный Кавказ и Предкавказье. Верхний мел//Меловые отложения обрамления Каспийского моря. – М.: Наука, 1980. – С.77-102.

Смирнов Ю.П., Москвин М.М., Ткачук Г.А. Северный Кавказ и Предкавказье//Верхний мел Юга СССР. – М.: Наука, 1986. – С.22-104.

Соколов Ю.Н. Цикл как основа мироздания. – Ставрополь: Изд. ЮРКИТ, 1995.-123 с.

Степанов Д.Л., Мессжников М.С. Общая стратиграфия (Принципы и методы стратиграфических исследований).- Л.: Недра, 1979.- 423 с.

Стратиграфическая схема верхнего мела Юга СССР/М.М.Алиев, Н.А.-Крылов, Ю.П.Смирнов, М.М.Павлова и др.//Верхний мел Юга СССР. – М.: Наука, 1986. – С.186-203.

Стратиграфия и математика /Под. ред. Ю.А.Косыгина, Ю.С.Салина, В.А.Соловьева. – Хабаровск: Кн. изд., 1974.-203 с.

Стратиграфическая классификация. Материалы к проблеме /Под ред. Б.С.Соколова, А.И.Жамойды, А.И.Моисеева – Л.: Наука, 1980. –165 с.

Тер-Григорянц Л.С. К стратиграфии верхнего мела платформенной части Восточного Предкавказья // Геология и нефтегазоносность мезозойских отложений Северного Кавказа. – Грозный: Изд. СевКавНИПИнефть, 1976. – С. 68-73 (Тр. СевКавНИПИнефть; Вып. 23).

Трофимук А.А., Карогодин Ю.Н. Основные типы циклокомплексов нефтегазоносных бассейнов Сибири // Докл. АН СССР, 1974. Т.214, №5. – 1156-1159.

Тур Н.А. Цикличность в развитии сообществ планктонных фораминифер (на примере поздне мелового бассейна Северо-Восточного Кавказа) // Проблемы ноосферы и экобудущего. – М.: Изд. РАЕН, 1996 – С. 201-203 (Материалы междисциплинарных дискуссий. Вып.1. 1996 г.).

Фролов В.Т. Опыт и методика комплексных стратиграфических исследований. – М.: Недра, 1965.-196 с.

Фролов В.Т. О соотношении морфологического и генетического подходов в геологии // История и методология естественных наук. Вып. 23. Геология. – М.: Наука, 1984.-С.26-32.

Фролов В.Т. К вопросу о формах и уровнях организации геологических объектов // История и методология естественных наук. Вып. 33. География. – М.:Наука, 1987. – С.9-19.

Фролов В.Т. Циклический анализ // Фролов В.Т. Литология. Кн.3. – Изд. МГУ, 1995. – С. 110-147.

Фролова-Багреева Е.Ф. Значение иноцерамов для стратиграфического расчленения меловых отложений Северо-Восточного Кавказа (от р.Хулау до р.Хеу) // Тр. Всесоюзного коллоквиума по иноцерамам; Вып. 1. – Изд. ГИН АН СССР, 1972. – С.128-137.

Фролова-Багреева Е.Ф., Смирнов Ю.П. К биостратиграфии верхнемеловых отложений Дагестана // Геология и нефтегазоносность Северо-Восточного Кавказа.- Орджоникидзе: Изд. «ИР», 1969.- С.164-176 (Тр. СевКавНИПИнефть; Вып. 4).

Хаин В.Е. Анализ литолого-фациальных изменений осадочных толщ в вертикальном разрезе и цикличность их строения // Хаин В.Е. Общая тектоника.- М.: Недра, 1973.- С. 155-169.

Халафова Р.А., Шарафутдинов Ф.Г., Самышкина К.Г. К вопросу о возможности присутствия нижнего турона в Дагестане // Нефть и газ, 1966, № 1. – С. 8-12.

Халфин Л.Л. Теоретические вопросы стратиграфии.- Новосибирск: Наука, 1980.- 200 с.

Цейслер В.М. Введение в тектонический анализ геологических формаций.- М.: Наука, 1977.- 152 с.

Цейслер В.М. О формационном ряде чехла Восточно-Европейской платформы// Бюл. МОИП. Отд. геол. 1995. Т.70. Вып. 5.- С. 42-48.

Шабатин И.В. Краткая литолого-фациальная характеристика верхнемеловых отложений Ставрополя// Материалы по геологии и нефтегазодности мезозоя Восточного Предкавказья.- М.: Недра, 1970.- С. 88-96 (Тр. СевКавНИПИнефть; Вып. VII).

Шабатин И.В., Коваль В.И. Сеноманские отложения Центрального и Восточного Предкавказья// Меловые отложения Восточного Кавказа и прилегающих областей.- М.: Наука, 1967.- С. 35-41.

Шарафутдинов Ф.Г., Халафова Р.А. О биостратиграфическом расчленении верхнемеловых отложений Дагестана// Геология и закономерности размещения полезных ископаемых в мезозойских отложениях Дагестана.- Махачкала: Изд. Даг. фил. АН СССР, 1975.- С. 49-56.

Шарафутдинов Ф.Г., Смирнов Ю.П., Шарафутдинов В.Г. Аймакинский опорный разрез верхнего мела и дания Известнякового Дагестана // VII Межведомственная стратиграфическая конференция .- Махачкала: Изд. ИГ Даг. фил. АН СССР, 1990. – С.125-126 (Тез. докл.)

Шардапов А.Н., Пекло В.П. Верхний мел северного крыла Северо-Западного Кавказа (Литостратиграфическая характеристика и история осадконакопления) // Тр. Краснодар. фил. ВНИИнефть; Вып. – М.: Гостехиздат, 1960 – С. 25-56

Шатский Н.С. Геологическое строение восточной части Черных гор и нефтяные месторождения Миатлы и Дылым (Северный Дагестан). – М.: Изд. Научно-техн. упр. ВСНХ, 1929 (1963 – избранные труды) – С. 115-216.

Шиндевольф О. Стратиграфия и стратотип. – М.: Мир, 1975.-135 с.

Шкала геологического времени /У.Б.Харленд, А.В.Кокс, П.Г.Ллевеллин и др. – М.: Мир, 1985 – 140с.

Эйзельс Г. Известково-мергельные циклы (периодиты): диагностика, значение, причины образования (обзор) // Циклическая и событийная седиментация. – М.: Мир, 1985.- С.16-62.

Cieslinski S. Die Grudlagen der Biostratigraphie der Oberkreide in Polen.- Ber., Geol., Ges., 1963, 8, H.2.

Cieslinski S. Stratygrafia i fauna cenomanu Polski (dez Karparti Slaska). – Biul. Inst. geol., 1965, 192

Ernst G. Faziesgebundenheit und Okimorphologie bei irregularen Echiniden der nordwestdeutschen Oberkreide. – Paleontol. Ztschr., 1970a, S.41-62.

Ernst G. Stratigraphical value of the echinoids in Boreal Upper Cretaceous. – Newslett Stratigr., 1970b, vol. 1, N1, p.19-34.

Ernst G. Grundfragen der Stammesgeschichte bei irregulären Echiniden der ordwesteuropäischen Oberkreide. – Geol. Jb., 1972, S.63-175.

P.Harries, E.Kauffman, J.Grampton. Lower Turonian Euramerican inoceramidae: a morphologic, taxonomic and biostratigraphic overview. Mitt. geol. - Paläont. Inst. Univ. Hamburg, 77 (Jost Wiedmann Memorial Volume). Hamburg. 1996, pp. 641-671.

Erle G. Kauffman, W. Jim Kennedy, Christopher J. Wood, with contributions by Annie V.Dhondt, Jake M.Hancock, Ludmila F. Kopaevich, Jacek Walaszczyk. The Coniacian stage and substage boundaries. – Bulletin de L'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique. – Sciences de la terre, 66-supr.: 81-94, 1996 (Second International Symposium on Cretaceous Stage boundaries. – Brussels, 8-16 September, 1995).

Robaszynski F. The Albian, Cenomanian and Turonian Stages in their type regions. – Bulletin of the Geological Society of Denmark. – Volume 33, part -2. Copenhagen 1984. – pp. 191-198.

Seitz O. Über Ontogenische Variabilität und Biostratigraphische einiger Inoceramen. – Palaontol. Z., 1956, 30.

Seitz O. Die Inoceramen des Santon von Nordwestdeutschland. Teil. I.- Beih. geol. Jahrb., 1961, 46.

Seitz O. Die Inoceramen des Santon und Unter-Campan von Nordwestdeutschland. Teil. II.- Beih. geol. Jahrb., 1965, 69.

Seitz O. Die Inoceramen des Santon und Unter-Campan von Nordwestdeutschland. Teil. III.- Beih. geol. Jahrb., 1967, 75.

Sornay J. Les faunes d'Inocerames du Cretace superieur francais. Mise au point et donnees nouvelles. – Compt. rend. Congr. Soc. savantes Paris. Colloque sur Cretace superieur francais. Paris, 1959.

Speden J.G. Generic status of the Inoceramus tegulatus species group (Bivalvia) of the Latest Cretaceous of N.America and Europe. – Postilla Yale Peabody Museum, 1970, № 145.

Troger K.-A., Haller W. Biostratigraphie der Inoceramen und einiger ausgewählter Ammoniten, Belemniten und Echinodermaten des Unter-Coniac bis Unter-Campan in der DDR. – Abhandl. zentr. geol. Inst., 1966, 5.

Karl-Armin Troger, William James Kennedy, with contributions by Jackie A.Burnett, Michele Caron, Andrew S.Gale and Francis Robaszynski. The Cenomanian stage. – Bulletin de L'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique. – Sciences de la terre, 66-suppl.: 51-68, 1996 (Second International Symposium on Cretaceous Stage Boundaries. – Brussels, 8-16. September, 1995).

Tur Nataliya A. Planktonic foraminifera recovery from the Cenomanian-Turonian mass extinction event, northeastern Caucasus // Biotic Recovery from

Mass Extinction Events.- Geological Society Special Publication. № 102.-1996a
- pp.259-264.

Ireneusz Walaszczyk. Turonian through Santonian deposits of the Central Polish Uplands; their facies development, inoceramid paleontology and stratigraphy.
// Acta Geologica Polonica – vol.42, № 1-2. Warszawa 1992.- pp.1-122.

Ireneusz Walaszczyk, Yuriy P.Smirnov, Karl-Armin Troger. Trochoceramid bivalves (Inoceramidae) from the Lower Maastrichtian of Daghestan (Aimaki section, NE Caucasus) and south-central Poland // Acta geologica Polonica.- Vol.46, № 1-2. Warszawa,1996. — pp.141-164.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1

К карте фактического материала.

Естественные разрезы (нумерация с востока на запад и с юга на север).

- | | |
|--------------------|--------------------------|
| 1.1. Цмур-чай | 21.1. Ярык-су |
| 1.2. Касумкент | 21.2. Аксай |
| 2. Куарчаг-су | 22.1. Хулхулау |
| 3. Рубас-чай | 22.2. Элистанжи |
| 4. Уллу-чай | 22.3. Басс |
| 5. Гамри-озень | 23.1. Шаро-Аргун |
| 6.1. Акуша | 23.2. Чанты-Аргун |
| 6.2. Леваши | 23.3. Ярыш-Марды (Зонах) |
| 7.1. Серокала | 24.1. Мартан |
| 7.2. Шамхал-даг | 24.2. Рошня |
| 8.1. Губден | 24.3. Гехи |
| 8.2. Герга | 24.4. Фортанга |
| 8.3. Карабудахкент | 25.1. Асса |
| 9.1. Кака-Шура | 25.2. Супжа |
| 9.2. Дургели | 26.1. Гизельдон |
| 9.3. Дженгутай | 26.2. Майрамадаг |
| 10. Эльдама | 26.3. Фиагдон |
| 11. Талги | 26.4. Ардон |
| 12.1. Цудахар | 27. Савердон |
| 12.2. Салта | 28. Урух |
| 12.3. Кара-Койсу | 29.1. Хазнидон |
| 12.4. Мурада | 29.2. Аргудан |
| 13.1. Аймаки | 29.3. Псыгансу |
| 13.2. Кизил-яр | 30.1. Жемтала |
| 14. Аркас | 30.2. Черек |
| 15. Буцра | 30.3. Хеу |
| 16.1. Бетли | 31.1. Нальчик (Белая) |
| 16.2. Мехельта | 31.2. Шалушка |
| 17. Каранай | 31.3. Чегем |
| 18.1. Чиркей | 32. Баксан |
| 18.2. Хубар | 33. Малка |
| 19.1. Сала-тау | 34.1. Золка |
| 19.2. Буртунай | 34.2. Джинал |
| 20.1. Ансалта | 35. Подкумок |
| 20.2. Кезеной | 36.1. Бугунта |

- 36.2. Дарья
- 37. Кума
- 38. Кубань
- 39.1. Малый Зеленчук
- 39.2. Большой Зеленчук
- 40.1. Уруп
- 40.2. Большой Тегинь
- 41.1. Большая Лаба
- 41.2. Малая Лаба
- 41.3. Шедок
- 41.4. Лакруш
- 41.5. Ходзь
- 42.1. Губс
- 42.2. Фарс
- 43.1. Мужичка
- 43.2. Мешок
- 43.3. Хокодзь
- 43.4. Самурская
- 44.1. Тушепс
- 44.2. Пишиш
- 44.3. Мирная
- 44.4. Широкая
- 44.5. Асфальтовая
- 45. Псекупс
- 46.1. Шебш
- 46.2. Афипс
- 46.3. Убинка
- 47. Хабль
- 48.1. Большой Бугундырь
- 48.2. Шизе
- 48.3. Абин
- 49.1. Баканка
- 49.2. Псебепс

Скважинные разрезы (нумерация с запада на восток и с севера на юг).

- | | |
|--------------------------|------------------------------|
| 1.1. Маргаритовка | 24.1. Митрофановская |
| 1.2. Каяла | 24.2. Кавказская |
| 2.1. Глафиловская | 24.3. Восточно-Кропоткинская |
| 2.2. Канеловская | 24.4. Казанская |
| 3. Кушевская | 25.1. Расшеватская |
| 4. Моревская | 25.2. Гаевская |
| 5.1. Ясенская | 26.1. Северо-Ладожские |
| 5.2. Щербиновская | 26.2. Двубратская |
| 6.1. Новодеревянковская | 27.1. Юбилейная |
| 6.2. Албашская | 27.2. Темиргоевская |
| 6.3. Новоминская | 28.1. Мавринская |
| 7.1. Староминская | 28.2. Соколовская |
| 7.2. Ленинградская | 28.3. Отрадо-Кубанская |
| 8. Сухобалкинская | 28.4. Южно-Соколовская |
| 9.1. Приморско-Ахтарская | 29.1. Майкопские |
| 9.2. Бриньковская | 29.2. Кужерская |
| 10. Каневская | 29.3. Тульская |
| 11. Крыловские | 29.4. Кошехабельская |
| 12. Челбасская | 30.1. Ярославская |
| 13. Леушковская | 30.2. Кузнецовская |
| 14.1. Незамаевская | 30.3. Упорненская |
| 14.2. Терновская | 31.1. Восточно-Алексеевская |
| 15. Песчанокопская | 31.2. Чамлыкская |
| 16.1. Северо-Брюховецкая | 31.3. Лабинская |
| 16.2. Тимошевкинские | 32.1. Армавирская |
| 17.1. Выселковская | 32.2. Александровская |
| 17.2. Березанская | 33.1. Чапаевская |
| 18.1. Алексеевская | 33.2. Каменская |
| 18.2. Половская | 34. Успенские |
| 19. Новопокровская | 35.1. Отрадненская |
| 20. Привольненская | 35.2. Бесскорбинская |
| 21. Таманская | 36.1. Радыковская |
| 22.1. Прибрежная | 36.2. Западно-Кугультинская |
| 22.2. Чебургольская | 37.1. Безопасненская |
| 23.1. Медведовская | 37.2. Кугультинская |
| 23.2. Платнировская | 38. Ипатовская |
| 23.3. Мышастовская | 39. Дивнепская |

- 40.1. Каменно-Балковская
- 40.2. Бойчаровская
- 40.3. Голубинская
- 40.4. Восточно-Арзгирская
- 40.5. Арзгирские
- 41.1. Северо-Ставропольская
- 41.2. Казипская
- 41.3. Пелагиадинская
- 41.4. Грачевская
42. Петровско-Благодарненские
- 43.1. Садовские
- 43.2. Новоблагодарненская
- 44.1. Кучерлинская
- 44.2. Мирненская
- 45.1. Западно-Серафимовская
- 45.2. Гороховская
- 45.3. Синебугровская
46. Левокумские
- 47.1. Максимокумская
- 47.2. Величаевская
- 48.1. Николаевская
- 48.2. Надзорненская
- 48.3. Сенгилеевская
- 48.4. Ставропольская
- 49.1. Польская
- 49.2. Барсуковская
50. Янкульские
51. Северные
- 52.1. Журавские
- 52.2. Воробьевская
- 53.1. Чкаловская
- 53.2. Прасковейские
- 54.1. Курунжинская
- 54.2. Урожайненская
- 55.1. Катериновская
- 55.2. Ачикулакская
- 56.1. Зимняя Ставка
- 56.2. Озек-Суат
- 57.1. Русский Хутор
- 57.2. Сухокумская
- 57.3. Леваневская
- 58.1. Степная
- 58.2. Дагестанская
- 58.3. Солончаковая
59. Кочубеевские
- 60.1. Невинномысская
- 60.2. Беломечетская
- 60.3. Родниковская
- 60.4. Черкесская
- 61.1. Веселовские
- 61.2. Жигулинская
62. Архангельская
- 63.1. Южно-Ачикулакская
- 63.2. Мектебская
- 64.1. Бажиган
- 64.2. Граничная
- 64.3. Капиевская
- 65.1. Соляная
- 65.2. Пионерская
- 66.1. Северо-Нагутская
- 66.2. Нагутская
- 66.3. Лысогорская
- 67.1. Кавминводские
- 67.2. Георгиевская
68. Отказненская
- 69.1. Степная
- 69.2. Соломенская
- 69.3. Сухопадненская
- 69'.1. Березкинская
- 69'.2. Орта-Тюбе
70. Терекли-Мектеб
- 70'. Тарумовская
71. Александрийская
- 72.1. Зольские
- 72.2. Марьинская
- 73.1. Советская
- 73.2. Курская
74. Арак-Далатерек

75.1. Моздокская
75.2. Галюгаевская
76.1. Дружба
76.2. Бурунная
77. Змейская
78.1. Харбижин
78.2. Западный Малгобек
78.3. Заманкул
79.1. Малгобек
79.2. Карабулак
80.1. Эльдарово
80.2. Серноводская
81.1. Хаян-Корт
81.2. Старогрозненская
81.3. Октябрьская
82.1. Червленская
82.2. Брагунская

83. Гудермесская
84. Шахмал-Булак
85. Заузанбаш
86.1. Ленинаульская
86.2. Чубар-Арка
86.3. Махачкала
87.1. Ачи-су
87.2. Избербаш
88.1. Селли
88.2. Гаша
88.3. Каякент
89.1. Берекей
89.2. Дагестанские Огни
90.1. Хош-Мензил
90.2. Рубас
91.1. Ялама
91.2. Худат

ПРИЛОЖЕНИЕ 2

**Обозначения разрезов на рисунках 2.4 – 2.8 и 2.10
(номера разрезов по приложению 1).**

А – Аймаки (13.1)	КБ – Кубань (38)
АБ – Абин (48.3)	КР – Каранай (17)
АК – Акуша (6.1)	Н – Нальчик (31.1)
АЛ – Александрийский (71, скв.)	П – Песчанокопская (15, скв.)
АН – Ансалта (20.1)	ПБ – Плато Бетли (16.1)
Б – Басс (22.3)	ПК – Подкумок (35)
ББ – Большой Бугундырь (48.1)	Р – Рубас-чай (3)
БК – Баканка (49.1)	С – Савердон (27)
БС – Баксан (32)	Т – Таманская (21, скв.)
БТ – Большой Тегинь (40.2)	ТШ – Тушепс (41.1)
Г – Гергебилъ	У – Урух (28)
ГЕ – Георгиевская (67.2, скв.)	УР – Уруп (40.1)
ГР – Герга (8.2)	Х – Хеу (30.3)
Д – Джиал (34.2)	ХБ – Хубар (18.2)
Д' – Дженгутай (9.3)	Ц – Цмур-чай (1.1)
З – Золка (34.1)	ЧА – Чанты-Аргун (23.2)
К – Кавказская (24.2, скв.)	

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
1. История исследований	5
1.1. Первый период (окончание 18 в. – первые два десятилетия 20 в.)	5
1.2. Второй период (20-90 гг.)	6
1.3. Обоснование необходимости региональной стратиграфической схемы	12
2. Методика исследований	22
2.1. Качественный подход	22
2.2. Качественно-количественный подход	26
2.3. Структурный подход	30
3. Региональная стратиграфическая схема (РСС)	42
3.1. Качественная, количественная и возрастная характеристики	42
3.2. Структурная характеристика	64
3.3. Косвенное обоснование стратонов	72
4. Корреляция и типизация разрезов	77
4.1. Корреляция разрезов	77
4.2. Типизация разрезов	137
4.3. Механизм формирования разрезов	148
5. «От общей к теоретической стратиграфии» (вместо заключения)	153
Литература	163
Приложение 1	177
Приложение 2	182

Научное издание

СМИРНОВ Юрий Павлович

**РЕГИОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЯ
ВЕРХНЕГО МЕЛА И ДАНИЯ
СЕВЕРНОГО КАВКАЗА
И ПРЕДКАВКАЗЬЯ**

Компьютерная вёрстка Ю.Е. Панаско

Изд. лиц. № 020061 от 9.10.96	Подписано в печать 9.09
Формат 60х84 ¹ / ₁₆	Усл. печ.л. 10,69 Уч.-изд.л. 9
Бумага офсетная	Тираж 500 экз. Заказ 184

Отпечатано в Издательско-полиграфическом комплексе
Ставропольского государственного университета.
355009, г. Ставрополь, ул. Пушкина, 1