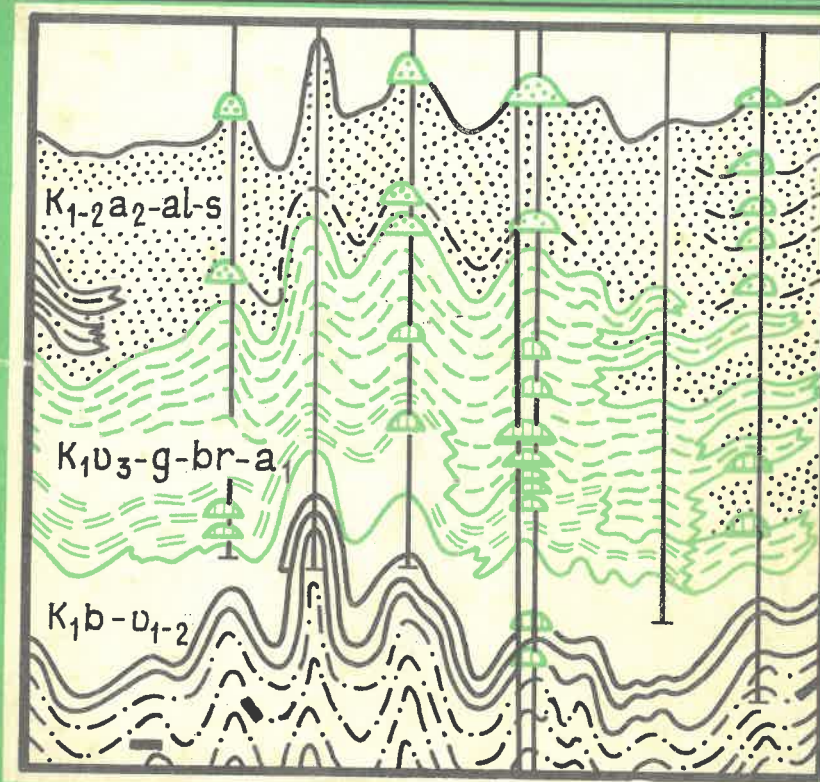


Советская геология



3/1990

Способы оценки ресурсов урана
Глубинная нефтегазоносность
Тимано-Печорской провинции
Ритмитовые формации Западной Сибири
Литофации золотоносных черносланцевых толщ

Пролетарии всех стран, соединяйтесь!

Советская геология

Ежемесячный научный журнал Министерства геологии СССР

3/1990

Основан
в марте 1933 года

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор **А. И. КРИВЦОВ**

Ю. И. Бакулин, Г. Р. Бекжанов, Э. К. Буренков, В. С. Быкадоров, Н. Н. Ведерников, И. Ф. Глумов, И. С. Грамберг, Т. В. Джанелидзе, А. Н. Еремеев, В. А. Ерхов, А. И. Жамойда, А. Н. Золотов, Е. Н. Исаев, А. Б. Каждан, В. И. Казанский, Н. Э. Краснова (отв. секретарь), Л. И. Красный, Н. В. Межеловский, С. С. Мухин (зам. главного редактора), В. А. Нарсеев, В. А. Петров, Д. А. Родионов, А. Ю. Розанов, Г. В. Ручкин, Е. И. Семенов, В. В. Семенович, В. С. Сурков, К. И. Сычев, В. П. Федорчук, А. А. Шпак, А. Д. Щеглов (зам. главного редактора), В. А. Ярмолюк



МОСКВА «НЕДРА»

МЕТОДОЛОГИЯ, ЭКОНОМИКА, ОРГАНИЗАЦИЯ	МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ
Еремеев А. Н., Полуаршинов Г. П. Способы оценки ресурсов урана 3	Андреев В. П. Химизм пород гранулитовых комплексов Анабарского щита и Лапландского поя- са 76
Кулагин А. В. Математическая модель терригенно-кар- бонатного осадконакопления 5	Янов Э. Н. Условия образования красноцветных карбонатно-терригенных и карбонатных формаций 83
Дегтярев В. В. О переводных коэффициентах при окон- турировании и подсчете запасов комплекс- ных руд 15	ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ
ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ	Гарецкий Р. Г., Печерников В. В., Айз- берг Р. Е., Клушин С. В. Отражение глубинного строения При- пятьского палеорифта в термобарических показателях платформенного чехла 93
Белонин М. Д., Буданов Г. Ф., Голо- вань А. С., Каретников Л. Г., Яра- лов Б. А. Поиски залежей углеводородов на боль- ших глубинах Тимано-Печорской нефте- газонасыщенной провинции 19	Вольвовский И. С., Арешидзе Н. И., Онопришвили Т. Г., Таль-Вирская И. Б. Структура поверхности фундамента се- веро-западной части Колхидской впади- ны 99
Гущин В. А. Задача диагностики агрегатного состоя- ния вещества в залежах нефти и газа 24	Квартальная Г. Д. Использование сейсморазведки при изу- чении трещиноватых коллекторов 103
РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ	ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ
Ручкина Ю. Р. Литофации золотоносных черносланце- вых толщ — индикаторы среды рудооб- разования 32	Анисимов Л. А., Московский Г. А. Интерпретация гидрогеологических дан- ных по Прикаспийской впадине 106
Мигута А. К., Пакульнис Г. В., Писа- ревский В. М. К проблеме месторождений типа «несо- гласия» и рудоносности докембрийских депрессийных структур 41	ДИСКУССИИ, ОБСУЖДЕНИЯ
СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ	Прозоровский В. А. Региональные стратиграфические схемы и формы их представления 115
Худолей К. М. Палеобиогеография акваторий Земли на рубеже триаса и юры 51	ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ
РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА	К 125-летию Николая Константиновича Высоцкого 121
Максимов Е. М. Ритмитовые формации Западно-Сибир- ской плиты 60	К 125-летию Карла Ивановича Богдано- вича 122
Никольский А. П. Соотношение плагиогранитов с порода- ми криворожской и курской серий 67	ИЗ РЕДАКЦИОННОЙ ПОЧТЫ
	Металлодетекторы — важный элемент новой технологии геологопоисковых ра- бот 123

Художественный редактор Ю. И. Иванов
Технический редактор С. Г. Веселкина
Корректор Э. А. Ляхова

Сдано в набор 22.01.90. Подписано в печать 21.02.90. Т-05934. Формат 70×108¹/₁₆.
Бумага книжно-журнальная. Печать высокая. Усл. печ. л. 11,55 с вкл. Усл. кр.-отт. 12,41.
Уч.-изд. л. 12,73. Тираж 2455 экз. Заказ № 46. Цена 1 р. 60 к.

Адрес редакции: 123812, Москва, Бол. Грузинская, 4/6
Телефон 254-29-56
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Ленинград, Средний пр., 72

© Издательство «Недра», «Советская геология», 1990



УДК 553.04 : 553.495

© А. Н. Еремеев, Г. П. Полуаршинов, 1990

Способы оценки ресурсов урана*

А. Н. ЕРЕМЕЕВ (ВИМС), Г. П. ПОЛУАРШИНОВ (ВНИИХТ)

Для оценки ресурсов урана применя-
ют различные способы в зависимости
от степени изученности оцениваемых
площадей. Классификация запасов и
ресурсов по достоверности оценки,
принятая в СССР, существенно отли-
чается от зарубежной (табл. 1). В
СССР к запасам относят скопления
полезных ископаемых, хорошо изучен-
ные и оцененные по категориям А, В,
С₁ и С₂, а все остальные — к ресур-
сам.

Применяемые в СССР способы
оценки ресурсов урана приведены в
табл. 2.

Способ по вторичным остаточным
ореолам рассеяния урана основан на
доказанном положении об устойчи-
вости соотношений продуктивностей
вторичного ореола $q_{ор}$ и коренного
оруденения $Q_{РТ}$. Продуктивность вто-
ричного ореола

$$q_{ор} = S(\bar{C}_x - C_{\phi}), \quad (1)$$

где S — площадь вторичного ореола,
м²; $\bar{C}_x$ — среднее содержание урана в
ореоле, ‰; C_{ϕ} — фоновое содержание
урана, ‰.

* Доклад на заседании Технического коми-
тета МАГАТЭ по запасам и поставкам ура-
на, состоявшемся в Вене 29.08—01.09.89 г.

Ресурсы до глубины H составят

$$Q_{РТ} = \frac{1}{K} q_{ор} d H \cdot 10^{-2}, \text{ т}, \quad (2)$$

где K — коэффициент соотношения
продуктивностей урана в ореоле и
коренном залегании (для многих слу-
чаев $K=1$); d — объемная масса по-
род (для расчетов принимают
2,5 т/м³).

$$Q_{РТ} = \frac{q_{ор} H}{40}. \quad (3)$$

Если используются данные гамма-
каротажа, то

$$Q_{РТ} = 2,5 \cdot 10^{-6} S(\bar{I}_x - I_{\phi}) H, \text{ т}, \quad (4)$$

где I_x — средняя интенсивность гам-
ма-излучения в ореоле; I_{ϕ} — фоновое
значение гамма-излучения.

Способ оценки по совокупности фак-
торов процессов рудообразования ос-
нован на подсчете количества урана,
накопленного в области геохимическо-
го барьера за время деятельности ру-
дообразующих растворов.

Количество урана, осажденного на
выклинивании зон пластового или
грунтового окисления (на единицу
длины геохимического барьера),

$$Q = (C_{исх} - C_{кон}) vt, 10^{-6} \text{ т}, \quad (5)$$

где $C_{исх}$, $C_{кон}$ — содержания урана
до и после геохимического барьера,

Таблица 1

Запасы		Ресурсы		
В СССР				
A+B+C ₁	C ₁ +C ₂	P ₁	P ₂	P ₃
За рубежом				
Установленные Identified (reserves)		Неоткрытые Undiscovered		
Подтвержденные Demonstrated		Предполагаемые Unferred	Гипотетические Hypothetical	Потенциальные Speculative
Измеренные Measured	Исчисленные In-dicated	Возможные Pos-sible		

Таблица 2

Способ оценки	Категории оцениваемых ресурсов	Области оценки
По вторичным остаточным ореолам рассеяния По факторам процессов рудообразования для инфильтрационных месторождений «песчаникового» типа По литохимическим потокам рассеяния По средней продуктивности	P_1-P_2	Отдельные участки
	P_1-P_3	От участков до провинций
	P_2-P_3	Районы, провинции
	P_2-P_3	Районы, провинции, территории

г/л; v — скорость фильтрации (согласно закону Дарси $v=365 K_{\phi} I$, м/год); t — длительность процесса, лет; K_{ϕ} — коэффициент фильтрации, м/сут; I — пьезометрический уклон.

Пьезометрический уклон с достаточной для расчета точностью можно установить с помощью палеогидрогеологических реконструкций методами математического моделирования (по палеогидрогеологическим картам). Эти методы позволяют оценить возможное изменение гидрохимической обстановки в продуктивном водоносном горизонте в целом за время рудообразования и, следовательно, прогнозировать изменение $C_{исх}$ и $C_{кон}$.

Для всей площади геохимического барьера (h — мощность проницаемого пласта, м; l — длина фронта выклинивания зон окисления, м) общие ресурсы

$$Q = 365 (C_{исх} - C_{кон}) \times K_{\phi} I h l t, 10^6 \text{ т.} \quad (6)$$

В связи с тем, что не весь уран осаждается на геохимическом барьере (часть закрепляется в зоне окисления на минералах-новообразованиях, часть — в восстановительной области в виде первичных ореолов), в ряде случаев применяют поправочный коэффициент. Из практики его принимают равным 0,75.

Способ по литохимическим потокам рассеяния основан на установленной зависимости между продуктивностями урана в потоке рассеяния и в ореолах рассеяния, развитых на адекватной площади водосбора (бассейна денудации). Продуктивность потока рассея-

ния на площади водосбора каждой точки опробования

$$q_x = S_x (C_x - C_{\phi}), \text{ м}^2 \cdot \%, \quad (7)$$

где S_x — площадь водосбора (область денудации) для точки опробования, м^2 ; C_x — содержание урана в аллювии в точке опробования, %; C_{ϕ} — местное фоновое содержание урана в аллювии, %.

Прогнозные ресурсы

$$Q = \frac{H}{40 K} \sum_{i=1}^n q_i, \text{ т.} \quad (8)$$

где n — количество смежных русел; K, H — то же, что в (2,3).

Способ средней продуктивности ориентируется на известный для данной геологической обстановки тип месторождений, встречающийся в других, хорошо изученных районах. Допускается, что участки сходного геологического строения могут быть сходны и по рудоносности. Вычислив продуктивность хорошо изученного района $q=Q/S$, т/км, определяют ресурсы оцениваемого

$$Q = q S_x, \text{ т.} \quad (9)$$

Аналогично способ применяют при оценке провинций, но ориентируются уже на разные типы месторождений. В зависимости от геологического строения провинции в качестве эталонных выбирают возможные аналоги, расположенные в разных районах. Для каждого типа месторождений проводится оценка, подобно изложенной выше, и результаты суммируются.

Если определяются ресурсы крупных малоизученных регионов (миллионы квадратных километров), то предварительно находится средняя продуктив-

ность (например, на 10 тыс. км^2) достаточно хорошо изученных территорий.

Принята редколлегией 30 октября 1989 г.

УДК 550.834

© А. В. Кулагин, 1990

Математическая модель терригенно-карбонатного осадконакопления

А. В. КУЛАГИН (ПГО «Центргеофизика»)

Одна из важнейших задач геологии — составление и изучение адекватных объективной реальности абстрактных моделей геологических явлений, процессов и объектов [3, 4, 6]. Отсутствие у подобных моделей индивидуальных особенностей, их относительная простота и схематичность позволяют в ряде случаев описывать их математически и путем формального анализа получать нетривиальные выводы о поведении этих моделей в различных условиях. Результаты подобного теоретического моделирования применимы для познания гораздо более широкого класса природных явлений по сравнению со сложными всеобъемлющими моделями с чертами единичного объекта.

В настоящей статье рассматривается одна из простейших математических моделей процесса терригенно-карбонатного осадконакопления в нескольких ее вариантах.

Описание модели. Терригенное осадконакопление. В основе седиментогенеза для терригенных осадков лежит закономерность Слосса [6], согласно которой происходит экспоненциальное уменьшение с удалением от берега массы находящейся в воде взвеси. При этом коэффициенты в показателе экспоненты зависят от гранулометрического состава поступающего от источника сноса терригенного осадка

$$M(x, T) = M_0(T) \{ \alpha_0(T) e^{-k_1[x-x_0(T)]} + [1 - \alpha_0(T)] e^{-k_2[x-x_0(T)]} \}, \quad (1)$$

где $M(x, T)$ — масса взвеси; $M_0(T)$ — масса осадка, поступающая в единицу времени к кромке берега, расположенной на координате $x_0 T$ геологического профиля; $\alpha_0 T$ — состав (глинистость) поступившего осадка; k_1^{-1} и k_2^{-1} — расстояния выноса соответ-

ственно для глинистой ($\alpha_0(T)=1$) и песчанистой ($\alpha_0(T)=0$) фракций; T — текущее геологическое время; x — координата по профилю.

Скорость терригенного слоенакопления (толщина отлагающегося в единицу времени осадка)

$$H(x, T) = \frac{1}{\rho(1-P_0)} \times \left(- \frac{\partial M(x, T)}{\partial x} \right) = \frac{M_0(T)}{\rho(1-P_0)} \times \{ \alpha_0(T) k_1 e^{-k_1[x-x_0(T)]} + [1 - \alpha_0(T)] \times k_2 e^{-k_2[x-x_0(T)]} \}, \quad (2)$$

где ρ и P_0 — соответственно плотность скелета и пористость формирующегося осадочного слоя.

Состав (глинистость) терригенных отложений определяется как отношение скорости отложения мелкозернистой фракции к полной скорости

$$al(x, T) = \frac{\alpha_0(T) k_1 e^{-k_1[x-x_0(T)]}}{\alpha_0(T) k_1 e^{-k_1[x-x_0(T)]} + [1 - \alpha_0(T)] \times k_2 e^{-k_2[x-x_0(T)]}}. \quad (3)$$

В каждый фиксированный момент времени $T=T'$ вдоль геологического профиля наблюдений происходит уменьшение толщин отложившихся в единицу времени осадков от некоторого максимального значения

$$H_{\max}(x=x_0(T'), T') = \frac{M_0(T')}{\rho(1-P_0)} [\alpha_0(T') k_1 + (1 - \alpha_0(T')) k_2]$$

при $x=x_0(T')$ до нуля при очень больших удалениях от кромки берега. При этом глинистость отложений изменяется от $\alpha_0(T')$ до 1 (чистые глины). Таким образом, данная модель в целом отвечает экспериментально наблюдаемым закономерностям.

Карбонатное осадконакопление. При моделировании процесса накопления карбонатных осадков предполагается, что он осуществляется преимущественно биогенным путем [5] за счет двух составляющих: отложения и захоронения скелетов микроорганизмов, обитающих в верхнем продуцирующем слое воды, толщиной L , а также за счет роста рифов на дне моря. При этом скорость накопления остатков микроорганизмов уменьшается с увеличением средней мутности воды в продуцирующем слое, в то время, как скорость роста рифовых известняков, пропорциональная освещенности дна, уменьшается при увеличении глубины бассейна и зависит от уплотненности поверхности седиментации в момент начала роста рифа (возможности закрепления).

Таким образом, скорость накопления карбонатных осадков

$$C(x, T) = [C_1 \bar{I}(L) + C_2 l^{-\chi Z(x, T)}] \times I(Z) \varphi[H_2(x, T, \tau)], \quad (4)$$

где C_1 и C_2 — соответственно скорости накопления карбонатного осадка за счет захоронения скелетов микроорганизмов и за счет роста рифов в наиболее благоприятных условиях; $\bar{I}(L)$ — средняя относительная (по сравнению с поверхностью воды) интенсивность дневного света; $Z(x, T)$ — глубина бассейна в точке x профиля в момент времени T ; χ^{-1} — глубина проникновения света в абсолютно чистой воде, т. е. глубина, на которой интенсивность света уменьшается в l раз; $I(Z)$ — относительная интенсивность дневного света на дне бассейна; $H_2(x, T, \tau)$ — суммарная толщина осадков терригенного типа, отложившихся за время $[T-\tau, T]$; τ — характерное время, за которое происходит уплотнение осадков и появляется возможность закрепления рифовых массивов на поверхности седиментации. Функция $\varphi[H_2(x, T, \tau)]$ должна зависеть от соотношения суммарной толщины отложившихся терригенных осадков и величины $h_{кр}$, равной максимально возможной толщине слоя рыхлых терригенных осадков, покрывших консолидированную подложку, при которой еще возможен процесс рифостроительства.

В простейшем случае

$$\varphi[H_2(x, T, \tau)] = \exp\left(-\frac{1}{h_{кр}} \int_{T-\tau}^T H(x, T) dT\right), \quad (5)$$

где $H(x, T)$ из (2).

В тех случаях, когда $H_2[(x, T, \tau)]$ значительно превышает $h_{кр}$, процесс роста рифа резко замедляется.

Формула, определяющая относительную интенсивность дневного света в мутной воде на глубине Z от поверхности воды, запишется в виде

$$I(Z) = \exp\left(-0,75 \times \frac{M(x, T) \bar{Z}}{v(x, T) Z(x, T) \rho a(x, T)}\right), \quad (6)$$

где $v(x, T)$ — средняя скорость транспортировки частиц; $a(x, T)$ — их средний радиус; $0 \leq \bar{Z} \leq Z(x, T)$.

Итак, освещенность на глубине Z уменьшается с увеличением массы поступающего осадка, уменьшением средней скорости транспортировки частиц, глубины дна бассейна и размера частиц.

Окончательная формула получается с учетом закона сохранения массы воды, проходящей через полное сечение в каждой точке профиля,

$$v(x, T) Z(x, T) = v_0(T) Z_0, \quad (7)$$

где $v_0(T)$ — средняя скорость течения воды на тех участках профиля, где глубина дна моря равна Z_0 .

Таким образом,

$$I(\bar{Z}) = \exp[-\mu'(x, T) \bar{Z}/Z_0], \quad (8)$$

где

$$\mu(x, T) = 0,75 M(x, T) / [\rho v_0 \times \times (T) a(x, T)];$$

$$a(x, T) = \frac{a_1 \alpha_0(T) l^{-k_1(x-x_0(T))} + a_2 (1 - \alpha_0(T)) l^{-k_2(x-x_0(T))}}{\alpha_0(T) l^{-k_1(x-x_0(T))} + (1 - \alpha_0(T)) l^{-k_2(x-x_0(T))}},$$

a_1 и a_2 — характерные размеры отдельных частиц соответственно глинистой и песчанистой фракций.

Величина $\bar{I}(L)$ в (4) запишется в виде

$$\bar{I}(L) = \frac{1}{L} \int_0^L I(\bar{Z}) d\bar{Z} = \frac{Z_0}{L} \times \times \frac{1}{\mu(x, T)} \left[1 - \exp\left(-\mu \frac{L}{Z_0}\right)\right]. \quad (9)$$

Окончательно для полной скорости карбонатонакопления получим

$$C(x, T) = \frac{C_1}{\mu(x, T)} \frac{Z_0}{L} \times \times (1 - l^{-\mu(x, T) \frac{L}{Z_0}}) + C_2 l^{-\mu(x, T) \frac{Z(x, T)}{Z_0}} \times \times l^{-\frac{1}{h_{кр}} \int_{T-\tau}^T H(x, T) dT}. \quad (10)$$

Для того, чтобы полностью определить процесс терригенно-карбонатного слоенакопления, к уравнениям (1), (2), (3), (10) следует добавить уравнения, связывающие $Z(x, T)$, $C(x, T)$ и $H(x, T)$, а также $Z(x, T)$ и $x_0(T)$. Поскольку при отложении осадка происходит уменьшение глубины дна, то

$$\frac{dZ(x, T)}{dT} = -H(x, T) - C[x, T, Z(x, T)] \quad (11)$$

при начальной глубине $Z(x, 0)$ и $x \geq x_0(T)$.

Положение кромки берега определяется из условия

$$Z(x_0(T), T) = 0. \quad (12)$$

Характеристика общих свойств модели. На основе принятого в системном анализе подхода [1] определим главные особенности введенной в рассмотрение модели.

Входными воздействиями (входом) модели являются граничные ($M_0(T)$, $\alpha_0(T)$, $v_0(T)$) и начальные ($x_0(0)$, $Z(x, 0)$) условия.

К выходным воздействиям (выходам) модели относятся искомые функции: $H(x, T)$, $a(x, T)$, $C(x, T)$, характеризующие процесс терригенно-карбонатного слоенакопления. В качестве параметров, определяющих свойства системы, можно рассматривать неизменные во времени величины: κ_1 , κ_2 , a_1 , a_2 , ρ , P_0 , C_1 , C_2 , Z_0 , L , τ , $h_{кр}$, κ .

Функции $x_0(T)$ и $Z(x, T)$, характеризующие положение кромки берега и рельефа дна бассейна, являются переменными во времени параметрами состояния системы. Текущее геологическое время T является параметром процесса. Правила определения выходных характеристик по входам, постоянным параметрам, параметру процесса и параметрам состояния систе-

мы задаются формулами (2), (3), (10), (11), (12).

Характеризуя общие свойства моделируемой системы, можно сказать, что мы имеем дело с нелинейной непрерывной детерминированной нестационарной моделью. Нелинейность системы определяется нелинейным характером связей входных и выходных воздействий, непрерывность — отсутствием дискретных функций в описании модели, детерминированность — регулярным характером входящих в уравнения величин. Нестационарность модели проявляется в том, что из-за изменения во времени положения кромки берега и рельефа дна даже при одинаковых входных воздействиях выходные функции в различные моменты времени будут отличаться.

Следует отметить, что описанная выше модель отражает неразрывное единство процесса терригенно-карбонатного осадконакопления, хотя воздействия друг на друга чисто терригенной и чисто карбонатной составляющих проявляются различным образом. Терригенные отложения являются преимущественно аллохтонными и их отложение в основном определяется внешними воздействиями [поступлением массы осадка $M_0(T)$ и ее составом $\alpha_0(T)$ — см. (2) и (3)]. Воздействие на этот процесс карбонатной составляющей обнаруживается в том, что карбонатные отложения изменяют рельеф дна и согласно (12) смещают кромку берега, что и приводит к изменению условий отложения терригенного осадка. Воздействие терригенной составляющей на отложение карбонатного осадка проявляется более кардинальным образом. С одной стороны, обильное поступление терригенного осадка резко увеличивает мутность воды и толщину слоя рыхлых осадков, покрывающих дно, резко угнетает жизнедеятельность в рифах [см. (10)], а с другой — отложение терригенного осадка ведет к уменьшению глубины дна бассейна [см. (11)], что создает условия для развития карбонатопроизводящей фауны в последующие моменты времени. Таким образом, скорость поступления терригенных осадков является контролирующим фактором для процесса автохтонного образования карбонатов.

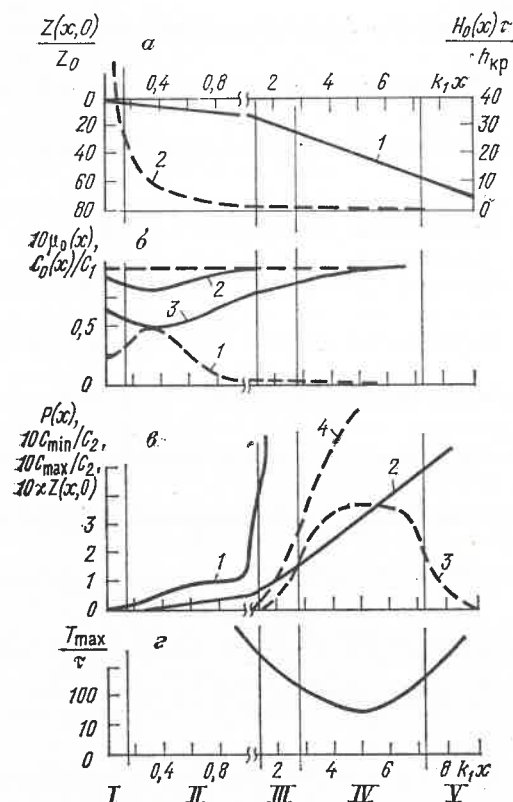


Рис. 1. Безразмерные параметры карбонатного осадконакопления:

а — исходный рельеф дна $Z(x, 0)/Z_0$ (кривая 1) и толщина терригенного осадка $H_0(x)\tau/h_{кр}$ (2); б — мутность воды $\mu_0(x)$ (кривая 1) и скорость отложения скелетов микроорганизмов $C_0(x)/C_1$ при малых (2) и больших (3) значениях массы терригенного материала; в — соотношение факторов, контролирующих рост рифов $P(x)$ (1), показатель освещенности дна в прозрачной воде $\kappa Z(x, 0)$ (2), минимальная $C_{min}(x)/C_2$ (3) и максимальная $C_{max}(x)/C_2$ (4) скорости роста рифов; г — время компенсации бассейна T_{max}/τ ; I — V — номера зон

Точное решение системы уравнений (2), (3), (10), (11), (12) даже в описываемом здесь простейшем случае возможно только, когда $x_0(T)$, $v_0(T)$, $\mu(x, T)$ и $H(x, T)$ не зависят от времени. Рассмотрим этот вариант подробнее.

Модель стационарного поступления в систему терригенных осадков. В этой модели

$$\begin{aligned} M_0(T) &= m_0 = \text{const}, \alpha_0(T) = \alpha_0 = \\ &= \text{const}, x_0(T) = 0 = \text{const}, v_0(T) = \\ &= v_0 = \text{const}. \end{aligned} \quad (13)$$

Подставляя эти значения в формулы (2), (3), (10), (11), проводя в (11)

замену переменных и решая это уравнение методом вариации постоянных [2], можно получить точные формулы для $Z(x, T)$ и $C(x, T)$. Громоздкость не позволяет поместить их здесь полностью. Поэтому проанализируем результаты расчетов для конкретного рельефа дна бассейна (рис. 1, а) и типичных значений параметров модели: $\kappa Z_0 \sim 10^{-2}$, $m_0 \sim 10^7$ кг/год, $h_{кр} \sim 10^{-2}$ м, $\rho \sim 10^3$ кг/м³, $(1-P_0) \sim 10^{-1}$, $\tau \sim 1$ год, $\alpha_0 \sim 10^{-1}$, $k_1 \sim 10^{-5}$ м⁻¹, $Z_0 \sim 1$ м, $k_2/k_1 \sim 10$, $a_2/a_1 \sim 10$, $a_1 \sim 10^{-4}$ м, $L/Z_0 \sim 1$, $v \sim 10^7$ м/год.

Терригенное осадконакопление. Процесс полностью определяется внешними воздействиями (m_0 и α_0). Его скорость $H_0(x)$ не зависит от времени, пропорциональна m_0 и устанавливается по формуле (2) с учетом (13). Изменение H_0 по профилю показано на рис. 1, а. Глинистость осадков увеличивается от значения α_0 в начале профиля до 1 на больших удалениях от берега ($x \gg 1/k_1$).

Накопление скелетов микроорганизмов. Скорость процесса не зависит от времени и полностью определяется безразмерным параметром $\mu_0(x)L/Z_0$, где $\mu(x)$ вычисляется по формуле (8) с учетом (13) и показывает потери интенсивности дневного света на единицу пути в мутной воде. Значение $\mu_0(x)$ согласно (8) пропорционально массе взвеси и обратно пропорционально среднему размеру частиц. Обе эти величины уменьшаются с удалением от кромки берега. Однако на малых расстояниях быстрее уменьшается средний размер частиц, на больших — масса взвеси. Поэтому функция $\mu_0(x)$ имеет максимум на некотором удалении от берега (см. рис. 1, б). Это участок повышенной мутности воды, которой соответствует уменьшение скорости карбонатонакопления $C_0(x)$. При этом с увеличением m_0 минимум $C_0(x)$ становится более выраженным. Положение же участка повышенной мутности воды на профиле полностью определяется параметрами модели (в первую очередь α_0 , a_1 , a_2 , k_1 , k_2). На больших расстояниях от берега скорость отложения остатков микроорганизмов становится максимально возможной.

Рост рифов. Анализ решения системы уравнений (2), (10), (11), (13)

свидетельствует, что скорость роста рифов с течением времени возрастает по экспоненциальному закону от значения C_{min} в момент времени $T=0$ до C_{max} в момент времени $T=T_{max}$, когда глубина дна бассейна становится равной нулю (T_{max} — время компенсации). C_{min} , C_{max} и T_{max} изменяются вдоль профиля наблюдений (см. рис. 1, в, г). При этом $C_{min}(x)$ полностью определяется безразмерным параметром $\varepsilon(x)$

$$C_{min}(x) = C_2 \exp[-\varepsilon(x)], \quad (14)$$

$$\begin{aligned} \text{где } \varepsilon(x) &= \kappa Z(x, 0) + [1 + \\ &+ P(x)] H_0(x) \tau / h_{кр}, \end{aligned} \quad (15)$$

$$P(x) = \mu_0(x) \frac{Z(x, 0)}{Z_0} \frac{h_{кр}}{H_0(x) \tau}. \quad (16)$$

Последний параметр $P(x)$ зависит от того, какой фактор оказывает основополагающее влияние на рост рифов. В том случае, когда велика роль мутности воды — $P(x) \gg 1$ [$\mu_0(x)Z(x, 0)/Z_0 \gg H_0(x)\tau/h_{кр}$], когда главное влияние оказывает рыхлый слой на дне — $P(x) \ll 1$ [$\mu_0(x)Z(x, 0)/Z_0 \ll H_0(x)\tau/h_{кр}$].

В тех случаях, когда действие этих факторов соизмеримо — $P(x) \sim 1$.

Значение $C_{max}(x)$ полностью определяется толщиной слоя рыхлых терригенных осадков на дне бассейна

$$\begin{aligned} C_{max}(x) &= C_2 \exp \times \\ &\times [-H_0(x) \tau / h_{кр}]. \end{aligned} \quad (17)$$

В зависимости от удаления от берега можно выделить пять характерных зон рифонакопления.

Зона I. Прибрежная часть шельфа, $P \ll 1$, $H_0(x)\tau/h_{кр} \gg 1$, $\varepsilon(x) \gg 1$. Карбонатное осадконакопление практически отсутствует, так как за время консолидации τ осаждается такое количество терригенного осадка, что не существует условий для закрепления рифа и процесс рифостроительства полностью подавляется.

Зона II. Шельф на небольшом удалении от берега, $H_0(x)\tau/h_{кр} \sim 10 \gg 1$, $P \ll 1$, $\varepsilon(x) \sim 10 \gg 1$. Скорость роста рифов практически неизменна во времени и составляет сотые доли процента от скорости накопления терригенных осадков.

Зона III. Шельф, удаленный от берега, $H_0(x)\tau/h_{кр} \sim 1$, $P \sim 1$, $\varepsilon(x) \sim 2$. В этой зоне на процесс роста рифов оказывает влияние как состояние поверхности седиментации, так и мутность воды. Скорости карбонатонакопления достаточно высоки и соизмеримы или даже выше скорости накопления терригенных осадков. Нарастание скорости накопления карбонатов происходит за промежутки времени в сотни τ ($T_{max}/\tau \sim 10^2$). Практически за весь интервал времени от 0 до T_{max} происходит отложение осадков смешанного терригенно-карбонатного типа, причем с течением времени относительная доля терригенов уменьшается. Абсолютные скорости рифообразования составляют десятки доли от максимально возможных.

Зона IV. Верхняя часть континентального склона, $H_0(x)\tau/h_{кр} \sim 10^{-1}$, $P(x) \sim 10 \gg 1$, $\varepsilon(x) \sim 1$. Эта зона характеризуется оптимальными условиями для роста рифов (так же, как и зона шельфа при отсутствии терригенных отложений, т. е. малых m_0). Начальная скорость роста рифов составляет десятки доли от максимально возможной, приближаясь к ней за промежутки времени в десятки — сотни τ . Отлагающиеся осадки образуют разрез чисто карбонатного типа. Несмотря на оптимальное для закрепления рифа состояние поверхности седиментации, скорость роста все же не достигает максимально возможного значения, что объясняется влиянием мутности воды.

Зона V. Подножие континентального склона, $H_0(x)\tau/h_{кр} \sim 10^{-2} \ll 1$, $P(x) \sim 10^2 \gg 1$, $\kappa Z(x, 0) \sim 5$, $\varepsilon(x) \sim 6$. В этой зоне $C_{min}(x)\tau/h_{кр}$, т. е. в начальные моменты времени скорость роста рифов значительно меньше максимально возможной скорости C_2 и соизмерима со скоростью терригенного осадконакопления. В разрезе наблюдается переслаивание терригенных и карбонатных отложений. По мере обмеления (компенсации) бассейна наблюдается рост скорости рифообразования, разрез становится чисто карбонатным. Время T_{max} , за которое поверхность достигает уровня моря, а скорость рифообразования повышается почти до максимально возможной, значительно больше, чем для зоны IV

и составляет десятки тысяч т. Это связано с тем, что при увеличении глубины дна моря на скорости роста рифов начинает влиять уменьшение освещенности дна даже в прозрачной воде.

Таким образом, полученные в рамках модели со стационарными внешними воздействиями распределение скоростей осадконакопления по профилю и изменение соотношения между терригенной и карбонатной составляющими по мере удаления от берега в целом неплохо отражают наблюдаемые в реальных условиях зависимости [5]. Приведенные результаты относятся к наиболее общему случаю. В зависимости от конкретных значений параметров модели и внешних воздействий могут измениться размеры и положение выделенных на рис. 1 зон и конкретные значения скоростей осадконакопления. Принципиальная схема останется прежней.

Вместе с тем стационарность внешних воздействий сохраняется лишь в течение не очень продолжительных временных интервалов, так как по мере компенсации бассейна будет смещаться кромка берега, все большее количество терригенных осадков, не отлагаясь, будет транспортироваться в сторону моря. Это ограничивает применимость полученных в рамках этой модели результатов.

Решение же системы уравнений (2), (10), (11) для переменных во времени внешних воздействий аналитическим путем в классе элементарных функций получить невозможно. Единственным вариантом может быть рассмотрение указанных уравнений на незначительных промежутках времени, длительность которых много меньше $Z(x, 0)/H(x, T) + C(x, T)$. При этом предположении рельеф дна меняется несущественно и значение $Z(x, T)$ в уравнении (10) можно считать постоянным, а искомые функции $H(x, T)$, $a(x, T)$ и $C(x, T)$ рассчитывать непосредственно по формулам (2), (3), (10).

Рассмотрим основные особенности осадконакопления в этих случаях при циклическом характере внешних воздействий.

Модель циклического поступления в систему осадка неизменного состава. В этой модели предполагается

$$\begin{aligned} M_0(T) &= m_0(1 - \cos \omega T), \\ \alpha_0(T) &= \alpha_0 = \text{const}, \quad x_0(T) = \\ &= 0 = \text{const}, \end{aligned} \quad (18)$$

где $\omega = 2\pi f$, f — частота цикла. Иными словами, в качестве граничных условий задается периодическое поступление в систему терригенного осадка постоянного состава. Подобная геологическая ситуация может, например, соответствовать сезонным поступлениям осадка от источника сноса, неизменного по своим свойствам.

Терригенное осадконакопление. Подставляя (18) в (1) — (3), получим, что скорость накопления терригенных осадков меняется синхронно с изменениями массы поступающего в систему вещества. Большей массе соответствуют большие скорости процесса и наоборот. Состав же терригенных пород во времени неизменен и зависит только от положения точки седиментации на профиле.

Накопление скелетов микроорганизмов. Полагая в (10) $C_2 = 0$ и с учетом (18), получим, что скорость этого процесса стремится к максимально возможной при отсутствии терригенного осадка. При максимальном поступлении его в систему скорость отложения скелетов резко уменьшается вблизи берега. На значительных удалениях $(x \gg 1/k_1)$ это уменьшение почти не заметно и скорость процесса близка к постоянной.

Рост рифов. Эта составляющая процесса карбонатного осадконакопления описывается более сложной формулой, которую можно получить, подставив (18), (1), (2) в (10) при $C_1 = 0$. В отличие от предыдущих случаев, скорость рифогенного карбонатообразования зависит не только от положения точки на профиле, но и от частоты, с которой происходит поступление терригенного материала извне. Кроме того, скорость рифообразования асинхронна изменениям массы поступающих осадков, время наступления максимальной скорости роста рифов запаздывает по отношению ко времени отсутствия терригенного вещества, а значение запаздывания зависит от ча-

стоты (периода) циклического процесса привноса материала извне.

Средние за периоды скорости процесса определяются теми же безразмерными параметрами, что и для стационарных внешних воздействий. Поэтому остается правомерным, как и в предыдущем случае, в зависимости от значения этих параметров и удаления от берега выделить пять зон рифогенного осадконакопления. Рассмотрим особенности процесса, наблюдаемые в некоторых зонах в течение одного периода цикла.

Зона II. Шельф на небольшом удалении от берега. Анализ скоростей рифообразования на разных частотах (рис. 2, б) показывает, что при малых частотах (больших периодах), т. е. при $\omega t \ll 1$, она изменяется почти в противофазе с изменением массы терригенного материала (кривая 1 на рис. 2, а и б). При таких частотах в период отсутствия терригенных осадков поверхность базиса седиментации успевает консолидироваться и рифостроители беспрепятственно селятся на ней. В периоды отсутствия материала извне риф растет с максимальной возможной скоростью. При увеличении частоты ($\omega t \sim 1$, кривые 2, 3, 4 на рис. 2, б) максимум скорости роста рифа запаздывает от отношения ко времени «чистой воды», так как поверхность седиментации уплотняется не сразу и рифостроители не могут закрепиться. Однако по истечении времени τ , когда завершается консолидация дна и создаются благоприятные условия для закрепления, поступают новые порции терригенного материала, захороняющие строящийся риф. Эти два конкурирующих процесса приводят к тому, что скорость роста рифа не становится максимально возможной, а время наступления наибольших скоростей смещено от времени «чистой воды» на $\tau/2$. При увеличении частоты ($\omega t \gg 1$) на поверхности седиментации не создается благоприятных условий для роста рифов: не успевает затвердевать одна порция осадка, как уже поступает следующая. Развитие рифа резко замедляется.

Суммарные скорости терригенно-карбонатного осадконакопления приведены на рис. 2, в (кривые 1—4). Видно, что на низких частотах наблю-

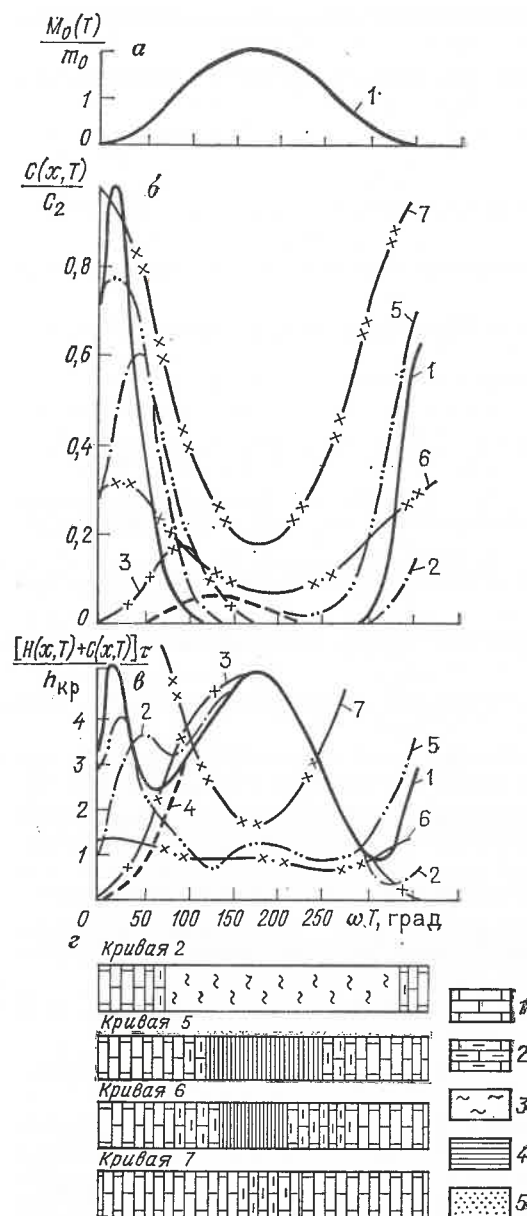


Рис. 2. Изменение в пределах цикла параметров осадконакопления для модели циклического поступления терригенного материала неизменного состава:

а — масса поступающего в систему осадка; б — скорость роста рифов; в — суммарная скорость осадконакопления; г — литология отложений; кривые 1, 2, 3, 4 относятся к зоне II, 5, 6 — к зоне III, 7 — к зоне IV; частота цикла ω равна $\pi/4\tau$ (кривая 1), $\pi/2\tau$ (2 и 5), π/τ (3) и $3\pi/2\tau$ (4 и 6); 1 — чистые карбонаты, 2 — переслаивание терригенных и карбонатных отложений, 3 — алевроиты, 4 — глины, 5 — пески

даются два максимума и два минимума скоростей седиментации в течение одного периода цикла. Первый из них соответствует рифогенной составляющей, второй — терригенной, т. е. эти два процесса как бы разделены в пределах цикла. Изменения литологии в пределах цикла показаны на рис. 2, г (колонка для кривой 2). При этом толщина карбонатов, отложившихся в начале цикла, значительно больше, чем отложившихся в конце цикла, из-за высоких скоростей рифостроительства.

Зона III. Шельф, удаленный от берега. Основная особенность рифонакопления состоит в том, что сдвиг во времени между моментом отсутствия терригенных осадков и моментом максимальных скоростей зависит от частоты. Сдвиг равен нулю при очень малых и очень больших частотах. Кривые 5, 6 на рис. 2, б относятся к $\omega T \sim 1$. При увеличении и уменьшении ω максимум на этих кривых будет смещаться влево. Процесс рифостроительства в этой зоне определяется как мутностью воды, так и условиями поверхности седиментации. Суммарные скорости седиментации сильно зависят от частоты процесса (кривые 5 и 6 на рис. 2, в). С увеличением частоты максимумы суммарной скорости выравниваются, уровень ее понижается, наблюдаются различия и в литологии отложений (колонки кривых 5, 6 на рис. 2, г).

Зона IV. Верхняя часть континентального склона. Из-за малых толщин отлагающихся терригенных осадков определяющую роль играет мутность воды. Скорость роста рифа изменяется в противофазе с изменением массы поступающего осадка (кривая 7 на рис. 2, б). Пиковые значения скоростей достигают максимально возможных. В период интенсивного поступления терригенного материала в разрезе формируются глинисто-карбонатные разности (колонка для кривой 7 на рис. 2, г).

Таким образом, при сохранении по сравнению с моделью стационарных внешних воздействий общих закономерностей рифонакопления в этой модели появляются такие, присущие именно циклическим воздействиям особенности, как сдвиги в протекании

выходных процессов относительно входных, зависимость первых от частоты, проявляющейся различным образом в разных точках профиля.

Модель циклического изменения состава осадка, поступающего в систему. В этой модели

$$M_0(T) = m_0 = \text{const}, \quad x_0(T) = 0 = \text{const}, \quad \alpha_0(T) = \sin^2 \frac{\omega T}{2}. \quad (19)$$

Подобные внешние воздействия моделируют поступление в бассейн отличающихся по составу осадков от двух находящихся на различных расстояниях источников сноса, активность которых проявляется в несовпадающие промежутки времени.

Терригенное осадконакопление. Состав и скорость отложения терригенных осадков можно описать формулами

$$al(x, T) = 1 / \left[1 + G(x) \times \times \text{ctg}^2 \frac{\omega T}{2} \right], \quad (20)$$

$$H(x, T) = m_0 k_1 \exp(-k_1 x) \times \times \beta(T) / [\rho(1 - P_0)], \quad (21)$$

$$G(x) = (k_2/k_1) \exp(-\delta k x), \quad \delta k = k_2 - k_1, \quad (22)$$

$$\beta(T) = G(x) + [1 - - G(x)] \sin^2 \frac{\omega T}{2}. \quad (23)$$

Поскольку $k_2/k_1 > 1$, то из (22) следует, что на некотором удалении существует такая точка x' , что $G(x) > 1$ при $x < x'$, $G(x) = 1$ при $x = x'$, $G(x) < 1$ при $x > x'$. На участках профиля вблизи x' изменения во времени состава отложений полностью совпадают с $\alpha_0(T)$, скорость отложения осадка не зависит от времени (рис. 3, а, б). Вблизи берега ($x < x'$) терригенные отложения обогащены грубозернистым материалом ($al(x, T) \leq \alpha_0(T)$), вдали (при $x > x'$) — мелкозернистым ($al(x, T) \geq \alpha_0(T)$). Изменение во времени состава отложений может существенно отличаться от синусоидального.

Особенностью процесса является то, что циклические изменения скоростей осадконакопления при $x < x'$ происходят в противофазе по отношению к точкам с координатами $x > x'$. На участках профиля вблизи берега ско-

рости отложения материала изменяются в противофазе с глинистостью поступающего осадка, в удаленных точках — синфазно с $\alpha_0(T)$.

Рост рифов. Вблизи берега (зона II) этот процесс полностью определяется возможностью закрепления постройки. Абсолютные скорости роста рифа малы и запаздывают по отношению ко времени минимальных скоростей терригенного осадконакопления (см. рис. 3, в). По мере удаления от берега начинает сказываться влияние мутности воды. Поскольку при $x < x'$ изменения глинистости (которая и определяет мутность) и скоростей отложения терригенного материала изменяются в противофазе, то совместное влияние этих двух процессов на скорости рифообразования проявляется сложным образом (см. рис. 3, г). Вид кривых сильно зависит от частоты (периода) цикла.

На больших удалениях от берега основное влияние оказывает мутность воды, повышающаяся в периоды поступления глинистого материала ($\alpha_0(T) = 1$). Этим моментом времени соответствуют пониженные значения скоростей. Их максимальные значения близки к предельным. Зависимость от периода цикла слабо выражена (см. рис. 3, д).

Модель синхронного циклического изменения состава и массы поступающего в систему терригенного осадка. Для этой модели

$$M_0(T) = m_0 \cos^2 \frac{\omega T}{2}, \quad \alpha_0(T) = \sin^2 \frac{\omega T}{2}. \quad (24)$$

Описываемые внешние воздействия соответствуют трансгрессивно-регрессивным процессам. Увеличение общей массы поступающего осадка сопровождается возрастанием песчаности отложений в фиксированной точке морского бассейна (регрессия), и, наоборот, увеличение глинистости происходит при уменьшении общей массы осадка (трансгрессия).

Терригенное осадконакопление. Скорости накопления терригенного материала, пропорциональные параметру $\beta(T)$ (рис. 4, а), на больших расстояниях от берега ($x < x'$) падают до ну-

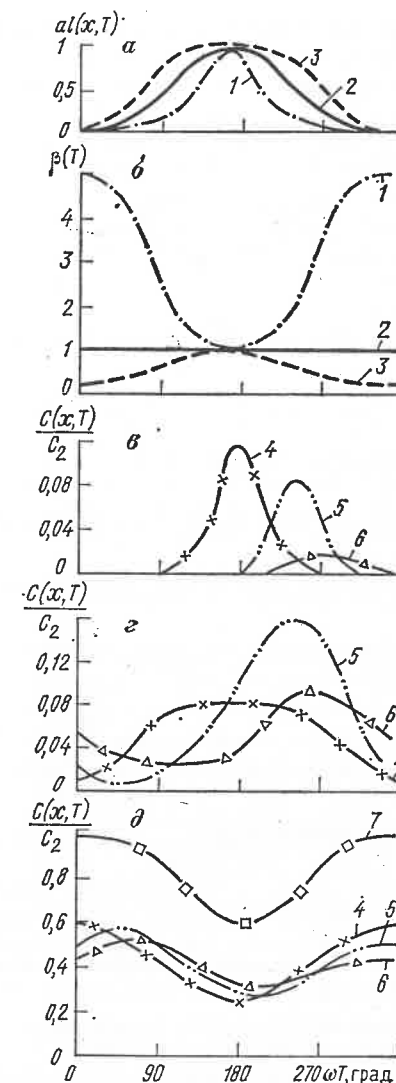


Рис. 3. Изменение в пределах цикла параметров осадконакопления для модели циклического изменения состава поступающего материала:

а — состав терригенных отложений; б — параметр β , определяющий скорость терригенного осадконакопления на малых (кривая 1, $x < x'$), средних (2, $x \approx x'$) и больших (3, $x > x'$) удалениях от берега; в — скорость рифообразования в зоне II; г — то же; на границе зон II и III; д — то же, в зонах III (кривые 4—6) и IV (кривая 7); частота цикла ω много меньше π/τ (кривая 4) и равна $\pi/2\tau$ (кривая 5) и π/τ (6)

ля при отсутствии поступления осадка. В этих точках отличия кривой $\beta(T)$ от описанных ранее случаев незначительны (ср. с кривой 1 на рис. 3, б). На больших расстояниях от берега ($x > x'$) кривая $\beta(T)$ имеет принципиально новые свойства. Изменения

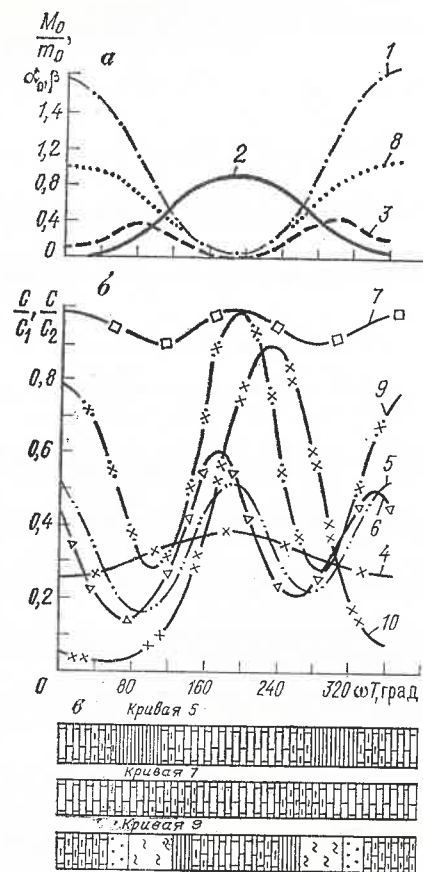


Рис. 4. Изменение в пределах цикла параметров осадконакопления для модели синхронизированного циклического изменения состава и массы поступающего терригенного материала:

α — внешние воздействия и параметр β ; δ — скорости карбонатонакопления; ϵ — литология отложений; расшифровка кривых 1—7 дана на рис. 3, 8 — масса поступающего осадка $M_0(T)/m_0$, 9, 10 — соответственно скорости накопления скелетов фауны и роста рифов в зоне II; остальные усл. обозн. см. рис. 2

скорости накопления терригенного осадка происходят в 2 раза чаще (эффект удвоения частот), чем на больших удалениях. Минимумы скорости наблюдаются, как в периоды обильного поступления песчаного материала (не уносящегося далеко от берега), так и в периоды уменьшения общей массы осадка (кривая 3 на рис. 4, а).

Накопление скелетов микроорганизмов. Скорость этого процесса полностью определяется мутностью воды, которая в течение одного цикла 2 раза имеет пониженные значения: в начале (и соответственно в конце) цик-

ла, поскольку вода с крупнозернистой взвесью более прозрачна для света, и в его середине, когда поступления терригенного вещества в систему нет. Соответственно и изменение скорости отложения осадка имеет в течение цикла два максимума (кривая 9 на рис. 4, б). Значение первого из них зависит от массы m_0 поступающего осадка. Второй равен скорости накопления остатков карбонатопроизводящей фауны в оптимальных условиях. Сложным образом меняется в пределах цикла литология терригенно-карбонатных отложений этого типа (колонка кривой 9 на рис. 4, в).

Рост рифов. На небольших удалениях от берега, где скорость терригенного накопления полностью определяет условия закрепления на дне, а ее изменения происходят с той же частотой, что и внешние воздействия, процесс рифообразования сходен с описанными ранее случаями (кривая 10 на рис. 4, б). С удалением от берега колебания и мутности и скорости отложения терригенного материала происходят с удвоенной частотой, поэтому соответствующим образом ведут себя и скорости роста рифов. Конкретный вид кривых зависит еще и от соотношения между периодом цикла и временем консолидации τ (кривые 4, 5, 6 при различных τ на рис. 4, б). Анализ литологии терригенно-карбонатных отложений показывает, что внутри одного цикла осадконакопления появляются два встроенных цикла, начало и окончание которых соответствуют карбонатным отложениям (колонка для кривой 5 на рис. 4, в). На еще больших удалениях рост рифа замедляется только в периоды повышенной мутности воды (кривая 7 на рис. 4, б), когда отлагаются глинисто-карбонатные осадки (колонка кривой 7 на рис. 4, в).

Таким образом, основной чертой терригенно-карбонатного отложения в рамках этой модели является появление циклов более мелкого ранга, которые наблюдаются на определенных удалениях от берега и имеют особенности для различных внешних частот.

Предлагаемая математическая модель терригенно-карбонатного осадконакопления отражает основные зако-

номерности первых стадий седиментогенеза для осадочных бассейнов пассивных континентальных окраин. Рассмотрение в рамках этой модели особенностей циклического осадконакопления позволило отчетливо выделить из общего процесса такие явления, как пространственная и частотная изменчивость скоростей осадконакопления, наличие временных сдвигов в ходе экзогенных и эндогенных по отношению к бассейну процессов и появление в последних циклическости более высокого порядка (удвоение частоты). Изучение моделей с более сложным характером внешних воздействий и внутренних процессов (тектонизм, изостазия, постседиментационные изменения осадочной толщи) на аналитическом уровне не представляется возможным. Кроме того, большое число параметров, контролирующих процесс осадконакопления даже в простейшем случае, очень осложняет работу с моделью на теоретическом уровне и в этом случае незаменим вы-

числительный эксперимент [1, 6]. По-видимому, в дальнейшем это направление не только позволит углубить представления теоретической геологии и стимулировать экспериментальные исследования различных процессов литогенеза, но может стать основой новой области геологических знаний — вычислительной седиментологии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Губанов В. А., Захаров В. В., Коваленко А. Н. Введение в системный анализ. — Л.: Изд-во ЛГУ, 1988.
2. Матвеев Н. М. Методы интегрирования обыкновенных дифференциальных уравнений. — Л.: Изд-во ЛГУ, 1955.
3. Методы теоретической геологии/Под ред. И. И. Абрамовича. — Л.: Недра, 1978.
4. Современные идеи теоретической геологии/И. И. Абрамович, В. В. Груза, И. Г. Клушин и др. — Л.: Недра, 1984.
5. Уилсон Дж. Л. Карбонатные фации в геологической истории. — М.: Недра, 1980.
6. Харбух Дж., Бонэм-Картер Г. Моделирование на ЭВМ в геологии. — М.: Мир, 1974.

Принята редколлегией 30 января 1989 г.

УДК 553.048

© В. В. Дегтярев, 1990

О переводных коэффициентах при оконтуривании и подсчете запасов комплексных руд

В. В. ДЕГТЯРЕВ (ГКГУ «Казгеология»)

В современной практике составления проектов предварительных [1], временных [2] и постоянных [3] кондиций для оконтуривания и подсчета запасов комплексного минерального сырья широко используются коэффициенты перевода содержаний полезных компонентов в условное содержание одного из них, как правило, ведущего по извлекаемой ценности. Наряду с решением ряда вспомогательных задач, эти показатели кондиций применяются в следующих основных ситуациях:

при отсутствии четких геологических границ рудных тел для их однозначной геометризации (и выделения контуров подсчета запасов технологических сортов руды), в частности, по заданным вариантам бортового условного содержания компонента в крайних подсчетных пробах;

при определении условного содержания компонента по пересечениям рудных тел разведочными выработками, а также в подсчетных блоках с целью последующей проверки их кондиционности по соответствию минимальным допустимым содержаниям (по пересечению, в блоке).

Такие расчеты ведутся при наличии данных опробования по тем компонентам, содержание которых в руде не коррелируется с содер-

жанием основного компонента, и при этом их индивидуальный вклад в общую стоимость товарной продукции достаточно высок — обычно более 5 %.

В общем виде формула вычисления переводных коэффициентов K_{ij} следующая

$$K_{ij} = \frac{[(Z_i - C_{1i}) I_{1i} - C_{2i}] I_{2i} - \frac{C_{3i}}{1-n}}{[(Z_j - C_{1j}) I_{1j} - C_{2j}] I_{2j} - \frac{C_{3j}}{1-n}}, \quad (1)$$

где Z_i — ценностный измеритель (оптовая цена конечной продукции и т. п.) по i -му компоненту; C_{1i} , C_{2i} — себестоимость металлургического передела и пропорциональная содержанию доля расходов на обогащение (и перевозку получаемых продуктов) в пересчете, по стадиям производства и учета, на весовую единицу i -го компонента; C_{3i} — ставка отчислений на геологоразведочные работы по i -му компоненту; I_{1i} , I_{2i} — его извлечение, соответственно, при переработке концентратов и обогащении руды, доли ед.; Z_j , C_{1j} , C_{2j} , C_{3j} , I_{1j} , I_{2j} — то же в отношении основного (j -го) компонен-

та; n — доля запасов, подлежащих утрате при текущей добыче.

Поскольку на основе одного и того же компонента возможно получение нескольких видов товарной продукции, то с учетом их ожидаемого выхода все технико-экономические показатели, участвующие в вычислении переводных коэффициентов, находятся как средневзвешенные.

Одним из недостатков традиционного методического обеспечения расчетов по приведенной формуле является установка на использование параметров U_{2i} и U_{2j} , соответствующих среднему содержанию компонентов в товарной руде по варианту подсчета запасов в целом. Это справедливо лишь в предположении незначительного влияния изменений соотношения фактических концентраций основного и попутных компонентов в подсчетных единицах (в разрезе: проба — пересечение — блок) через определяемые ими технологические показатели обогащения* на значения переводных коэффициентов.

В большинстве случаев отмеченное положение не подтверждается, что показала также экспериментальная проверка по ряду разведываемых месторождений меди, свинца, цинка и др. Применение получаемых таким образом одинаковых (тем более при попарном оконтуривании рудных тел) коэффициентов перевода не будет содействовать желаемой трансформации геологической основы учета запасов комплексных руд — правильному установлению условных содержаний по подсчетным единицам с различающимися качественными признаками, в том числе по ведущему компоненту. Необходимость дифференциации кондиций на приведение содержаний следует из формулы (1) в связи с логическими основами численного выражения задаваемых или рассчитываемых кондиций на качество запасов.

Так, для технологически измеримых объемов руды из условия непревышения расхода на производство товарной продукции ее стоимости имеем

$$(1-p) \sum_i S_i Z_i I_{1i} U_{2i}(S_i) \geq (1-p) \times \\ \times \sum_i [(C_{1i} I_{1i} + C_{2i}) I_{2i}(S_i) + \\ + C_{3i}/1-n] S_i + C_0, \quad (2)$$

где p — разубоживание руды при добыче; C_0 — эксплуатационные издержки на 1 т руды, не зависящие от концентрации S_i ($i=1, 2, \dots$) в ней полезных компонентов; $I_{2i}(S_i)$ — извлечение i -го компонента в обогащенном перерезе как функция его содержания в исходном.

* Для многих видов минерального сырья известна также связь между концентрацией полезных компонентов в руде и, через получаемые содержания в продуктах обогащения, их извлечением при заводском перерезе. Однако по разведываемым месторождениям специальные технологические испытания по этому направлению, как правило, не проводятся, что вынуждает пользоваться соответствующими данными металлургических производств.

Сгруппировав параметры доходов и расходов, определяемые качеством запасов, и обозначив их покомпонентно через $D_i(S_i)$, получим

$$\sum_i S_i D_i(S_i) \geq \frac{C_0}{1-p}. \quad (3)$$

Приняв один из компонентов исходного перечня (например, j -й) за основной, разделим на его экономически допустимую себестоимость горно-обогатительного производства $D_j(S_j)$ обе части формулы (3)

$$S_j \frac{D_j(S_j)}{D_j(S_j)} + \sum_{i \neq j} S_i \frac{D_i(S_i)}{D_j(S_j)} \geq \\ \geq \frac{C_0}{(1-p) D_j(S_j)}. \quad (4)$$

Отсюда следует, что переводные коэффициенты $K_i^j = D_i(S_i)/D_j(S_j)$ ($i=1, \dots, j, \dots$) и расчетное минимальное содержание (правую часть формулы (4) обозначим как $S_j^{\min}$ независимо от применения к пересечениям или блокам, так как возможные различия в обосновании ограничений их балансовой принадлежности не рассматриваются) являются функцией, в частности, извлечения основного и попутных компонентов при обогащении и, в свою очередь, их фактической концентрации в руде.

Если остановиться на таком оформлении указанных кондиций (взаимосвязь которых по $D_j(S_j)$ очевидна), то, например, проминимум нужно будет приводить в соответствие по технологическим показателям фактическому содержанию ведущего компонента в каждом проверяемом подсчетном блоке. В итоге будет утрачено одно из важнейших преимуществ современного представления кондиций на качество запасов как лимитов, численно постоянных по видам для многих (или всех — это предмет другого анализа) подсчетных единиц. Последние в целом можно оценить и непосредственно по условию (2). Однако тогда возникает неопределенность в вопросах оконтуривания рудных тел при отсутствии у них четких геологических границ.

Как известно, для месторождений этого класса выбор предпочтительного бортового содержания обычно осуществляется в пределах априорно задаваемых вариантов (с аналитическими или графическими межвариантными уточнениями), что связано с трудностью правильного исчисления параметра C_0 * индивидуально для таких малых объемов запасов, которые представлены отдельными подсчетными пробами. Это и вынуждает переходить к их опосредованной оценке по определенным совокупностям, крайние характеристики которых некоторым образом фиксируются. Хотя при наиболее употребляемых в настоящее время экономических критериях типа «максимум суммарной от отработки всех запасов прибыли» теоретическая основа оптимального выделения бортовых проб также сводится

* С отражением сопряженных эффектов, особенно единичных вкладов в формирование общего горнотехнического контура разработки, напрямую экономически измерить которые вряд ли возможно.

Таблица 1

Компонент	Содержание по пробам, %						
	1	2	3	4	5	6	7
Цинк	0,20	0,00	0,30	1,40	2,20	1,20	1,10
Свинец	1,24	1,30	1,15	0,30	0,60	0,30	0,40
Цинк условный по методу приведения:							
практикуемому	1,44	1,30	1,45	1,70	2,80	1,50	1,50
предлагаемому	1,52	1,55	1,51	1,63	2,91	1,40	1,42

(при некоторых допущениях) к исполнению требования (2).

Чтобы устранить указанные негативные стороны оценочных расчетов, базирующихся на прямом повторении правила (4), и тем самым обеспечить методически более совершенные вычисления минимальных допустимых содержаний (которые бы в достаточной мере отвечали принципу универсальности), следует использовать соответствующие им технологические параметры [4], а именно, опираться на зависимость

$$S_j^{\min} = F(I_{2j}(S_j^{\min})). \quad (5)$$

Учитываемое извлечение ведущего компонента должно строго отвечать расчетному уровню $S_j^{\min}$; это достигается методом последовательных подстановок, взаимных уточнений, что было зафиксировано и в проекте «Методических указаний...» ГКЗ СССР, но не нашло отражения в их окончательной редакции [3]. Предпринятая таким путем искусственная, но вполне оправданная с позиций практической ценности замена $D_j(S_j)$ на $D_j(S_j^{\min})$ должна быть отражена и в кондициях на приведение содержаний для сохранения условия (4) в новой интерпретации. Поэтому применительно к переводным коэффициентам более приемлем подход, согласно которому условное содержание полезного компонента устанавливается: для подсчетных проб по отношению к вариантному бортовому содержанию, соответствующий которому параметр извлечения основного компонента при перерезе руды используется в знаменателе формулы определения K_i^j , а в ее числителе — тот же показатель для фактической концентрации i -го компонента в данной пробе. При этом будет реализована возможность применения переводных коэффициентов, повторяющих специфику нахождения бортовых подсчетных проб при попарном оконтуривании рудных тел. Возможно избежать и ряда условностей традиционных подходов при начальном выделении запасов, когда необходимые данные о фактическом среднем качестве руд еще отсутствуют и поэтому используются единые коэффициенты пересчета, определенные на предыдущей стадии геолого-разведочных работ (оценки) или принятые по аналогии;

по подсчетным пересечениям и блокам по отношению к рассчитанным указанным выше способом (4) минимальным допустимым содержаниям, свойственным численному значе-

нию которых, а также приводимым содержаниям компонентов, технологические параметры учитываются аналогично предыдущим.

Следуя изложенному, переводные коэффициенты должны быть, во-первых, дифференцированными при решении упомянутых задач, во-вторых, индивидуальными для всех подсчетных единиц, в том числе в границах одного и того же вида: одинаковыми только для равных концентраций компонента и отличающимися — в противном случае. То же самое относится и к пересчету в условные фактические содержания ведущего компонента, для которого не обязательно равенство переводного коэффициента единице. Впрочем корректное выполнение базового условия (4) предполагает индивидуальность показателей K_i^j (здесь для $i \neq j$) и в том случае, когда работы по оконтуриванию и подсчету запасов опираются на действующие инструктивно-методические материалы.

Рассмотрим некоторые различия в результатах выделения границ подсчетных интервалов (бортовое условное содержание цинка 1,5 %) полиметаллического месторождения с использованием традиционного и предлагаемого методов расчета переводных коэффициентов. При этом в целом по варианту оконтуривания запасов среднее содержание цинка и свинца в них ожидается в размере 2,3 и 0,57 % соответственно. Зависимости извлечения основных полезных компонентов на стадии обогащения от их концентрации в исходном продукте аппроксимируются уравнениями

$$I_{2Zn} = 0,902 - \frac{0,145}{S_{Zn}};$$

$$I_{2Pb} = 0,931 - \frac{0,109}{S_{Pb}}.$$

Выборочные данные опробования по одному из рудных пересечений приведены в табл. 1, а прочие параметры, необходимые для вычислений, — в табл. 2.

Таблица 2

Компонент	Z	C ₁	I ₁	C ₂
Цинк	810	190	0,95	0
Свинец	905	210	0,96	0

Воспользовавшись этими данными, определим коэффициенты приведения содержаний в условные.

По практикуемому методу

$$K_{Zn}^{Zn} = 1,0;$$

$$K_{Pb}^{Zn} = \frac{(905 - 210) \cdot 0,96 \cdot \left(0,931 - \frac{0,109}{0,57}\right)}{(810 - 190) \cdot 0,95 \cdot \left(0,92 - \frac{0,145}{2,3}\right)} = 1,0.$$

По предлагаемому методу (для указанного выше бортового содержания) аналогично

$$K_{Zn}^{Zn} = 1,12 - \frac{0,18}{S_{Zn}};$$

$$K_{Pb}^{Zn} = 1,31 - \frac{0,153}{S_{Pb}}.$$

Результаты пересчета фактических концентраций приведены в табл. 1. Анализ их показывает ощутимые расхождения при выделении кондиционных границ рудного интервала: в первом случае это пробы от 4 до 7, во втором — от 1 до 5. Подобная ситуация наблюдается и при оценке подсчетных пересечений и блоков. Так, проведенное на примере одного из разведываемых месторождений цветных металлов сравнение итогов проверки балансовой принадлежности запасов по блокам прямым счетом по формуле (2) и с учетом данных рекомендаций выявило их полную сходимость в отличие от традиционных постановок.

Отметим также следующие положения, позволяющие полнее реализовать преимущества этого подхода.

В проекте кондиций коэффициенты перевода целесообразно представлять не в традиционном конкретно численном виде, а в форме аналитических зависимостей от варьируемого, по фактическим содержаниям пересчитываемого компонента, показателя его извлечения при переработке руды. Такие зависимости устанавливаются раздельно для подсчетных проб (по вариантам бортового содержания — в начале геолого-экономической оценки и по выбранному из них — в завершении для целей уточнения и последующего утверждения запасов), пересечений и блоков, в том числе по технологическим сортам полезного ископаемого и т. д.

Индивидуальное приведение содержаний оправдано только для тех компонентов, кон-

центрации которых в руде закономерно изменяются относительно друг друга. По возможности, должны устанавливаться характеризующие внутреннюю корреляцию сочетания (выделяемые, например, статистически для оцениваемого месторождения, залежи и т. д.) с определением для них общих переводных коэффициентов. При этом взаимосвязь полезных компонентов в пересчете на какой-либо один из них (k -й) в количественном аспекте можно соизмерить введением поправок к соответствующему коэффициенту K_k^i , учитывающих доли такого участия. В случае, когда попутные компоненты не отвечают отмеченному условию, малоценны и не окажут ощутимого воздействия на отбраковку подсчетных единиц, среднюю по варианту оконтуривания прибыль от их реализации принято использовать как вычитаемое в числителе формулы определения S_j^{min} .

Можно отметить несколько большую трудоемкость расчетов в предложенном подходе по сравнению с практикуемым. Однако получение заведомо более обоснованных результатов при оконтуривании и подсчете запасов комплексных руд, а также все более широкое применение средств автоматизированной обработки данных вполне нивелируют этот недостаток.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Методические рекомендации по разработке технико-экономических соображений (ТЭС) о возможном промышленном значении месторождений твердых полезных ископаемых / Сост. В. С. Дегтярев, П. М. Иконников. — М.: ВИЭМС, 1988.
2. Методические рекомендации по разработке технико-экономических докладов о целесообразности детальной разведки месторождений твердых полезных ископаемых (кроме углей и горючих сланцев) и обоснованию временных кондиций / Сост. В. С. Дегтярев. — М.: ВИЭМС, 1986.
3. Методические указания по технико-экономическому обоснованию постоянных кондиций для подсчета запасов месторождений твердых полезных ископаемых (кроме углей и горючих сланцев). — М.: ГКЗ СССР, 1986.
4. Симонов А. В. О геолого-экономической оценке месторождений полезных ископаемых и обосновании проектов кондиций для подсчета балансовых запасов. Препринт доклада на заседании ЭТС ГКЗ СССР. М., 1973.

Принята редколлегией 26 декабря 1988 г.



ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

УДК 551.24:553.98.041

© Коллектив авторов, 1990

Поиски залежей углеводородов на больших глубинах Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции

М. Д. БЕЛОНИН, Г. Ф. БУДАНОВ (ВНИГРИ),
А. С. ГОЛОВАНЬ (ПГО «Ухтанефтегазгеология»),
Л. Г. КАРЕТНИКОВ (ВНИГРИ),
Б. А. ЯРАЛОВ (ПГО «Архангельскгеология»)

Обобщение и анализ геолого-геофизического материала позволили предложить модель глубинного строения Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции, основанную на следующих предпосылках.

1. Регион представляет собой краевую систему древней Восточно-Европейской платформы.

2. Фундамент сложен архейско-протерозойскими образованиями, а рифейские отложения рассматриваются в качестве промежуточного комплекса.

3. Определяющую роль в строении региона играют чередующиеся стабильные и мобильные геоблоки основания, в пределах которых фиксируются максимальные мощности образований промежуточного комплекса.

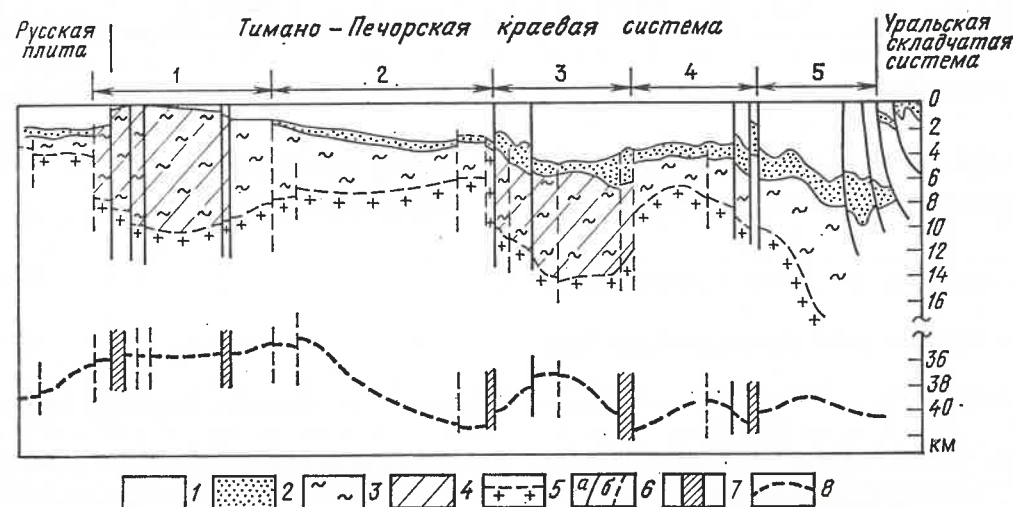
Большинство исследователей считает, что на месте Тимано-Печорской провинции в рифее существовала геосинклиналь, развитие которой завершилось на рубеже рифея и венда. Соответственно вся область представляет собой молодую байкальскую плиту, фундаментом которой являются «сильно метаморфизованные», «сложно дислоцированные» образования рифейского возраста.

Одновременно с этим высказываются предположения [2, 4, 9, 10 и др.] о том, что консолидация фундамента произошла в раннем протерозое, и поэтому рифейские отложения должны рассматриваться как платформенные или переходные. Эта точка зрения получает подтверждение благодаря проведенным в последние годы широко-масштабным геофизическим исследованиям: высокоточной детальной аэромагнитной съемке, сейсморазведочным работам различных модификаций (ГСЗ, МОГТ, МОВЗ, КМПВ), а также электроразведке (МТП, МТЗ, КМТП).

Несмотря на сложное строение региона и не всегда четко обоснованную геологическую интерпретацию слабо изученных глубокозалегающих горизонтов, анализ геофизических материалов позволил почти повсеместно проследить поверхность архейско-нижепротерозойского фундамента [2, 6, 10 и др.] и закартировать ее [1].

Большой интерес представляет интерпретация материалов геолого-геофизических исследований на Урале и прилегающих к нему с запада территориях, отрицающая геосинклинальную природу байкалид как Урала, так и Тимана, тектоническая природа которого тесно связана с проблемой возраста фундамента Тимано-Печорской провинции [6, 9]. Рифейские толщи этих регионов отнесены к группе осадочных платформенных формаций, залегающих полого и характеризующихся отсутствием складчатости сжатия. Как отмечает Е. Е. Милановский, такие представления «...в случае их справедливости лишают концепцию о наличии под всей Печорской впадиной и Тиманом байкальского эпигеосинклинального складчатого фундамента логических оснований...» [7, с. 135].

По нашему мнению, рифейские отложения региона обладают многими чертами, свойственными платформенным образованиям, но имеют и некоторые признаки геосинклинальных, точнее авлакогеосинклинальных. Это обстоятельство вместе с анализом тектонического развития региона в рифейскую эру, а также его структурных связей с Уралом и Русской плитой показало, что рифейские образования представляют собой промежуточный комплекс, аналогичный развитому в авлакогенах Восточно-Европейской платформы [4]. Принятая нами трактовка рифейского



Схематический геологический профиль:

отложения: 1 — плитного комплекса, 2 — синеклизного комплекса, 3 — промежуточного комплекса, 4 — промежуточного комплекса, выполняющего авлакогены; 5 — поверхность кристаллического фундамента; 6 — глубинные раз-

ломы: а — проникающие в отложения плитного комплекса, б — осложняющие образования синеклизного и промежуточного комплексов; 7 — зоны глубинных разломов; 8 — поверхность Мохо; геоблоки: 1 — Тиманский, 2 — Ижма-Печорский, 3 — Печоро-Колвинский, 4 — Большеземельский, 5 — Предуральский

комплекса как промежуточного позволяет по новому рассмотреть глубинное строение региона, историю его геологического развития, наметить нетрадиционные источники углеводородов.

Ранее при изучении и анализе условий залегания плитного комплекса Тимано-Печорской провинции, который включает осадочные образования среднего девона — антропогена, хорошо изученные бурением и геофизическими методами, нами был выделен ряд чередующихся областей: относительно просто построенных стабильных и мобильных, в значительной степени дислоцированных [5, 8]. Высказано предположение, что степень насыщенности пликативными и дизъюнктивными структурами разных порядков, морфологические показатели, характеризующие режим выделенных областей, могут служить индикаторами стабильности или мобильности основания. Под последним мы понимаем не только фундамент, но и всю толщу земной коры, движения которой приводят к образованию тектонических структур в отложениях осадочного чехла.

В дальнейшем по мере повышения глубинности исследований было подтверждено, что выделенные области, приуроченные к геоблокам различной тектонической активности, указывают

на степень мобильности кристаллического основания и отражают строение не только плитного (средний девон — антропоген) комплекса, но и глубоко залегающих промежуточных (средний — верхний рифей) и синеклизных (венд — нижний кембрий? — нижний девон) образований. В настоящее время концепция чередующихся мобильных и стабильных геоблоков, положенная в основу модели глубинного строения региона, поддерживается и другими исследователями, которые на основании анализа геофизического материала выделяют примерно в тех же границах мегазоны [6] или крупные структурные зоны [10].

С запада на восток фиксируются мобильные Тиманский, Печоро-Колвинский и Предуральский геоблоки, разделенные стабильными Ижма-Печорским и Большеземельским (рисунок). Мобильные геоблоки характеризуются преобладанием структур одного простирания, относительно высок амплитудных, интенсивных. Большую роль играют тектонические нарушения, обуславливающие наличие многочисленных линейных кулисообразно расположенных блоков на различных гипсометрических уровнях. В пределах стабильных блоков преобладают структуры различных простираний,

сравнительно пологие, малоамплитудные, изометрические очертаний. Роль дизъюнктивной тектоники невелика.

Образования рифейского промежуточного комплекса, дискретность распространения которых обусловлена дизъюнктивной тектоникой, приурочены в основном к мобильным Тиманскому и Печоро-Колвинскому геоблокам. Принятая концепция существования в регионе карельского фундамента уверенно позволяет трактовать крупные приуроченные к ним структуры как авлакогены [7].

Тиманский авлакоген представляет собой вытянутую в северо-западном направлении узкую линейную структуру, глубокопогруженную по ограничивающим ее системам разломов. Максимальная мощность выполняющих ее отложений рифея оценивается в 10—12 км, средняя — 8 км. Кристаллический фундамент залегает соответственно на глубинах от 8 до 10—12 км. Поверхность Мохо в пределах северной части Тиманского геоблока приподнята до глубины 35 км по отношению к прилегающим к нему стабильным блокам, где эта поверхность фиксируется на глубинах до 40 км [1]. В южной части геоблока поднятие поверхности Мохо менее выражено и амплитуда его невелика (2—3 км).

Печоро-Колвинский авлакоген заложился по системам параллельных разломов в архейско-протерозойском фундаменте. По нашим данным, максимальная мощность рифейских отложений, накопившихся в результате погружения блоков по разломам, может составлять до 10 км, при средней около 7 км. Однако, если принять во внимание, что карельский фундамент в пределах геоблока погружен на глубины 10—12 км [1], то мощность рифейских образований должна оцениваться не более 4—5 км.

Поверхность Мохо под Печоро-Колвинским геоблоком образует относительно малоамплитудное, но выраженное протяженное поднятие [1]. В его пределах отмечается сокращение мощности гранитно-метаморфического слоя, в результате чего поверхность базальтового слоя поднимается до 16 км. По этим признакам кора этого геоблока, как и Тиманского, может

быть отнесена к рифтогенно-авлакогенному подтипу.

В пределах стабильных геоблоков, относимых к плитному подтипу, кристаллический фундамент погружен на глубину 4—6 км, по другим данным 6—8 км. Мощность рифейских образований оценивается разными авторами от первых сотен метров (в присводовой наиболее приподнятой части Большеземельского геоблока) до 1—2 км, иногда до 4 км в периферийных опущенных частях. Можно утверждать, что мощность промежуточного комплекса в пределах стабильных блоков резко сокращена и значение ее почти на порядок ниже, чем в мобильных интенсивно опускавшихся геоблоках.

Мобильному Предуральскому геоблоку соответствует перикратонный прогиб, заложившийся как Тиманский и Печоро-Колвинский авлакогены, по всей видимости, в рифее. Эта наиболее сложно построенная зона, состоящая из многочисленных разнородных структур, является наименее изученной. По расчетам аномального поля силы тяжести максимальное погружение кристаллического фундамента (20—22 км) фиксируется в пределах Косью-Роговской впадины, наиболее высокое его залегание (8—9 км) отмечается на Воркутинской ступени [6]. Предполагаемая мощность рифейских образований колеблется от 2—4 до 10—12 км в пределах наиболее погруженных блоков. По другим данным [1], глубины до кристаллического фундамента повсеместно составляют 10—12 км.

О внутренней структуре рифейского промежуточного комплекса известно мало. Априорное утверждение о его интенсивной дислоцированности не подтверждается волновой картиной на временных разрезах МОГТ, на которых отмечается слоистая структура толщ. По-видимому, рифейские породы интенсивно дислоцированы только вблизи разломов, как это наблюдается в естественных обнажениях на Тимане и полуострове Канин. По мере удаления от разломов породы достаточно быстро выполаживаются. Вероятно, имеет место приразломная складчатость, характерная для областей активизации платформ, особенно в пределах авлакогенов.

Структурный план поверхности рифейского комплекса описан в ряде работ, кроме того существуют структурные карты, отображающие условия залегания поверхности рифейских отложений [1]. Поэтому уместно лишь упомянуть об основных чертах строения этой поверхности, к которой приурочены сейсмические горизонты группы VI (МОГТ) и горизонт Φ_0 (КМПВ). Поверхность рифейских образований представляет собой ряд соответствующих определенному геоблоку ступеней, погружающихся с запада на восток от Тимана к Уралу. Крупные блоки фундамента сетью разломов расчленены на системы поднятий и сопряженных с ними впадин, что создает глыбово-блоковое строение рифейского комплекса в стабильных областях и линейно-блоковое в мобильных.

Принципиально новым является предположение, что отдельным выступам, фиксирующимся по кровле рифейских образований и отраженным в отложениях осадочного чехла, соответствуют блоки карельского фундамента. К их числу относятся выступы Омра-Сойвинский [6], Возейский и др., характеризующиеся длительной историей развития в качестве положительных структур и являющиеся зонами длительной аккумуляции углеводородного флюида [3].

Характерная черта строения глубоких горизонтов — наличие системы глубинных разломов древнего заложения, которые, как показывают геофизические данные, проникают в астеносферу. Огромное значение имеют разломы северо-западного простирания, такие как ограничивающие Тиманский и Печоро-Колвинский авлакогены. Они обуславливают не только структуру рифейского комплекса, но и играют большую структурообразующую роль в вышележащих отложениях синеклизного и плитного комплексов. Эти разломы, характеризующиеся неоднократной активизацией в течение неогена, проявляются и в новейшее время. В регионе ими контролируется до 60 % установленных структур и значительное количество месторождений углеводородов.

Условия залегания синеклизного комплекса (венд—нижний кембрий?—нижний девон) в значительной степени

определяются характером рельефа поверхности рифейского комплекса, по отношению к которому структурный план нижней части осадочного чехла является унаследованным. Как и по поверхности рифея, отложения синеклизного комплекса, судя по поведению отражающих горизонтов группы IV в подошве карбонатных силурийских отложений, представляют сложную построенную, наклоненную в сторону Урала область, составленную чередованием поднятий и прогибов разного масштаба, зачастую осложненных тектоническими нарушениями. Анализ соотношения структурного плана по подошве силурийских отложений, отражающих условия залегания синеклизного комплекса, со структурными планами по горизонтам в плитном комплексе подтверждает их существенное различие [3].

Глубинное строение региона оказывает большое влияние на характер нефтегазоносности в отложениях осадочного чехла. Области с мобильным основанием отличаются более высокими перспективами нефтегазоносности: в них сосредоточена значительная часть прогнозных запасов нефти (до 2/3) и подавляющая часть газа [8]. Удельные запасы углеводородов (количество УВ, приходящихся на 1 км³ пород) в зонах нефтегазоаккумуляции, приуроченных к мобильным областям, в большинстве случаев на порядок выше, чем в стабильных областях.

В качестве перспективных, представляющих интерес в смысле нефтегазоносности, можно выделить следующие глубинные объекты.

1. Развитые в авлакогенах отложения промежуточного комплекса до глубины 6—8 км, где степень их метаморфизма сравнительно невелика. В качестве возможных резервуаров выделяются карбонатные толщи, которые могут обладать высокими коллекторскими свойствами за счет выщелачивания пород термальными растворами. Представляют интерес зоны вторичной трещиноватости, контролируемые тектоническими нарушениями, и коры выветривания рифейских образований. Общая оценка геологических ресурсов УВ по методу геологических аналогий показала, что рассматриваемые образования могут содержать определен-

ные запасы углеводородов, в основном газа, хотя и многократно уступающие в процентном отношении запасам осадочного чехла.

2. Отложения синеклизного комплекса, в которых установлены притоки газа из карбонатных отложений силура и нефтегазопроявления в терригенных породах ордовика. Наибольший интерес представляют поднятия, унаследованные от рельефа подстилающих образований рифейского комплекса, а также участки выклинивания отложений и зоны, расположенные вверх по восстанию нижнепалеозойских пластов от разломов, осложняющих промежуточный комплекс и проникающих в синеклизный.

3. Смятые в складки отложения плитного комплекса в поднадвиговой зоне Урала. Здесь на глубине 5—8 км прогнозируются залежи газа.

Глубинные исследования недр Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции требуют дальнейшего развертывания сейсморазведочных работ в комплексе с параметрическим бурением и конкретно должны быть направлены на решение следующих задач:

выяснение и уточнение характера рельефа поверхности предрифейского несогласия и установление внутренней структуры рифейского промежуточного комплекса;

уточнение условий залегания отложений синеклизного комплекса, особенно в глубокопогруженных (более 5 км) зонах региона, выделение и картирование зон развития биогермных образований, зон разуплотнения карбонатных пород;

получение данных о литолого-фациальных и петрофизических характеристиках пород плитного комплекса в надвигово-складчатом поясе Урала и выявление «дизъюнктивного каркаса» складчатой системы.

Для этого необходимо совершенствовать методику геофизических исследо-

ваний с использованием новейших приемов обработки сейсморазведочной информации и математического моделирования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас структурных карт Восточно-Европейской платформы. Масштаб 1:5 000 000/Отв. ред. В. В. Бронгулеев.—М.: ПГО «Центргеология», 1986.
2. Берлянд Н. Г., Запорожцева И. В. О глубинном строении области сочленения севера Урала и Восточно-Европейской платформы//Докл. АН СССР. 1982. Т. 263. № 5. С. 1186—1189.
3. Буданов Г. Ф., Сороцкая А. В. Структура нижней части осадочного чехла в центральных районах Тимано-Печорской провинции по геофизическим данным//Результаты комплексной интерпретации геолого-геофизических данных при оценке глубинного строения Тимано-Печорской провинции. Л., 1980. С. 60—66.
4. Буданов Г. Ф., Бакланов Э. К., Еланский Л. Н. Перспективы рифейского комплекса Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции//Нетрадиционные источники углеводородов. Л., 1982. С. 97—103.
5. Влияние тектонических факторов на распределение нефти и газа в Тимано-Печорской провинции/Г. Д. Удот, Г. Ф. Буданов, А. А. Ференс-Сороцкий и др.//Нефтегазоносность северо-востока европейской части СССР и севера Урала. Сыктывкар, 1977. С. 124—131. (Тр. VIII геол. конф. Коми АССР. Вып. III).
6. Глубинное строение, тектоника, металлогения Урала/В. М. Нечухин, Н. Г. Берлянд, В. Н. Пучков и др.—Свердловск, 1986.
7. Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли. Рифтогенез в подвижных поясах.—М.: Недра, 1987.
8. Тектонические критерии нефтегазоносности северо-восточной окраины Русской платформы/Г. Д. Удот, Г. Ф. Буданов, Б. Г. Должанский и др.//Перспективы нефтегазоносности северных районов европейской части СССР. Л., 1972. С. 21—22.
9. Формирование земной коры Урала/Отв. ред. С. Н. Иванов.—М.: Наука, 1986.
10. Шахновский И. М. Геологическое строение и нефтегазоносность авлакогенов Восточно-Европейской платформы.—М.: Наука, 1988.

Принята редколлегией 26 июня 1989 г.

Задача диагностики агрегатного состояния вещества в залежах нефти и газа

В. А. ГУШИН (ЗапСибНИГНИ)

Техническая диагностика нацелена на создание методов обработки результатов измерений, выполняемых на объектах любого рода с целью выбора технологии их дальнейшего использования. Типичная задача ее состоит в разделении пространства возможных состояний объекта, например, на «годен» и «негоден». Обычно вследствие погрешностей измерений и методик диагностики однозначное разделение невозможно, поэтому определяется вероятность правильности решения. При необходимости задача трансформируется путем выделения дополнительного среднего класса, включающего всю зону неоднозначности. Такой вариант существенно снижает ошибку, поскольку при неопределенности решения можно продолжить исследование объекта. Методика решения конкретных задач выбирается путем оптимизации соотношения качества и затрат на его осуществление. Основные затраты при диагностике связаны с измерениями, поэтому систематизация представлений об особенностях исследуемого объекта составляет основу совершенствования ее методик.

Производственная практика требует принятия конкретных решений даже при отсутствии теоретически объяснимой информации, и тогда нередко привлекается опыт отдельных специалистов. Программные системы, которые создаются на основе особой обработки данных опросов ведущих профессионалов той или иной области знания, называются экспертными системами. Они являются частью направления автоматизации интеллектуального труда за счет создания компьютерных программ, имитирующих действия специалистов, — интеллектуальных систем (ИС) [3]. Такие системы, как и методики диагностики, базируются на предельной структуризации всех теоретических и эмпирических исследований с анализом непротиворечивости основ и логических цепочек. Однако соединение совокупности имеющихся знаний невозможно без доработки отдельных моментов самих представлений. Имен-

но поэтому решение задачи диагностики состояния вещества, которая появилась в 1936 г., базируется на экспертной основе. Недостаточность применяемых моделей фазового поведения углеводородных растворов и несовершенство методов измерения их характеристик требуют систематизации теоретических представлений и эмпирического материала.

Большое значение при этом имеет терминология. Объект исследования — термодинамическая система, выделяемая из внешнего мира определенными границами и содержащая некоторое количество вещества. Система является гомогенной, если значения каждого ее параметра от точки к точке сохраняются или изменяются непрерывно. Гетерогенная система состоит из нескольких макропластических частей, разделенных видимыми поверхностями, на которых ряд параметров изменяются скачком. Гомогенные части системы называются фазами, причем совокупность отдельных частей, обладающих одинаковыми свойствами, считается одной фазой. Например, кристаллы одного вещества или капельки жидкости, взвешенные в газе и образующие туман. Совокупность изучаемых термодинамикой свойств (так называемых термодинамических параметров) системы определяет термодинамическое состояние системы. Изменение любых термодинамических свойств (температуры, давления, массы, химического состава фаз) приводит к изменению термодинамического состояния системы.

Растворами называются вещества, состав которых можно изменять непрерывно. Таким образом, растворы — это однородные смеси различных молекул, находящихся в физическом и нередко химическом взаимодействии. Простейшие составные части раствора, которые могут быть выделены в чистом виде и смешением которых можно получить растворы любого возможного состава, называются компонентами раствора. При изучении гетерогенных равновесий вводится понятие компонент

системы, которое равносильно понятию компонент раствора при отсутствии их химического взаимодействия. Между углеводородами различного строения, образующими залежи нефти и газа, химических реакций не обнаружено, поэтому понятия углеводородный раствор и термодинамическая система тождественны.

В однокомпонентных системах отдельные фазы представляют собой одно и то же вещество в различных агрегатных состояниях. Сущность таких состояний для твердого и газообразного вещества достаточно ясна, однако представления о жидкостях продолжают развиваться. Изучение рассеяния рентгеновского излучения жидкостями свидетельствует о наличии в них ближнего порядка в расположении молекул. Каждая молекула окружена соседними почти так же, как в кристалле, но в следующем втором слое расположение молекул по отношению к центру уже более хаотично, и т. д. В растворах с многоатомными молекулами упорядочено не только взаимное расположение молекул, но и их взаимная ориентация, т. е. образуются временные связи — агрегаты молекул. Вследствие статистического характера упорядоченного расположения молекул в жидкости в ней всегда имеются временные отклонения от средней плотности и ориентации. Особенно они велики вблизи критической точки, что проявляется в опалесценции. В растворах к флуктуациям плотности и ориентации добавляются флуктуации концентрации. Именно вследствие этих обстоятельств в нефти при любых давлениях обнаруживаются зародыши газовой фазы.

На основе данных представлений уточним сущность фазового перехода как смены агрегатного состояния вещества. Представим, что все зародыши газовой фазы собрались в одно место и образовали пузырек. Такое событие означает появление второй фазы, но система в целом не изменила своего агрегатного состояния, следовательно, фазовый переход не произошел. Подобные процессы происходят всякий раз, когда углеводородный раствор достигает состояния, соответствующего линии начала кипения. Дальнейшее увеличение количества газа

возможно только при изменении давления или температуры. Таким образом, возникновение второй фазы не связано с изменением агрегатного состояния вещества.

При изучении околоскритических явлений используется узкий смысл термина фазовый переход, отражающий процесс, при котором непрерывное изменение внешних условий сопровождается скачкообразным изменением физических свойств. Это значит, что в переходном состоянии все молекулярные агрегаты раствора должны перестроиться.

Особенности процедуры переформирования определяют разнообразие наблюдаемых явлений. При фазовом переходе первого рода скачком могут изменяться плотность, концентрация компонентов, выделяется или поглощается теплота. При переходе второго рода некоторая физическая величина, равная нулю с одной стороны перехода, постепенно растет при удалении в другую сторону от него. При этом плотность или концентрация изменяются непрерывно, теплота не выделяется и не поглощается. Для фазовых переходов первого рода характерно существование области метастабильного состояния. Жидкости можно нагреть до температуры выше точки кипения или переохладить ниже точки замерзания. Сходство фазовых переходов первого и второго рода достаточно глубокое: в критической точке на кривой равновесия перехода первого рода скачки плотности или концентрации также отсутствуют. Вследствие этого повышается вероятность образования зародышей одной фазы в другой и увеличения их размеров. Фактически выделение фазовых переходов двух родов имеет условный характер, так как бывают фазовые переходы первого рода с малыми скачками теплоемкости и других величин и малыми теплотами перехода с сильно развитыми флуктуациями.

Один из приемов обобщения информации о свойствах вещества — построение диаграмм состояния. Плоская диаграмма в координатах P — T позволяет отразить условия, в которых вещество имеет одинаковое агрегатное состояние. Для чистых веществ гомогенные зоны разделены линиями фазовых переходов, на которых возможно равно-

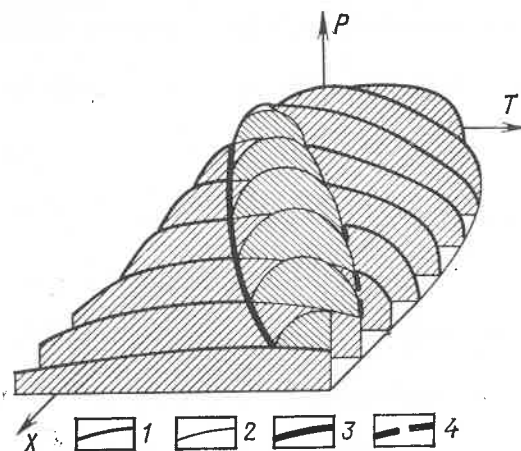


Рис. 1. Полная диаграмма состояний:

1 — граница гетерогенной области; 2 — граница зоны критических состояний; 3 — критическая линия; 4 — линия максимумов изотермических сечений

весное существование двух фаз. Линии равновесия жидкость—газ заканчиваются критической точкой. Диаграмма состояния углеводородных растворов отличается наличием обширной гетерогенной области, которая частично замещает зону газообразного состояния. Внутри ее исходный раствор распадается на газовую и жидкую фазы, состав которых отличен от исходного и между собой. Критическая точка находится на верхней границе этой зоны. В зависимости от состава раствора меняется только относительное расположение элементов диаграммы.

Кроме плоского изображения можно построить и объемные, или полные диаграммы состояния, которые дополнительно открывают влияние состава или изменение свойств. На данном этапе исследования нас не интересуют физические свойства фаз и в качестве третьей переменной возьмем состав. Поскольку изобразить можно только один показатель, используем традиционное разделение природной углеводородной системы на нефть и газ в виде безразмерного отношения массы нефти к массе раствора (X). Опыт показывает, что в этом случае линии сечений при постоянном составе или температуре получаются выпуклыми. Для построения общего вида известны PT -диаграммы пластовой нефти и газа с различным содержанием конденсата,

критическое сечение и диаграммы давление — состав для растворов, содержащих жидкость плотностью, промежуточной между плотностями нефти и конденсата [2, 6, 12]. Сечения образуют фигуру с одним максимумом. Непрерывность зависимостей свойств из состава системы отражается видом проекции фигуры на плоскость TX . Не исключено, что указанная связь имеет более сложный характер, однако на известных диаграммах бинарных растворов ее выпуклая форма не вызывает сомнений. Для конкретной диаграммы (рис. 1), кроме учета количественных соотношений, которые будут рассмотрены позже, постулировалась выпуклость ее изосечений. Именно это условие обеспечило устойчивость полученного результата.

Фигура диаграммы имеет характерный гребень, протягивающийся из угла, соответствующего высокой температуре и тяжелому составу, через максимум в противоположный угол. Поскольку давление насыщения растет с повышением температуры, а давление начала конденсации уменьшается, можно предположить, что критическая линия проходит по верху гребня. Однако для систем среднего состава в литературе опубликованы различные варианты относительного расположения критических точек. Однако нет веских причин, объясняющих их существование, так как принципиальных отличий качества изучаемых систем нет. Поскольку в области тяжелых систем критическая линия на диаграмме приходит в максимальную температуру, можно считать этот ее конец закрепленным в углу. Для нефтей с высоким газовым фактором связь давления насыщения с температурой прямая, соответственно критическая линия может пройти левее гребня. Учитывая принцип Оккама, на данном этапе следует продолжить ее левее гребня до угла легких систем и низких температур. Так как критическое сечение имеет хорошо выраженный максимум, указанная линия не должна проходить далеко от вершины поверхности.

Таким образом, полная диаграмма состояний обобщает информацию о границах гомогенной зоны для углеводородных растворов и уже на этапе построения с помощью ее выявляются

моменты противоречивости в исходной информации.

Рассмотрим координаты отдельных точек поверхности. Наибольший интерес, с точки зрения диагностики, представляют пластовые системы с промежуточными между нефтью и газом свойствами. Для них характерна плотность жидкости около 810 кг/м^3 . В основу построения положены исследования таких систем. Плотность газа, безусловно, определяет давления насыщения. Для нашего случая это в основном выбор вертикального масштаба, который не меняет качественную картину. Прежде всего найдем координаты максимума.

Для пластовых систем Днепро-Донецкой впадины (ДДВ) при температуре 115°C максимум в сечениях достигался при концентрациях жидких $29\text{—}34\%$ [2]. По результатам исследования проб из Зайкинского месторождения выявлено, что экстремум отмечается при концентрации 40% . Следовательно, для интересующих нас систем взаимная растворимость компонентов имеет минимум в интервале составов $30\text{—}40\%$, т. е. свойства растворов по обе стороны от него существенно различаются. Снижение температуры до 50°C не влияет на положение максимума, однако повышает значение давления [12].

Остается нерешенным вопрос о форме экстремального сечения в области температур ниже 50°C . Оно должно быть подобно любой диаграмме в координатах PT . Известно также, что изотермические сечения при комнатной температуре имеют округлую форму, т. е. максимум сглажен. С учетом этих обстоятельств вершины фигуры соответствуют температурным интервалам $30\text{—}50^\circ\text{C}$. Давление для рассмотренных систем меняется в пределах $45\text{—}65 \text{ МПа}$.

Локализация максимума поверхности и критической линии на ней свидетельствует о неслучайном характере аномальности углеводородных систем, обнаруженных в залежах ДДВ. Существуют обширные интервалы условий, когда давление перехода в гетерогенную область растет параллельно с уменьшением доли жидкости. Признать их состояние жидким сложно,

так как граница между ними и привычными газоконденсатными системами при температурах около 100°C проходит в районе значения $2000 \text{ м}^3/\text{м}^3$. По результатам моделирования жидкое состояние начинается после снижения газового фактора до $370\text{—}500 \text{ м}^3/\text{м}^3$ [2], т. е. около 70% жидкости в растворе.

Следовательно, растворы с концентрациями жидких $35\text{—}70\%$ составляют особую группу (границные значения, безусловно, зависят от температуры). Часть ее — от 58% — предлагают называть летучими нефтями, а до 58% — относят к газоконденсатным системам, однако различий в характере поверхности для систем, содержащих более 40% жидких, не отмечается [9]. Следовательно, разделение проведено на эмпирической основе. Этим также объясняется применение определения «газоконденсат» к системам, давление гомогенизации которых снижается при добавлении жидкости. Изменение направления связи свидетельствует о генеральной перестройке межмолекулярного взаимодействия, т. е. состояния вещества.

Рассмотрим особенности таких систем. Основные различия систем правее и левее максимума связаны со знаком производной от давления по X (X — массовая доля жидких УВ в системе). Вначале она положительна. Это означает, что при введении изобарически конденсата в бомбу, где система находится в состоянии насыщения, состав пластового газа изменится не может. Действительно, для повышения содержания конденсата в газе обязательно необходим рост давления, т. е. приложение внешнего воздействия на газ. Это условие устойчивого равновесия.

Правее максимума производная отрицательна — признак неустойчивости состояния системы. Действительно, изобарическое введение конденсата вначале не изменяет характеристики пластового газа, и может существовать двухфазная система. Однако, если вызвать небольшое «возмущение», увеличив давление, часть жидкости перейдет в газовую фазу и еще больше увеличит разность $P - P_{\text{нас}}$. Недонасыщенность газа будет возрастать по мере увеличения содержания в нем конден-

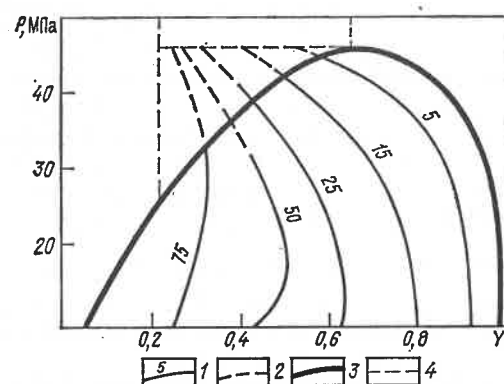


Рис. 2. Сечение полной диаграммы состояний при температуре около 110 °C:

1 — линии равных содержаний жидкости, %; 2 — продолжение изоплер при растворении жидкости в газе; 3 — граница гетерогенной области; 4 — границы области критических состояний

сата. Процесс остановится только при полном растворении жидкости.

При небольшом снижении давления конденсат начнет выпадать из газа, и процесс остановится только тогда, когда производная станет положительна, т. е. в начальной области диаграммы, где фиксируется существенно меньшее содержание конденсата. При этом в бомбе появится скачком жидкая фаза. Следовательно, пластовый газ, попавший в пространство, соответствующее правому полю диаграммы, не может контактировать с нефтью, образуя двухфазную систему. Более того, для устойчивости в реальных условиях он должен быть недонасыщенным.

Радикальные различия свойств углеводородных систем указывают на появление нового качества и соответственно на необходимость введения нового

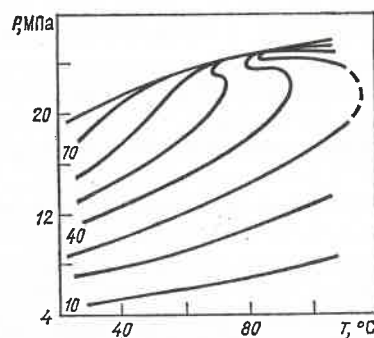


Рис. 4. Диаграмма Г. Ф. Вейнауга и Х. Б. Бредли

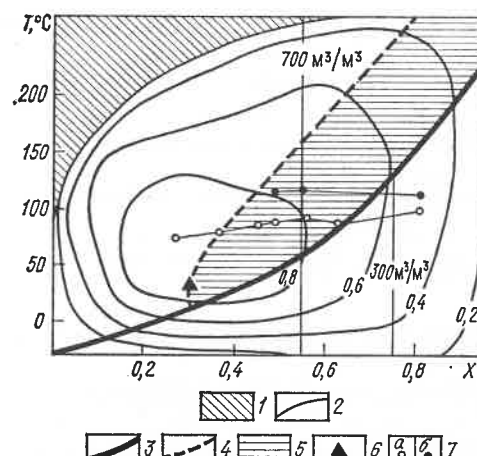


Рис. 3. Карта состояний углеводородной системы:

1 — область исключительно гомогенных состояний; 2 — изолинии давления в относительных единицах; 3 — критическая линия; 4 — линия максимумов изотермических сечений; 5 — зона флуктуаций состояния; 6 — максимумы давления гетерогенной области; 7 — фигуративные точки пластовой системы для месторождений: а — Карачаганак, б — Кокдумалак

параметра для его описания. Как указывалось ранее, второй предел составов рассматриваемых систем — критический. Следовательно, имеются основания связать наблюдаемое изменение свойств с критическими явлениями, т. е. с перестройкой молекулярной структуры. Однако действительно новый момент здесь — ширина зоны, в которой осуществляется переход от жидкого состояния к газовому.

Таким образом, из анализа полной диаграммы выделяется зона промежуточного состояния углеводородных систем. Рассмотрим, как изменится вид фазовой диаграммы в гетерогенной области с учетом особенностей данного состояния. На диаграмме Эйлера линии равных содержаний жидкости сходятся в критической точке. Такая ситуация возможна только при непрерывной зависимости количественных показателей содержания фаз от внешних параметров. Для систем, характеризующихся содержанием конденсата свыше 400 г/м³, это условие не выполняется. При снижении давления жидкая фаза появляется одновременно в конечном количестве. Следовательно, на границе областей в координатах давление — состав и соответственно на поверхности полной диаграммы имеют-

ся точки, переход через которые при снижении давления вызывает выпадение жидкой фазы в количестве 10, 20, 30 — до 100 % (рис. 2). Если такие точки есть на одной изотерме, значит они есть и на других. Поскольку каждая точка изотермы принадлежит к сечению равного состава, т. е. линии фазового перехода — в координатах PT , получаем, что на этой линии также имеются отдельные точки, из которых исходят линии равных содержаний жидкости.

Следовательно, рассматриваемые изотермы (изоплеры), полученные контактной конденсацией при снижении давления, начинаются на границе гетерогенной области в разных точках, и связь последних с критической остается неясной. Отметим, что при повторении эксперимента в обратном порядке форма изотермы будет воспроизведена, однако гомогенность системы не будет достигнута, пока давление не поднимется до максимального на границе гетерогенной области при данной температуре. Остаток жидкости исчезнет также скачком.

В этом причина всех сложностей, возникающих при обработке результатов экспериментов над системами второго вида, о чем свидетельствует анализ исследований углеводородных систем ДДВ [2]. На изотермических сечениях изоплеры не сходятся в точке, по изотермам конденсации видны скачки содержания жидкости. Положение критической точки на границе гомогенной области есть следствие случайного выбора методики эксперимента и предварительных установок на поиск. Повидимому, именно в этом причина отмеченного выше качественного различия положений критических точек на диаграммах для систем примерно одинакового состава.

Чтобы полнее представить масштабы распространения критической зоны, рассмотрим проекцию полной диаграммы на плоскость XT , которую можно назвать картой состояний (рис. 3). На ней показаны изолинии давлений по отношению к максимуму. Линия особых точек проходит по вершинам сечений при постоянных температурах и является границей обычных газоконденсатных состояний до слияния с кри-

тической линией. Конфигурация этого узла в полной мере еще не ясна, но начало широкой критической зоны именно здесь. Дальнейшее положение линии особых точек прослеживается на основании экспериментов с системами ДДВ ($X=0,75$, $T=115$ °C), которые подтверждаются данными по Западно-Сибирской низменности. При температуре 115 °C ширина зоны стабилизируется, и конец указанной линии проходит в правый верхний угол диаграммы. При температурах выше 150 °C в критическом состоянии могут оказываться нефти с газовым фактором менее 300 м³/м³ (см. рис. 3). С другой стороны, при низких температурах (менее 50 °C) жидкость может растворять более 700 м³/м³ газа. Тем самым повышается четкость представлений о границах состояний.

Существование особого вида углеводородных систем впервые отмечено Г. Ф. Вейнауга и Х. Б. Бредли (1951), получившими диаграмму состояний аномального вида для раствора с концентрацией жидкости 55 % (рис. 4), ширина зоны искажений изоплер на которой около 40 °C [14].

Таким образом, на границе гомогенной и гетерогенной областей углеводородные растворы среднего состава (в полосе не менее 40 °C) обладают особыми свойствами, главные из которых — лавинный характер распада гомогенной системы и существование петли растворимости, когда при повышении давления гомогенизация наступает при более высоких давлениях, чем распад при снижении. Это свидетельствует о наличии особой зоны внутри гомогенной области, что проясняет также неопределенность, вызванную слиянием краев зон жидких и газовых состояний на диаграммах, а именно, позволяет в окрестности критической точки изобразить переходную зону, где меняется агрегатное состояние вещества. Такая зона выделяется визуально на всех известных диаграммах, отражающих изменения удельного объема вещества по излому, например, изотерм. Теоретический анализ термодинамических функций также подтверждает необходимость выделения подобной зоны даже для чистых веществ [7].

Одно из достижений современной термодинамики критических явлений—

выделение области флуктуационного состояния вещества в диапазоне 20 % от критической температуры, плотность вещества в ней меняется от 0,6 до 1,4 от критической [1] для однокомпонентных и бинарных систем. Сопоставив, видим, что температурный диапазон примерно соответствует оценке, полученной для модели природного раствора. Зона имеет форму купола, опирающегося на линию фазового перехода. Хотя линия фазового перехода и граница гомогенности не обязательно совпадают [10], далее будем рассматривать купол над гетерогенной областью.

Распространенность флуктуаций на обширную область состояний позволяет ставить вопрос о различиях свойств внутри зоны. Как следует из результатов анализа поведения системы при ее распаде, по мере повышения температуры процент вещества, находящегося в газовом состоянии, увеличивается от нуля до 100 %. Тогда переход системы в гетерогенную область при снижении давления позволяет фиксировать соотношение доменов фаз при данной температуре. Повышение давления уменьшает различия между фазами, поэтому температурный диапазон флуктуаций сжимается.

С практической стороны положение критической точки внутри флуктуационной зоны не имеет значения, так как реакция системы на внешние воздействия везде одинакова. Поэтому для наших целей достаточно принять, что переходная зона «поглотила» критическую точку и, поскольку интенсивные флуктуации являются признаком, характеризующим состояние вещества в ней, назвать всю ее зоной критических состояний. Такой подход фиксирует следующую задачу диагностики — выделение границ жидкого, критического и газового состояний. В каждом из них пластовые флюиды обладают определенными технологическими качествами, которые определяют пределы допустимых воздействий на них при разведке и разработке. Так как изменение качеств на указанных границах постепенно, цена ошибки диагностики снижается, поэтому алгоритмы ее осуществления изначально устойчивы к погрешностям исходной информации, что обуславливает их ценность для ав-

томатизированных систем принятия решений (ИС).

Таким образом, системный анализ теоретических представлений и эмпирической информации об особенностях многокомпонентных углеводородных растворов позволил построить полную диаграмму состояний, которая обобщает сведения, накопленные к настоящему моменту, до уровня, позволяющего формализовать задачи диагностики.

В связи с изменением задачи диагностики необходимо уточнить также терминологию описания состояния флюида в залежах. Во-первых, использование узкого понимания фазового перехода и представление о системе как ограниченной части физического пространства позволяют рассматривать залежи с газонефтяным контактом как две, имеющие общую границу (контакт) системы. Каждая система пребывает в своем фазовом состоянии, имеет определенный состав, но на контакте нет фазового перехода как смены агрегатного состояния. Вследствие этого диагностика состояния таких залежей не равносильна определению фазового состояния углеводородной системы и базируется на иных принципах [10], например, на анализе равновесности составов соприкасающихся систем. Таким образом, термины двухфазная, газонефтяная, нефтегазовая ориентируют на раздельное изучение двух частей залежи, что отражено в рекомендациях по подсчету запасов.

Во-вторых, меняется представление о том, что в гомогенной области возможно изменение состояния в узкой зоне. Поэтому исключаются все условия существования залежей, связанные с парообразным состоянием у подошвы пласта и жидким у кровли (баротропных) [8]. В то же время возможное разнообразие гомогенных залежей увеличивается. Наряду с нефтяными и газоконденсатными возможны сочетания, но не напрямую, а через зоны критического состояния флюида. Поскольку границы между состояниями не имеют физической основы, а определяются по технологическим соображениям, флуктуации происходят во всех зонах залежи, изменение состава по вертикали можно рассматривать как следствие гравитации. Такой подход позволяет считать всю залежь единой термодина-

мической системой. Отсюда системный подход к подсчету запасов требует определения зависимости параметров состава от глубины для всей залежи в целом, а не искусственного деления на однородные слои.

Основная практическая польза решения задачи диагностики в том виде, как она сформулирована в теоретической части, состоит не собственно в выявлении наличия зон определенного состояния, а в последующем анализе на этой основе информации о зависимости глубина—состав или глубина—свойство для получения системно согласованного описания состояния флюида. Чтобы данное положение стало более понятным, рассмотрим представления о пластовой системе месторождения Карачаганак.

Высота залежи в карбонатной толще около 1500 м [4, 5, 13]. Содержание конденсата в ее верхней части 350 г/м³ при температуре 75 °С, в нижней достигает 1400 г/м³ при 88 °С. Различные источники сходятся только в том, что состав пластового флюида непрерывно изменяется по вертикали. Следовательно, можно рассматривать залежь как единую термодинамическую систему. Составы газа и жидких углеводородов изменяются слабо, за исключением зоны водонефтяного контакта, где в некоторых скважинах получены притоки нефти с газосодержанием 150—500 м³/м³ и плотностью до 880 кг/м³.

Нанесем фигуративные точки на карту состояний (см. рис. 3) и соединим их. Точка, описывающая верх залежи, расположена несколько ниже линии максимумов изотермических сечений, которая ограничивает область критических состояний. Большая часть линии состояний лежит в этой области, за исключением точки, описывающей самые тяжелые нефти. Конечно, обобщенная карта состояний может отразить только самые яркие особенности, но ее использование облегчает освоение экспериментального материала. Аналогичные результаты получены при нанесении на схему данных по месторождению Кокдумалак [11].

Материалы моделирования изотермического сечения границы гомогенной области и работы [4] говорят об уменьшении давления насыщения при

утяжелении состава. Тем самым подтверждается, что при насыщении 800 г/м³ максимум давления пройден и критическая область достигнута. В то же время давление насыщения с глубиной по исследованиям отдельных интервалов растет [5]. Такое расхождение можно объяснить только неоднородностью моделей пластового флюида, по которым определялось давление начала конденсации. Расчеты на основе уравнений состояния также не дают однозначных результатов и даже могут противоречить качественной картине. Причина этого прежде всего связана с флуктуирующим состоянием вещества.

Таким образом, в рамках действующих методик исследования и представлений получить правильное описание залежей с флюидами критического состояния принципиально невозможно. Необходима разработка новых методик создания количественных моделей таких залежей, включающих как неотъемлемую часть диагностику состояний углеводородной системы. Особенности поведения углеводородных растворов при высоких давлениях, выявленные при системном анализе накопленной информации, дают основания для их построения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анисимов М. А. Критические явления в жидкостях и жидких кристаллах.— М.: Наука, 1987.
2. Газоконденсатные системы и методы их изучения/Под ред. А. И. Дзюбенко.— М.: Недра, 1984.
3. Гуревич А. Е. О задачах создания интеллектуальных систем в геологии//Сов. геология. 1989. № 4. С. 10—17.
4. Желтовский В. И. Влияние закачки газа на фазовые превращения пластовой системы Карачаганакского месторождения//Экспресс-информация ВНИИГазпром. Сер. Геология, бурение и разработка газовых и газоконденсатных месторождений. 1987. Вып. 9. С. 16—18.
5. Журов Ю. А., Камалов С. М., Кирьяшин В. М. Особенности флюидалной системы Карачаганакского месторождения в связи с задачами его освоения: Обзор. Сер. Разработка и эксплуатация газовых и газоконденсатных месторождений. 1988. Вып. 6.
6. Катц Д., Корнелл Д., Кобяшии Р. Руководство по добыче, транспорту и переработке природного газа.— М.: Недра, 1965.
7. Киргинцев А. Н. Термодинамика и растворы.— Новосибирск: Наука, 1987.

8. Коротаев Ю. П. Термодинамическое состояние пластовых смесей месторождений газа и нефти//Геология нефти и газа. 1985. № 2. С. 1—3.
9. Кронквист Ч. Оценка и разработка пластов с летучей нефтью//Нефть, газ и нефтехимия. 1979. № 4. С. 21—32.
10. Методика оценки нефтегазоносности локальных ловушек/И. И. Нестеров, А. И. Рыльков, Г. Ф. Григорьева и др.— М.: Недра, 1988.
11. Новый тип углеводородных залежей в верхнеюрском карбонатном коллекторе Западного Узбекистана/А. К. Рахимов, А. Г. Ибрагимов, М. М. Сыдилов, С. Т. Тапилов//Экспресс-информация. ВНИИГазпром. Сер. Геология, бурение и разработ-

- ка газовых и морских нефтяных месторождений. 1986. Вып. № 11. С. 4—6.
12. Островская Т. Д., Гриценко А. И., Желтовский В. И. Фазовое состояние — зеркало типа залежи//Газовая промышленность. 1984. № 2. С. 23—24.
13. Перепеличенко В. Ф. Проблемы разработки Карачаганакского нефтегазоконденсатного месторождения: Обзор. Сер. Информационное обеспечение общесоюзных научно-технических программ.— М.: ВНИИЭ-Газпром. 1987. Вып. 6.
14. Weinang Ch. F., Bredly. The phase behavior of a natural hydrocarbon system//Petroleum Transaction. 1951. Vol. 192. P. 233—238.

Принята редколлегией 27 ноября 1989 г.



РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

УДК 552.57 : 553.411

© Ю. Р. Ручкина, 1990

Литофации золотоносных черносланцевых толщ — индикаторы среды рудообразования

Ю. Р. РУЧКИНА (ЦНИГРИ)

Исследования стратиформных золото-рудных месторождений, залегающих среди терригенных толщ, направлены главным образом на установление структурных условий локализации оруденения и особенностей минералогии руд. Значительно менее изученными оказались условия формирования вмещающих толщ и их роль в длительном процессе рудообразования [1,5]. С целью решения именно этого вопроса были проведены литолого-фациальные исследования одного из рудных полей, объединяющего несколько месторождений со стратиформным золото-кварцевым оруденением в нижнепермском терригенном комплексе.

Впервые для подобных месторождений анализировались вещественный состав пород, их текстурные особенности, а также вариации мощностей продуктивной толщи и распределения аутигенной минерализации по площади рудного поля. На основе изучения распределения пород разной фациальной принадлежности и сопоставления его с размещением рудных объектов был сделан вывод о связи золотоносности с фациальными обстановками накопления терригенных толщ.

На площади рудного поля закартированы субсогласно залегающие каменноугольные и нижнепермские толщ с выдержанным меридиональным простиранием и падением на восток под углом 60—75°. Эти толщ осложнены складками высоких порядков с флексурными перегибами и разрывными нарушениями близмеридионального и северо-западного простирания. Складки контролируют размещение обогащенных участков золотоносных кварцевых жил, которые, в свою очередь, не выходят за пределы распространения нижнепермских углеродистотерригенных толщ, относимых к кукканской свите.

Толща кукканской свиты имеет флишиоидное строение. Выделяются шесть трансгрессивно построенных ритмопачек мощностью 100—650 м, в каждой из которых наблюдается переход от грубозернистых пород к тонкозернистым. При этом в разрезах псаммитопсефитовые разности пород относятся к пелитовым как 1:5 или 1:10. К грубозернистым породам каждой из ритмопачек приурочены кварцевые жилы в той или иной степени золотоносные. В первой и третьей ритмопачках рас-

положены все месторождения рудного поля. Мощность кукканской свиты не превышает 2000 м.

Образования кукканской свиты отличаются от подстилающих и перекрывающих их отложений гетерогенным строением, повышенным содержанием органического вещества, сульфидов, кремнезема, карбонатов, фосфатов, примесей золота, серебра, меди и микроэлементов. Гетерогенность строения запечатлена в пестроте состава, частой смене одних разностей пород другими, разнообразии текстурных рисунков и в резком изменении мощностей отдельных горизонтов. Анализируя условия локализации золотого оруденения, необходимо обратить внимание и на различную степень дислоцированности пород кукканской свиты на территории рудного узла. Наименьшее смятие ритмопачек в изоклинальные и брахиформные складки наблюдается на востоке его, в областях распространения пятой и шестой пачки кукканской свиты. Здесь же фиксируются наименьшее количество рудопроявлений и низкая продуктивность редко встречаемых здесь кварцевых жил.

Породы, их текстуры. Литофации. В пределах рудного поля развит широкий спектр терригенных пород от конгломератов, гравелитов и песчаников до алевролитов, алевросланцев и сланцев, ритмично повторяющихся в разрезах кукканской свиты. Незначительная доля приходится на непротяженные маломощные прослои туфопесчаников (туфодиамиктитов), приуроченных к псаммитовым частям ритмопачек. Перечисленные породы распространены весьма неравномерно: наибольшая часть площади занята алевролитами, алевросланцами и сланцами; четвертая ее часть — псаммитопсефитовыми разностями — преимущественно мелко-среднезернистыми песчаниками, включающими местами маломощные невыдержанные прослои гравелитов, конгломератов и туфопесчаников. Наибольшая неоднородность состава грубообломочных частей разрезов кукканской свиты наблюдается на трех участках: на севере рудного поля в пределах первой и второй ритмопачек; в центральной части рудного поля в пределах третьей ритмопачки; на юго-вос-

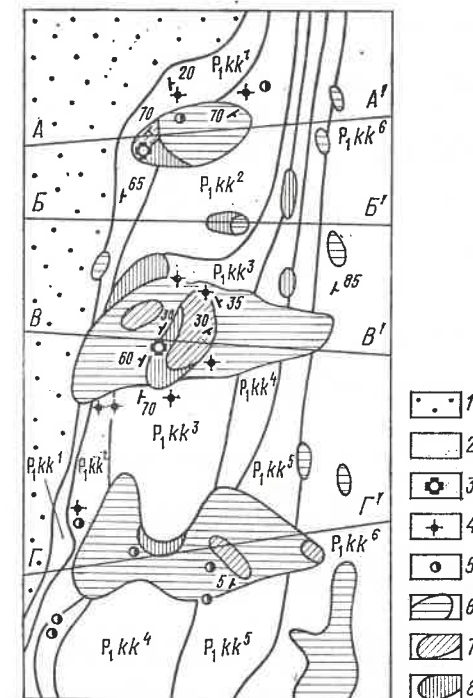


Рис. 1. Схема размещения первичных текстур пород рудного поля:

1 — отложения экачанской свиты карбона; 2 — породы кукканской свиты (P_{1kk1} — P_{1kk6}); 3 — месторождения; 4 — рудопроявления; 5 — штурфовые пробы; текстуры пород: 6 — горизонтально-слоистые, 7 — косослоистые, 8 — брекчиевые; AA' , BB' , BB' , GG' — опорные разрезы

токе рудного поля в пределах развития пятой ритмопачки (рис. 1).

В плане грубообломочные породы образуют субмеридиональные полосы, закономеренно, ритмично чередующиеся с согласно залегающими пелитовыми разностями. К области максимальной неоднородности грубообломочных частей разреза первой и третьей ритмопачек в сочетании с изоклинальной и брахиформной складчатостью приурочены известные месторождения. На третьем участке, в поле развития пятой ритмопачки, толщ имеют моноклинальное залегание с пологим падением к юго-востоку; здесь фиксируется лишь повышенная золотоносность пород.

Для выявления фациальных обстановок накопления рудовмещающих толщ важное значение имеет текстурный анализ по методике Л. Н. Ботвинкиной. Наиболее распространены в регионе массивные и горизонтально-сло-

истые, несколько меньше — пологоволнистые и косослоистые текстуры. Слоистые текстуры нарушены оползнями, знаками нагрузки, будинированием, брекчированием, смещением по трещинам и кливажу. На отдельных участках эти текстуры осложнены полосчатостью, пльчатостью и сланцеватостью, возникшими на стадиях эпигенеза и раннего метаморфизма. Горизонтальная равномерная и неравномерная слоистость складывается слоями мощностью 1—5 мм мелкозернистого песчаника и более темного по окраске алевролита, который, в свою очередь, неоднороден: в нем чередуются тончайшие (0,5—2 мм) слои, более или менее обогащенные органическими веществами. Соотношение песчаников и алевролитов — 1 : 2. Редко встречаемые аргиллиты характеризуются горизонтальной, правильной, равномерной слоистостью. Кроме того, горизонтально-слоистые песчаные породы иногда содержат прослои с пологоволнистой слоистостью. Тонкие слои образуют пачки мощностью до десятков сантиметров, чередующиеся с прослоями неслоистой текстуры. В неслоистых однородных, массивных породах зачастую можно наблюдать редкие прослойки, обладающие тонкой внутренней слоистостью. Описанные осадки могли образоваться в условиях спокойной медленной седиментации.

На отдельных участках встречаются горизонтально-слоистые породы с отчетливой сортировкой осадочного материала в каждом слое от более глубокого внизу до более тонкого сверху. Мощность сортированного слоя (ритма) от подошвы грубозернистого материала до кровли тонкозернистого составляет 5—7 см. Это так называемая градационная слоистость, образовавшаяся в областях мутьевых течений при выпадении осадка из взвеси. Градационное строение ритмически сортированных слоев несколько осложняется появлением косой слоистости течения. Такая текстура сформировалась при волочении осадка по дну в потоке меньшей плотности.

Мелкая косая слоистость выявлена в мелко- и среднезернистых песчаниках. Границы серий пологоклиновидной формы, реже параллельные, но не перекрестные. Мощность косых слоев

1,5—3 см, угол наклона 20—25°. Слои в сериях либо однонаправленные, либо попеременно разнонаправленные, строение их однородное. Косослоистые серии образуют прослои среди горизонтально-слоистых, реже чередуются с прослоями пологоволнистой текстуры. Описанные признаки косой слоистости свидетельствуют о накоплении осадков в областях донных морских течений, а появление попеременно разнонаправленных слоев — вероятно, о более мелководных условиях отложения.

Горизонтально-слоистые и пологоволнистые текстуры осложняются знаками нагрузки и оползневой текстурой. В алевролите, имеющем пологоволнистую слоистость, подчеркиваемую тончайшими (0,5 мм) слоями песчаника, выделяются более мощные прослойки песчаника с однонаправленной гофрировкой на крыльях волн. Наличие оползневых текстур свидетельствует о большой крутизне склонов, по которым стекали мутьевые потоки.

Кроме того, часто можно наблюдать смещение горизонтальных слоев по трещинам, проникновение более пластичного алевролитового материала в прослои песчаника по системе кливажных трещин, не всегда совпадающих с направлением напластования. Это говорит о том, что в постседиментационный период обстановка в бассейне была неспокойной. Столь же неспокойной она была и в период седиментации, о чем свидетельствуют широко распространенные брекчированные породы. Выделяются конседиментационные брекчии («сланцевый» конгломерат) и брекчии постседиментационного дробления. Конседиментационные брекчии образованы обломками черного и темно-серого алевросланца с сохранившейся местами горизонтально-слоистой текстурой в песчаном цементе. Для них характерны несортированность обломочного материала и неокатанная удлиненная форма алевросланцевых обломков, ориентированных по направлению слоистости. Повторно брекчированные обломки сланцевого конгломерата погружены в гравийно-галечный цемент. Обломки равновелики, полукатаны, угловаты и хаотично распределены в цементирующей массе. Оба типа брекчий встречены на месторож-

дениях. Пространственное совпадение двух одновременных типов брекчий указывает на унаследованность тектонических процессов.

Выявлена зональность в размещении по площади рудного поля пород с разными типами текстур (см. рис. 1). На значительном удалении от месторождений развиты преимущественно неслоистые текстуры и непротяженные участки равномерной горизонтально-слоистой и пологоволнистой. Такой рисунок пород характерен для областей спокойной седиментации морского бассейна. На фоне неслоистых текстур выделяются три поля горизонтально-слоистых текстур. Два из них совпадают с флангами месторождений, приуроченных соответственно к первой и третьей ритмопачкам кукканской свиты. В третьем поле не известны промышленные концентрации руд; оно охватывает преимущественно области развития толщ четвертой и пятой ритмопачек. В пределах контуров полей горизонтально-слоистых пород отмечаются неравномерно-, горизонтально-слоистые породы с фрагментами градационной и косослоистой разнонаправленной текстур. Эти текстуры развиваются в областях мутьевых течений. Непосредственно на месторождениях горизонтально- и косослоистые однонаправленные текстуры пород соседствуют с оползневыми и брекчиевыми. Такие породы могли образоваться в областях донных течений морского бассейна.

Анализ мощностей. Мощность, как и состав пород, их гранулометрия и текстура, определяется интенсивностью вертикальных движений земной коры в период седиментации (по Л. Б. Рухину). Изучение вариаций мощностей продуктивных и непродуктивных ритмопачек, прослеживание их по площади рудного поля чрезвычайно затруднено, с одной стороны, недостаточной и неравномерной разбуренностью территории, отсутствием серии опорных разрезов через все рудное поле с охватом кукканской свиты от ее подошвы до кровли, а с другой — интенсивностью изоклинальной складчатости, подчас искажающей первоначальную мощность отложений. Тем не менее даже схематичное сопоставление мощностей по выбранным четырем

профилям через рудное поле позволяет выявить некоторые тенденции. Так, мощность первой ритмопачки вблизи одного из месторождений (см. рис. 1, профиль А—А') составляет около 100 м, по простиранию на юг она сокращается до 25—30 м. Мощность третьей ритмопачки по профилю В—В' вблизи другого месторождения достигает 200 м, а к югу и северу от него падает до 30—35 м. По профилю Г—Г' мощность пятой ритмопачки, в которой фиксируются небольшие проявления золотой минерализации, составляет 160 м, по простиранию на север к профилю А—А' она постепенно убывает до 40 м. Другими словами, на уровнях месторождений и проявлений отмечается увеличение мощности продуктивной части разреза кукканской свиты.

Для исследования изменения мощности были выбраны четыре наиболее представительные месторождения, где имеется достаточное количество скважин. Первые два из них находятся в пределах рассматриваемого рудного поля, два других — в пределах соседнего и залегают среди тех же отложений кукканской свиты. Первое и четвертое месторождения приурочены к первой ритмопачке кукканской свиты, два других — к третьей. Для каждого месторождения были построены карты изопакит продуктивных ритмопачек по методике Н. А. Михайловой [12], на которые вынесены коэффициенты песчаности (процентное отношение суммарной мощности прослоев песчаников и мощности рассматриваемой продуктивной ритмопачки).

Три месторождения приурочены к мутьеобразным депрессиям, компенсированным осадконакоплением и вытянутым в меридиональном направлении. Большую часть их площадей составляют зоны средних мощностей (50—250 м), и лишь в центральной части одного из них отмечены максимальные изопакиты — 300—350 м (рис. 2). Коэффициент песчаности продуктивных пачек характеризуется обратной закономерностью: зонам наименьших мощностей соответствуют максимальные (для данного месторождения) значения коэффициента песчаности, а наибольших — минимальные (<10%). Другими словами, к бортам депрессий возрастает мощность

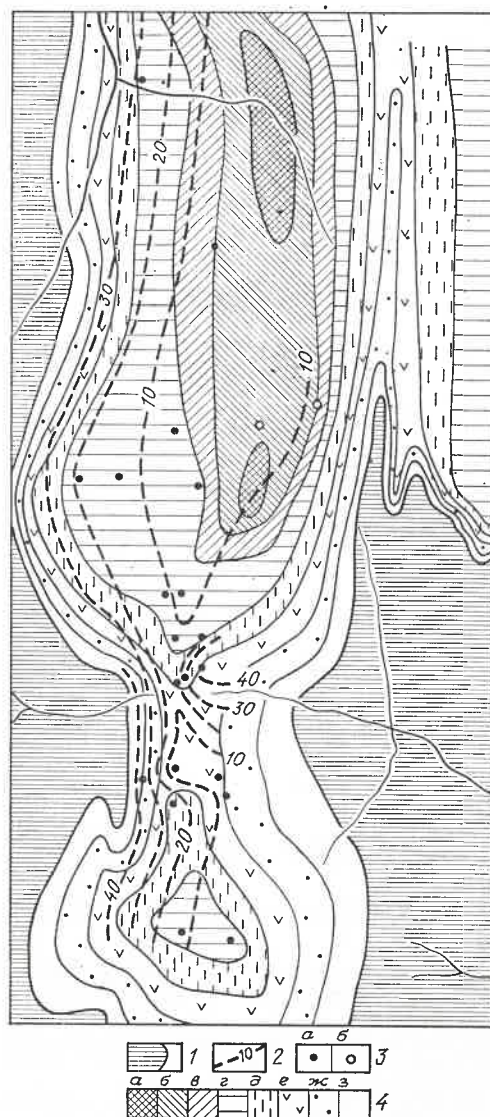


Рис. 2. Карта изопашит и коэффициента песчаности первой продуктивной ритмопачки одного из месторождений рудного поля:

1 — области отсутствия ритмопачки, 2 — изопашиты коэффициента песчаности ритмопачки, 3 — скважины, вскрывшие золотоносные кварцевые жилы (а) и не вскрывшие их (б); 4 — изопашиты мощности продуктивной ритмопачки, м: а — >350, б — 300—350, в — 250—300, г — 200—250, д — 150—200, е — 100—150, ж — 50—100, з — <50

прослоев песчаников и коэффициент песчаности увеличивается до максимальных значений (>90%). В кварцевых жилах, приуроченных к зонам максимальных мощностей продуктивной ритмопачки, не отмечена золотая минерализация. Не встречено золото-

носных жил и в областях минимальных мощностей при наивысшей песчаности отложений.

На четвертом месторождении замкнутая депрессия не фиксируется. Намечается склон, мощность отложений на котором с запада на восток растет от 0 до 250—300 м. Золотоносные кварцевые жилы не встречены в зонах, где мощность отложений более 250 м при незначительной их песчаности, а также где коэффициент песчаности выше 90%. На севере месторождения разрезы с высоким коэффициентом песчаности (>90%) занимают большую часть площади, золото здесь в кварцевых жилах не фиксируется.

Таким образом, месторождения приурочены к меридиональным депрессиям, компенсированным активным осадконакоплением. Оптимальная мощность продуктивной пачки 50—200 м, а коэффициент песчаности 30—70%.

Распределение карбонатного вещества в рудном поле. В стратиграфическом разрезе кукканской свиты карбонатные отложения в виде пластов не фиксируются. Карбонатное вещество встречается повсеместно как в песчаных разностях пород, так и в алевросланцевых в качестве примесей в цементе, а также разрозненных зерен или единичных кристаллов. Основными методами исследования карбонатов, помимо полевых наблюдений с травлением слабым раствором соляной кислоты, были оптический и химический с прокрашиванием открытых шлифов по всей площади (метод Л. Е. Штеренберга). В результате установлена преобладающая роль карбонатов магнезиально-железистого ряда (сидерит, анкерит, доломит) и незначительная — минералов кальциевого ряда (манганокальцит, кальцит).

Для рудоносной кукканской свиты характерно разнообразие минеральных форм карбонатов в отличие от подстилающих отложений экачанской свиты карбона, где они представлены исключительно анкеритом, а крайние члены ряда, как высокожелезистые, так и не содержащие железо, отсутствуют. Следовательно, отложение осадков двух свит происходило в различных фациальных обстановках, причем, как было показано выше, палеобассейн куккан-

ского времени был более неоднородным.

Распределение ассоциаций карбонатов имеет зональный характер: возрастает количество железистых карбонатов в направлении от флангов рудного поля к месторождениям, в пределах которых развиты ассоциации сидерит (I и II) + доломит + анкерит + кальцит. Карбонаты имеют смешанный состав; наряду с ранним сидеритом, анкеритом и доломитом появляются поздние генерации сидерита крупных кристаллических форм. Дефицит железа ощущается лишь в самых поздних формах карбонатов, представленных прожилками кальцита.

Карбонаты возникли в результате медленно развивавшегося процесса минералообразования. Анализ распределения форм карбонатов по площади выявил их пространственную и временную связь с оруденением. На месторождениях формирование карбонатных минералов дошло до поздних ассоциаций, связанных с периодом метасоматоза и рудообразования.

Особенность рудовмещающих толщ изученной территории — сочетание фациальной специфичности с постседиментационными процессами, обусловившими интенсивное перераспределение вещества, в том числе и карбонатного. Карбонатообразование, будучи региональным на ранних этапах (осадконакопление, эпигенез), к своему завершению локализовалось на ограниченных площадях, где развиты поздние ассоциации карбонатов, пространственно сопряженные с золоторудными объектами. Выявленный зональный характер распределения карбонатных минералов может быть использован при прогнозировании и поисках месторождений золота.

Палеофациальная схема рудного поля. На основе анализа текстур и мощностей немых, однообразных, ритмично чередующихся, слабо метаморфизованных толщ кукканской свиты можно не только сделать выводы об условиях их образования, но и уловить генетические различия разновозрастных отложений в различных частях палеобассейна.

Территорию рудного поля в кукканское время занимал мелководный морской бассейн, вытянутый в меридио-

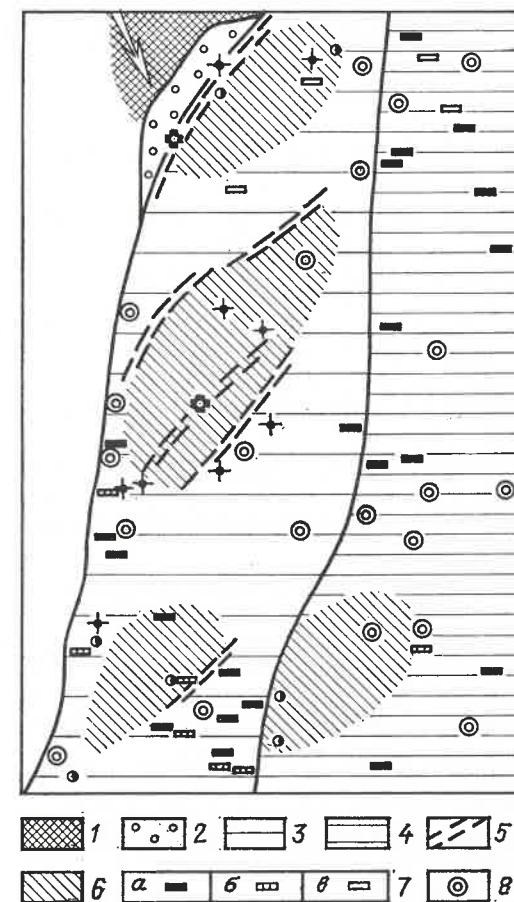


Рис. 3. Палеофациальная схема рудного поля с элементами палеогеографии кукканского времени:

1 — область сноса обломочного материала, 2 — грубый терригенный флиш с преобладанием гравелитов и конгломератов (область крайнего мелководья); 3 — типичный песчано-глинистый флиш (область мелководного шельфа); 4 — недоразвитый глинисто-сланцевый флиш (относительно более глубоководная часть шельфа, область спокойной седиментации); активные области флишевых трогов; 5 — компенсационные и донные течения с накоплением дикого флиша, 6 — мутьевые потоки, песчано-глинистый флиш с градиционной, неравномерной горизонтальной и разнонаправленной кривой слоистостью; 7 — конкреции: а — пиритовые, б — кремнистые, в — карбонатные; 8 — породы, обогащенные фосфатным веществом; остальные усл. обозн. см. рис. 1

нальном направлении (рис. 3). В его пределах выделяются три области:

крайнего мелководья, которая при-мыкает к области сноса с развитием терригенного флиша и преобладанием гравелитов и конгломератов неслоистых текстур;

мелководного шельфа с типичным песчано-глинистым флишем и ритмичным строением разреза при неслоистых и неравномерно-горизонтально-слоистых текстурах;

спокойной седиментации относительно более глубоководной части шельфа с недоразвитым глинисто-сланцевым флишем и характерными неслоистыми и равномерно-горизонтально-слоистыми текстурами.

Таким образом, с северо-запада на восток и юго-восток идет углубление бассейна. В том же направлении наблюдается наращивание разреза кукканской свиты от первой ритмопачки к шестой. Такая последовательность условий седиментации от преобладания грубых осадков к преобладанию тонкозернистых указывает на единый трансгрессивный цикл осадконакопления.

Граница между областью мелководного шельфа и более глубоководной частью бассейна совпадает с субмеридиональной зоной разлома, отделяющей интенсивно смятые толщи нижних частей кукканской свиты от моноклинально залегающих толщ её верхов. Граница была долгоживущей и, скорее всего, являлась конседиментационным разломом, фиксировавшим разделение двух областей как при седиментации, так и в периоды орогенеза и регионального метаморфизма.

Осадки кукканского морского бассейна содержали конкреции разного состава, незначительное количество фосфата, органики и сидерита. Пространственная связь фосфата с сидеритом (по Б. М. Гимельфарбу) обычна для таких бассейнов. Фосфатное вещество распространено по всей площади бассейна, что указывает на нормальную соленость вод бассейна и глубины отложения осадков не более 250 м. Эти данные подтверждаются присутствием конкреций пиритового, карбонатного и кремнистого составов.

В области мелководного шельфа среди типичного песчано-глинистого флиша выделяются активные участки флишевых троговых впадин с донными течениями и мутьевыми потоками. Мутьевые потоки возникали в результате подводных оползней и стекали перпендикулярно бортам впадин. Они переносили обломочный материал на глубину, где он перемещался вдоль трога

продольными донными течениями. Для осадков активных областей характерно появление градационной слоистости, знаков нагрузки, оползневых и брекчиевых текстур.

Размещение месторождений предопределилось в период седиментации, чем объясняется их приуроченность к активным областям флишевых троговых впадин с донными течениями и мутьевыми потоками. Накопление осадков здесь шло в более восстановительных условиях, на что указывают повышенные значения закисного модуля ($\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ вблизи рудных тел составляет 6,12, а в удаленных зонах не превышает 3,22). Избыток железа, как и серы, сказался на появлении, наряду с ранними формами карбонатов и поздних форм сидерита и сульфидов. Интенсивное прогибание дна бассейна активными областями компенсировалось осадконакоплением, чем объясняются повышенные мощности отложений вблизи рудоносных частей разреза кукканской свиты.

Однако далеко не каждая активная область несет промышленное оруденение: из четырех установленных областей — только две северные. В пределах последних интенсивно проявлены наложенные процессы: региональный метаморфизм и локальная гидротермальная деятельность, которые, как полагают многие авторы, способствовали мобилизации, перераспределению и концентрации рудного вещества в золото-кварцевые жилы. Это подтверждается анализом поведения органического вещества и золота, некоторых петрохимических данных и распределения пиритовых конкреций по территории рудного поля. Вблизи месторождений, наряду с дисперсным и детритным органическим веществом, значительно более широко распространены перемещенные формы органики, выполняющие межзерновые пространства, трещины и пустоты. С приближением к рудоносным кварцевым жилам содержание органических веществ в породах сокращается, растет их неоднородность; они концентрируются в зонах интенсивной трещиноватости. В направлении к кварцевым жилам во вмещающих породах снижается содержание кларкового золота и повышается значение щелочного модуля (Na_2O

K_2O — от 0,99 до 1,85). Пиритовые конкреции, распространенные по всему рудному полю, отсутствуют вблизи месторождений (см. рис. 3), где пирит представлен исключительно в мелкокристаллической форме.

Активные области южной части рудного поля, не несущие промышленных залежей, формировались в глубоководной части шельфа; для толщ характерно отсутствие интенсивных пликативных дислокаций и локальной гидротермальной деятельности.

Таким образом, положение активных областей, к которым тяготеют месторождения рудного поля, предопределилось в период седиментации. Реализация потенциальной рудоносности и формирование промышленно значимых объектов связано, по-видимому, с постседиментационными процессами.

Место осадочного процесса в рудообразовании. По результатам литолого-фациального анализа выявлена связь золотоносности жильного и жильно-прожилкового оруденения с обстановками осадконакопления кукканского времени.

Толщи, вмещающие золотоносные кварцевые жилы, формировались в морском бассейне с нормальной соленостью вод (по наличию фосфата, конкреций карбоната и пирита), в области мелководного шельфа с типичным песчано-глинистым флишем. Преобладание в породах оксидов Fe (III) над Fe (II), наличие среди аутигенных минералов сидерита, присутствие органического вещества и пирита в количестве не более 2—3 % дают основание относить рассматриваемые осадки к восстановительному типу, по Л. А. Гуляевой, или к сидеритовой геохимической фации, по Г. И. Теодоровичу. Для сидеритовой фации характерно восстановление железа и окисление освобождающимся кислородом органического вещества до CO_2 . Появление последнего способствует возникновению и накоплению сидерита. Судя по минеральным ассоциациям, окислительно-восстановительный потенциал Eh осадков имел отрицательные значения, но выше 0,2 [8]. Вероятно, несколько более низкими значениями отличались осадки активных областей троговых впадин (по росту закисного модуля), к

которым тяготеют известные в районе месторождения.

В троговых впадинах фон спокойной седиментации был нарушен влиянием тектоники, способствовавшей возникновению неровностей дна палеобассейна с мутьевыми потоками, донными и компенсационными течениями.

Охарактеризованная физико-химическая обстановка среды осадконакопления кукканского времени могла способствовать удержанию золота, которое фиксируется во всех породах рудного поля, хотя содержание его лишь незначительно превышает кларковые. Можно полагать, что золото присутствовало в осадке либо в форме золотоорганических соединений, либо в элементарной [3, 6, 10]. Прямая корреляция органического вещества с кларковым золотом отсутствует и не ясна форма связи углеродистого вещества и золота. С другой стороны, факт снижения содержания кларкового золота во вмещающих породах с приближением к рудным жилам, несомненно, свидетельствует о влиянии постседиментационных процессов. Тонкодисперсное золото вмещающих пород было вовлечено в постседиментационные процессы эпигенеза, регионального и термального метаморфизма, способствовавших миграции и локализации золотого оруденения [1, 4, 5, 9]. Особенности протекания этих процессов были предопределены еще в период осадконакопления, о чем свидетельствует приуроченность золотокварцевого оруденения исключительно к тем участкам района, которые соответствовали в период осадконакопления тектонически активным впадинам, подвергшимся, в свою очередь, процессам дислокационного метаморфизма.

Стратиформный характер золото-кварцевого оруденения в данном случае объясняется избирательной приуроченностью заимствованного из вмещающих пород метаморфогенно-гидротермального золота и кремнезема к благоприятным структурно-литологическим ловушкам [11, 13]. Таковыми были горизонты грубообломочных пород, перекрытые алевропелитовыми толщами, в наиболее гетерогенных частях разрезов рудоконтролирующих активных областей палеовпадин. На данном этапе изучения рудного района

не может быть исключена и осадочно-гидротермально-метаморфогенная модель формирования стратиформного золото-кварцевого оруденения [14], согласно которой начало формирования рудоносных залежей связано с поступлением во впадины морского палеобассейна кремнистых золотоносных гидротермальных растворов. Дальнейший метаморфизм, сопровождаемый перегруппировкой и переотложением рудного вещества, окончательно сформировал морфологию золото-кварцевых залежей.

Литофациальные критерии прогнозирования. Установление закономерных связей золотого оруденения с особенностями строения рудовмещающих терригенных толщ обуславливает выделение литофациального контроля как одного из ведущих критериев прогноза и поисков рассматриваемого типа оруденения. Месторождения рудного поля закономерно приурочены к активным частям флишевых троговых впадин с донными течениями и мутьевыми потоками, характеризующимся восстановительным режимом осадконакопления. Следовательно, выделение подобных палеодепрессий в однороднопостроенных, с первого взгляда, толщах поможет прогнозировать перспективные золоторудные поля и выбирать поисковые участки.

С достаточной достоверностью площади могут быть выделены при геологическом картировании масштаба 1:25 000—1:10 000 по следующим признакам строения разреза:

характеру ритмичности разреза рудовмещающей толщи (свиты);

изменению состава пород по вертикали и латерали;

наличию конкреций, их составу и распределению по площади рудного поля;

изменению первичных текстур пород, что является прямым свидетельством смены условий осадконакопления; вариациям мощностей рудовмещающей толщи (или пачки), а также коэффициента ее песчаности в пределах 30—70 %;

распределению органического вещества и кларкового золота;

количественным и качественным характеристикам карбонатного вещества; изменению геохимических показате-

лей, в частности, таких как закисного и щелочного модулей (с приближением к рудным объектам должен наблюдаться рост отношений $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$).

Эти признаки служат основными критериями, позволяющими уже в первом приближении провести палеофациальный анализ потенциально золотоносных рудных районов и оконтурить с использованием других критериев и прямых поисковых признаков наиболее перспективные участки, что значительно сузит фронт поисковых работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буряк В. А. Метаморфизм и рудообразование. — М.: Недра, 1982.
2. Буряк В. А., Кашеева Т. В., Хмелевская Х. М. О влиянии состава вмещающих пород на развитие докембрийского золотого оруденения // Докл. АН СССР. 1966. Т. 169. № 2. С. 405—408.
3. Бондаренко Г. П., Ермилов В. В., Нечипоренко Г. О. Роль гуминовых кислот в процессе накопления меди в морских осадках // Проблемы осадочной геологии докембрия. М., 1981. Вып. 7. Кн. 2. С. 82—101.
4. Гарьковский В. Г. Литологические и геологические условия размещения золотого оруденения кызылкумовского типа // Докл. АН СССР. 1975. Т. 222. № 1. С. 193—196.
5. Горюевский Д. И., Зверева Е. А., Ганжа Г. Б. Углеродсодержащие терригенные формации с золото-сульфидным оруденением // Сов. геология. 1988. № 9. С. 113—121.
6. Золото и органическое вещество в голоценовых осадках Берингова моря / Е. А. Пашкова, Е. А. Данилова, С. В. Люцарев, М. А. Левитан // Литология и полезные ископаемые. 1988. № 5. С. 101—111.
7. Исакович И. З. Роль карбонат-кварцевой прожилковой минерализации при поисках скрытого золото-сульфидного оруденения // Разведка и охрана недр. 1986. № 12. С. 21—24.
8. Крамбейн В. С., Гарелс Р. М. Происхождение и классификация химических осадков в зависимости от pH и окислительно-восстановительного потенциалов // Термодинамика геохимических процессов. М., 1960. С. 73—120.
9. Кривцов А. И. Интерпретация генезиса рудных месторождений: Итоги науки и техники. Серия рудных месторождений. — М.: ВИНТИ. 1986. Т. 15.
10. Марченко Л. Г. Проблемы генезиса и прогноза золотого стратиформного оруденения в углеродистых формациях // Тез. докл. на I Всесоюз. конференции по стратиформным месторождениям цветных, редких и

благородных металлов. Фрунзе, 1985. С. 150—153.

11. Мирзаханов Г. С. К вопросу о генезисе золотой минерализации в черносланцевых толщах Южного Верхоянья // Магматизм и металлогения Дальнего Востока. Владивосток, 1984. С. 67—69.
12. Михайлова Н. А. Методика составления крупномасштабных литолого-фациальных и палеогеографических карт. — М.: Наука, 1973.

УДК 553.495

© А. К. Мигута, Г. В. Пакульнис, В. М. Писаревский, 1990

К проблеме месторождений типа „несогласия“ и рудоносности докембрийских депрессионных структур

А. К. МИГУТА, Г. В. ПАКУЛЬНИС, В. М. ПИСАРЕВСКИЙ (ВИМС)

За последние 10—15 лет в Канаде и Австралии выявлены крупные и уникальные урановые месторождения, главной особенностью которых является развитие оруденения в зонах или близ зон региональных несогласий между архейско-раннепротерозойским складчатым фундаментом и позднепротерозойским платформенным чехлом. Эти месторождения, получившие название типа «несогласия», по промышленной значимости ставятся специалистами на первое место в мире. В 1986 г. на долю таких месторождений приходилось 26 % запасов урана капиталистических и развивающихся стран. Многие из них — комплексные и имеют самостоятельное значение по другим (кроме урана) металлам.

Два основных рудных района с месторождениями типа «несогласия» — Атабаска в Канаде и Пайн-Крик в Австралии — детально описаны в литературе [1, 2, 7, 8, 11, 12, 13 и др.]. Большинство геологов выделяют комплекс сходных важнейших признаков, характерных для рудных объектов этого типа. Помимо локализации оруденения в зонах докембрийских площадных структурно-стратиграфических несогласий, к ним относятся: развитие в фундаменте горизонтов пород, обогащенных углеродистым веществом, структур обрушения, обусловленных замещением и выщелачиванием карбонатных пород; приуроченность рудных залежей к узлам сопряжения тектонических нарушений надвигового типа в

13. Силичев М. К. Петрофизические свойства терригенных пород Южно-Верхоянского синклинория и их роль в локализации золотого оруденения // Геология и геофизика. 1987. № 12. С. 49—56.
14. Факторы локализации стратиформного золото-кварцевого оруденения / М. М. Константинов, Т. Н. Косовец, Г. Ю. Орлова и др. // Геология рудных месторождений. 1988. № 5. С. 59—70.

Принята редколлегией 29 мая 1989 г.

складчатом основании с поверхностью несогласия; проявление магнетиально-метасоматоза в образованиях фундамента и литифицированного покрова, а также ореолов аргиллизации (иллитизации), сопровождающейся обелением пород; полихронность формирования руд и др.

В то же время ряд вопросов, связанных с условиями локализации и пространственного размещения месторождений «несогласия», остаются неясными, и их понимание меняется с обнаружением новых объектов и накоплением фактических данных. Наиболее дискуссионен генезис этих месторождений: при обсуждении его привлекались все возможные концепции — от сингенетической до чисто гидротермальной. Применительно к канадским месторождениям наиболее распространена экзогенно-эпигенетическая концепция Дж. Хуве и Т. Сиббалда, которая к настоящему времени по мере накопления новых данных трансформирована Т. Сиббалдом в диагенетически-гидротермальную [11]. Для австралийских месторождений сходная, практически гидротермальная гипотеза предложена А. Уилдом и другими исследователями, объясняющими формирование оруденения проникновением нисходящих вод по разломам через чехол в фундамент, преобразованием их в горячие рассолы, заимствованием последними урана из вмещающих пород и отложением его в зоне несогласия [13]. Трансформировались и чисто экзогенные кон-

цепции, которыми теперь предполагается последующее гидротермальное преобразование руд.

Выявление уникальных по масштабам и концентрациям урана месторождений вызвало в мире огромный интерес. Целенаправленные исследования проводились в Канаде, Бразилии, Австралии, США, СССР и других странах. В настоящее время эксперты МАГАТЭ относят к типу «несогласия» рудные объекты восьми районов, пять из которых находятся в Канаде [4]: помимо месторождений бассейна Атабаска, объекты впадин Телон и Ноначо (север и северо-запад Канады), впадины Отиш (Квебек) и месторождение Мартин в районе Биверлодж. К этому же типу, кроме месторождений региона Пайн-Крик, причисляют месторождения Тури-Крик в прогибе Бреснахан (Западная Австралия) и Рио-Прето, штат Гойяс — в Бразилии. Во многих регионах отмечены благоприятные геологические обстановки, и в ряде случаев в таких обстановках обнаружены рудные проявления, тяготеющие к зонам докембрийских структурно-стратиграфических несогласий.

Однако анализ имеющихся данных показывает, что и за рубежом, и в нашей стране в качестве аналогов месторождений типа «несогласия» в том классическом понимании, как они известны в бассейне Атабаска, принимаются объекты, существенно различающиеся и геологической историей развития, и особенностями условий локализации, и составом руд. Особенно не ясны случаи, когда рассматривается оруждение, пространственно удаленное от зоны несогласия между кристаллическим фундаментом и докембрийским платформенным чехлом, и нет надежных доказательств существования его связи с этой зоной.

Мы попытались оценить степень сходства широкого круга объектов, прямо или косвенно относимых к типу «несогласия» по комплексу ведущих факторов оруждения, применив логико-информационные методы обработки данных и решающих программ для ЭВМ. Были исследованы месторождения и рудопроявления Канадского, Австралийского, Африканского, Балтийского, Украинского щитов, Восточно-Европейской и Сибирской платформ.

По некоторым геологическим аналогиям в сопоставление включены крупнейшие комплексы месторождения — кобальт-урановое Шинколовое в Катанге и медно-уран-редкоземельное Олимпик-Дам в Австралии. Не рассматривались мелкие месторождения Мартин (Канада) и Риу-Прету (Бразилия) поскольку отнесение их к типу «несогласия» представляется весьма сомнительным.

Исходное табличное описание, представляющее собой понятийную модель некоторого множества объектов, относимых к типу «несогласия», включает характеристику 76 факторов, объединенных в три самостоятельные группы. Первая содержит данные о геологической позиции объектов, составе, возрасте, степени метаморфизма складчатого основания и докембрийского платформенного чехла, развитии древних кор выветривания, особенностях аккумуляционных процессов и о проявлениях на площади разновозрастных магматических комплексов. Вторая группа факторов характеризует литологический структурный контроль оруждения, его пространственное положение относительно зоны структурно-стратиграфического несогласия. Третья отражает вещественные особенности объектов — метасоматические преобразования вмещающих пород, минеральный и элементный состав руд, данные об их возрасте.

Систематизация исходных материалов включала выявление ранговых, номинальных факторов, анализ общности и различия объектов с выявлением характеристических признаков и сопровождалась статистической обработкой данных с последующим кодированием информации.

С целью вычисления показателя сходства между 19 объектами, вовлеченными в исследование, кодовые таблицы были обработаны с помощью программы, реализующей алгоритм «Голотип—GOL-IQ» [3]. В основе метода лежит вычисление коэффициента сходства (или, наоборот, непохожести) конкретного объекта с остальными. По относительно более высокому показателю сходства, с учетом незначительности порога ($>0,5$), объекты группировались и определялся уровень,

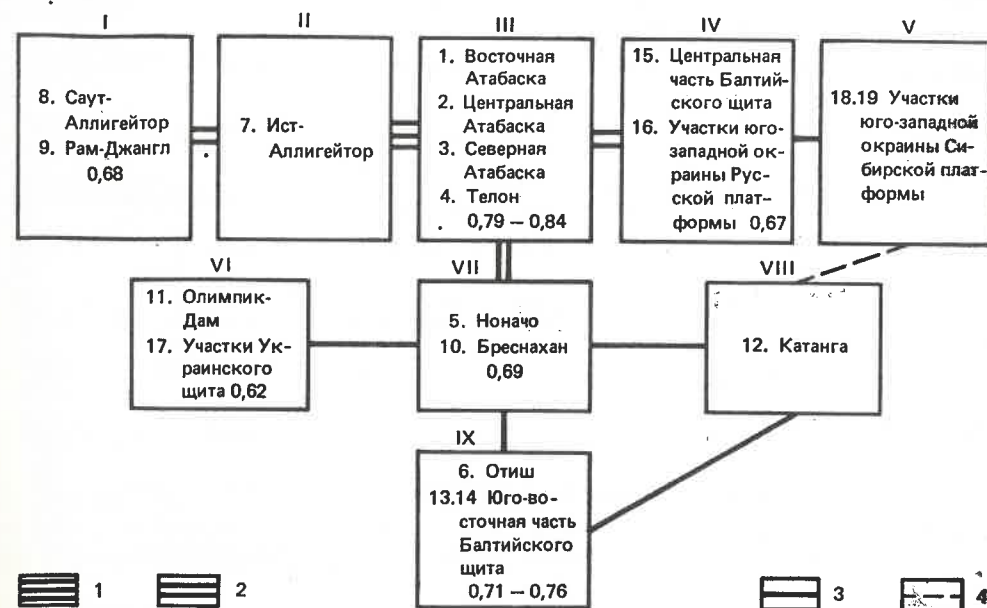


Диаграмма мер сходства между объектами по факторам, характеризующим особенности их геологического положения:

—IX — номера выделяемых групп объектов в

решении; 1—19 — номера объектов M_i , вовлеченных в сравнительную оценку; меры сходства объектов: 1 — высокая, 2 — средняя, 3 — слабая, 4 — очень слабая

связи между отдельными группами (слабая, средняя, высокая).

Матрицы количественных показателей сходства последовательно используются для сравнительного анализа объектов как по упомянутым группам факторов, так и по всей совокупности.

По результатам первого такого решения, полученным при использовании комплекса региональных факторов, выделены группы объектов, объединенных высокими показателями сходства. При этом сами группы также обнаруживают определенные связи по данному показателю (рисунок). Как видно из рисунка, базовой в схеме является группа объектов бассейнов Атабаска и Телон. Второе решение, построенное на вводящих литолого-структурных факторах, показало, что по структурному контролю оруждения рассматриваемые объекты достаточно различны и по показателю сходства образуют несколько самостоятельных групп, не отвечающих первому решению. Аналогичное решение, полученное по факторам, характеризующим вещественные особенности руд, свидетельствует о существовании настолько больших различий, что объекты не поддаются даже

укрупненной группировке. Объекты также не группируются по показателю сходства при общем решении, построенном на полной совокупности факторов.

В то же время сходство между анализировавшимися рудными объектами существует, что подтверждается приведенным решением по региональным факторам. Оно определяется общностью геоструктурной позиции объектов и обусловлено их расположением в древних депрессионных структурах (по А. В. Тарханову — таффрогенные прогибы [4]), которые заложились в различные периоды протерозоя на складчатом кристаллическом основании, выполнены слабо метаморфизованными и дислоцированными субплатформенными и протоплатформенными средне- и верхнепротерозойскими отложениями и испытали докембрийскую тектоническую или тектоно-магматическую активизацию.

Рассмотрение полученных данных приводит к выводу, что при оценке сходства исследуемого круга объектов следует ориентироваться не на конкретный тип несогласий, который, возможно, является уникальным не только по богатству и масштабам оруде-

Типизация докембрийских рудоносных впадин

Типы впадин	Примеры впадин	Состав фундамента	Состав чехла	Главная эпоха активизации
Раннепротерозойские на архейских кратонах	Отиш	Преимущественно гранитоиды; метаморфические породы зеленокаменных поясов	Обломочные и карбонатные породы; сланцы, в том числе углеродистые; кислые и основные вулканы	Гудзонская Гренвилльская
	Балтийского щита			
	Ноначо	Гранитоиды, гнейсы, амфиболиты	Песчаники, конгломераты, алевриты	
Позднепротерозойские на архейских кратонах	Юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы	Гранитоиды, кристаллические сланцы и гнейсы, местами углеродистые	Песчано-алевролитовые образования	Позднерифейская — Байкальская
	Балтийского щита			
Позднепротерозойские (рифейские) локальные рифтогенные на нижнепротерозойско-рифейском основании	Олимпик-Дам	Существенно гранитный	Песчаники, сланцы, местами кварциты; кислые и основные вулканы	Гренвилльская
	Украинского щита			
Позднепротерозойские (рифейские) на нижнепротерозойском складчатом основании	Атабаска	Преимущественно кристаллические сланцы и гнейсы с горизонтами углеродистых, местами карбонатных пород	Песчано-алевролитовые образования, местами основные вулканы	
	Телон			
	Бассейн Пайн-Крик			
	Бреснахан			

Время формирования основного оруденения, млн. лет	Структурный контроль оруденения и его положение относительно границ фундамента и чехла	Основные преобразования пород	Бедующие минеральные ассоциации	Рудно-формационный тип оруденения
1770—1720	Сочленения нарушений в зоне несогласия; зоны в контактах даек, секущих фундамент и чехол Крутопадающие тектонические зоны в чехле	Альбитизация, развитие ванадиевых слюд	Браннерит—коффинит—оксиды урана; сульфиды, местами селениды и теллуриды	Mo—Cu—V—(Bi—Au)—U
1700 (?); 1300	Тектонический контакт фундамента и чехла; контакты секущих даек	Хлоритизация, серицитизация	Коффинит—оксиды урана; сульфиды	(Cu—Au)—U
900—600	Катаклазиты базальных горизонтов чехла в древних палеодолинах Тектонические зоны в фундаменте под несогласием	Иллитизация, (каолиннизация), гематитизация, местами окварцевание, карбонатизация, хлоритизация	Оксиды урана — коффинит; сульфиды	(Pb)—U
1300 (?)	Зоны гематитовых брекчий выполнения впадины	Гематитизация, хлоритизация, окварцевание	Браннерит—коффинит—оксиды урана; сульфиды, карбонаты редких земель	TR—Cu—Au—U
1200—1000	Зоны катаклаза в базальных горизонтах чехла	Грейзенизация, аргиллизация	Коффинит—оксиды урана	(Be—Mo—Au)—U
1200—960	Субпластовые и секущие малоамплитудные надвиги в зоне несогласия и в фундаменте; зоны катаклаза в чехле Крутопадающая тектоническая зона в фундаменте	Хлоритизация, иллитизация, местами окварцевание, турмалинизация Хлоритизация, иллитизация	(Браннерит)—коффинит—оксиды урана; сульфиды, арсениды, селениды Коффинит—оксиды урана; сульфиды, селениды, теллуриды	Ni—(Co)—U U
900—800	Тектонические зоны в фундаменте близ границ развития чехла	Хлоритизация, магнетитизация	(Браннерит)—коффинит—оксиды урана; сульфиды, теллуриды	(Au)—U
1015	Тектонический контакт фундамента и чехла	Окварцевание, хлоритизация, гематитизация	Оксиды, фосфаты и ванадаты урана	U

Продолжение табл.

Типы впадин	Примеры впадин	Состав фундамента	Состав чехла	Главная эпоха активизации	Время формирования основного оруденения, млн. лет	Структурный контроль оруденения и его положение относительно границ фундамента и чехла	Основные преобразования пород	Ведущие минеральные ассоциации	Рудно-формационный тип оруденения
Позднепротерозойские (рифей-вендские) на древних срединных массивах	Катанга	Преимущественно кристаллические сланцы и гнейсы с горизонтами углеродистых и карбонатных пород	Песчано-алевролитовые породы, сланцы, доломиты, местами вулканиты	Байкальская	650—500	Зоны трещиноватости и катаклаза в чехле	Хлоритизация, магнезитизация, окварцевание	Оксиды урана; сульфиды, селениды, теллуриды	Co—Cu—U
	Юго-западной окраины Сибирской платформы					Тектонические зоны близ несогласия в фундаменте и чехле	Серицитизация, хлоритизация	(Браннерит—коффинит)—оксиды урана; сульфиды	U

ния, но и по условиям, месту и времени его локализации, а на те геологоструктурные обстановки, в которых могли возникнуть пусть и не аналогичные, но в некоторой степени сходные с ними типы месторождений.

Результаты исследований и анализ имеющихся материалов позволили выделить пять типов рудоносных докембрийских впадин, различающихся временем заложения, особенностями геологического строения и развития, эпохами активизации, сыгравшими ведущую роль в формировании рудных концентраций (таблица).

Раннепротерозойские впадины на архейских кратонах — наиболее древние депрессионные структуры. В строении их фундамента участвуют оба главных элемента кратонов — гранитоиды и породы, принадлежащие к зеленокаменным поясам. Образования чехла представлены слабо дислоцированными обломочными, карбонатными и вулканогенными породами. Усложнение дислоцированности отмечается близ крупных разрывных и складчато-разрывных зон.

Представители этого типа — впадина Отиш в юго-западной части кратона Сьюпириор и некоторые впадины Балтийского щита — могут рассматриваться как осадочно-вулканогенные структуры с антидромным развитием магматизма. В обоих районах оруденение связано с зонами тектонических нарушений. Во впадине Отиш оно развивается в сочленении крутопадающего разлома с поверхностью несогласия и

выше, в чехле, в сорванных контактах даек габбро по слоистости песчаников [10]. На Балтийском щите четкой связи оруденения с границей фундамента и чехла не устанавливается. И в том и в другом районах оруденению предшествуют приразломная альбитизация и затем развитие ванадиевых слюд, на Балтийском щите, более интенсивное, вплоть до образования слюдитов. Урановая минерализация, представленная браннеритом и более поздними настуром и коффинитом, ассоциирует с сульфидными никеля, молибдена, меди, селенидами и теллуридами висмута, никеля, свинца, меди; в рудах отмечаются повышенные концентрации золота. Устанавливается несколько периодов ремобилизации урана, но основная рудная минерализация в обоих районах фактически идентична по возрасту (1770—1720 млн. лет), отвечающему гудзонской эпохе диастрофизма. Известно, что с этим временем связано глобальное возникновение урановых концентраций, характерной особенностью которых является формирование месторождений в связи с процессами натриевого метасоматоза.

К данному типу, очевидно, следует относить и депрессионные структуры, заложившиеся несколько позднее, на архейско-раннепротерозойском основании. Пример такой структуры — перикратонная впадина Ноначо (Северо-Западные территории Канады), расположенная на стыке архейского кратона Слейв с раннепротерозойской мобильной областью Черчилл. Фундамент впадины, становление которого про-

изошло в раннем протерозое, сложен гранитами, сиенитами, гнейсами, амфиболитами. Чехол представлен континентальными обломочными отложениями, прорванными гранитами возрастом 1800 млн. лет и дайками основных пород — около 1700 млн. лет. Во впадине установлено три типа рудной минерализации: прожилково-вкрапленный настур в мигматитах, обогащенных биотитом (1920 млн. лет), прожилковая хлорит-настуровая минерализация в сорванных контактах андезитовых базальтов (1700 млн. лет) и сопровождаемое ореолами хлоритизации и серицитизации коффинит-настуровое оруденение в зонах милонитов в фундаменте и базальных конгломератах чехла, возраст которого разными авторами оценен в 1280 и 970 млн. лет.

Позднепротерозойские впадины на архейских кратонах, известные в европейской части нашей страны, располагаются во внутренних частях кратонов или на их склонах и обычно трассируются широкими долгоживущими зонами тектонических нарушений. Они возникли в рифейское время на глубоко эродированном архейском основании, сложенном гранитами, плагиогранитами, плагиомигматитами, в меньшей степени кристаллическими сланцами и гнейсами с прослоями углеродистых пород. Чехол впадин образован практически нематоморфизованными вулканогенно-обломочными отложениями рифей-венда.

В депрессионных структурах этого типа известны только рудопроявления

урана, которые отчетливо тяготеют к несогласию между чехлом и фундаментом, располагаются в ореолах гематитизации, каолинизации, местами окварцевания и карбонатизации. Рудная минерализация имеет позднепротерозойский возраст и связана с активизацией позднерифейской и байкальской эпох. Следует заметить, что данных по этим структурам недостаточно и перспективы их рудоносности не ясны.

Рифейские рифтогенные впадины на раннепротерозойско-рифейском основании представляют собою довольно локальные узкие вытянутые прогибы, ограниченные крупными разломами. Они располагаются преимущественно на гранитоидном фундаменте и выполнены сравнительно мощными толщами обломочных и кремнистых пород, переслаивающихся с покровами кислых и основных вулканитов. Судя по данным о возрасте магматических образований и датировкам рудной минерализации, прогибы претерпели тектоно-магматическую активизацию в конце среднего рифея.

Наиболее интересная структура подобного типа — впадина Олимпик-Дам в Южной Австралии — содержит уникальное комплексное, по существу, железорудное месторождение с очень крупными запасами бедных руд меди, урана, золота и редкоземельных элементов. Фундамент впадины сложен щелочными калиевыми гранитами, возраст которых оценивается в 1600—1400 млн. лет. Она выполнена брекчиями существенно гранитного состава, а

выше, в неминерализованной части — переслаиванием кислых вулканитов, их брекчий, конгломератов и полосчатых железистых кварцитов. Впадина перекрыта полого залегающим покровом отложений позднего протерозоя и кембрия, но, поскольку оруденение древнее его, то покров, очевидно, не играет роли в рудообразовании.

Рудоносные брекчии сцементированы гематитом. Гематитизация, а также хлоритизация и серицитизация развиваются не только в брекчиях, но местами проникают в подстилающие граниты. Во впадине установлено медное оруденение двух типов — борнит-халькопиритовое стратиформное и более позднее секущее, халькозин-борнитовое. Уран, редкоземельные элементы, золото и серебро известны в обоих типах медных руд. В последних публикациях предлагается гидротермальная концепция формирования оруденения [8]. Месторождение имеет очень сложное строение и изучено слабо, в частности, не вполне ясна природа рудоносных брекчий, которые могут оказаться не просто седиментационными. Уверенных данных о возрасте оруденения нет: минимальный возраст серицита в рудах 1320 млн. лет; по изотопии свинца возраст руд оценивается как среднепротерозойский [9].

Рифейские впадины на раннепротерозойском складчатом основании представляют наибольший интерес, поскольку именно в них локализованы эталонные объекты типа «несогласия». Эти протоплатформенные депрессионные структуры возникали в рифее на интенсивно дислоцированных образованиях раннепротерозойских мобильных поясов, представляемых различными кристаллическими сланцами, в том числе углеродистыми, карбонатными породами, гнейсами, а также продуктами раннепротерозойского ультраметаморфизма — гранитизированными породами, мигматитами, гранитами. Платформенный чехол впадин, практически горизонтально залегающий на размытой поверхности складчатого основания, сложен метаморфизованными обломочными породами и вулканитами основного состава. Протоплатформенные депрессионные структуры несут следы неоднократной активизации, но основной

пик рудообразования фактически связан с гренвилльской (около 1000 млн. лет) эпохой тектогенеза и магматизма.

Рифейские протоплатформенные структуры обнаруживают также и определенные различия. Бассейны Атабаска и Телон в Канаде следует рассматривать как внутриплатформенные впадины. Эти крупные (порядка 100 000 км²) депрессионные структуры располагаются в пределах обширной складчатой провинции Черчилл, стабилизировавшейся к концу раннего протерозоя. Надо отметить, что обе впадины находятся в зоне влияния пояса пониженного гравитационного поля и повышенных значений фона радиоактивности, известного как ось Атабаска и протягивающегося вдоль средней части провинции Черчилл до арктического побережья Канады. Внутриплатформенным является и прогиб Бреснахан в Западной Австралии, который возник в пределах Центрально-австралийского раннепротерозойского мобильного пояса, разделявшего архейские кратоны, после его консолидации.

Бассейн Пайн-Крик, где концентрируются австралийские месторождения типа «несогласия», пространственно отвечает одноименной геосинклинальной сиалической типа. В карпентарии (1700—1300 млн. лет) эта структура находившаяся в условиях достаточно стабильного тектонического режима, занимала промежуточное положение между архейским кратоном Чиллинг на западе и мобильной областью Мак-Артур, и ее, очевидно, можно рассматривать как аналог перикратонного прогиба. Позднее, в аделаидии (900—600 млн. лет), платформенный режим распространился далее к востоку. В настоящее время карпентарийский чехол, представленный вулканогенно-осадочными образованиями формации Комболджи, в значительной мере эродирован, сохранился лишь на востоке и юго-востоке, и только по направлению к бассейну Мак-Артур его мощность резко возрастает.

Известные в протоплатформенных впадинах рудные объекты отличаются значительным разнообразием, по видимому, обусловленным конкретными условиями рудолокализации. Наиболее характерны для пород месторож-

дений хлоритизация и глинистые изменения. Метасоматические преобразования имеют магнезиальную направленность, особенно на австралийских объектах. Урановое оруденение обычно сопровождается никелевой, медной и золотой минерализацией, местами приобретающей самостоятельное значение. Основное оруденение имеет рифейский возраст, но в районе Атабаски довольно интенсивно проявилась и раннепротерозойская урановорудная эпоха: здесь широко развиты уран- и торий-содержащие мигматиты и пегматоиды, а в северо-западном обрамлении впадины находится известный рудный район Биверлодж с раннепротерозойскими месторождениями в альбититах. В регионе Пайн-Крик таких урановых месторождений нет, однако раннепротерозойские и в некоторых случаях архейские гранитоиды существенно обогащены ураном.

Позднепротерозойские впадины на древних срединных массивах — довольно специфические депрессионные структуры, впервые выделенные А. И. Тугариновым [5] на примере провинции Катанга. Здесь в начале позднего протерозоя по периферии Дамаро-Катангского мобильного пояса сформировались узкие прогибы, осадконакопление в которых завершилось в гренвилльскую эпоху складчатостью, метаморфизмом и внедрением гранитов. Между складчатыми зонами была развита область архейских и раннепротерозойских образований, которая рассматривается как срединный массив. После стабилизации региона на возникшей платформе, в пределах этого срединного массива сформировалась крупная впадина, выполненная континентальными и морскими отложениями, рядом исследователей [5, 6 и др.] относимыми к платформенным. В нижней части указанной мощной толщи, в доломитах и сланцах, в том числе углеродистых, локализовано комплексное кобальт-медь-урановое оруденение возрастом около 650 млн. лет (время Пан-Африканского тектоно-термального события), основным представителем которого — известное месторождение Шинколобве.

Примечательная особенность месторождения Шинколобве — интенсивное проявление магнезиального метасома-

тоза, выраженное магнетитизацией доломитов и широким развитием хлорита. Рудные скопления в доломитах окружены ореолами магнетита; при полном выщелачивании доломитов возникали структуры обрушения. Аналогичные явления весьма типичны для австралийских месторождений «несогласия». Кроме того, руды месторождения Шинколобве сконцентрированы под зоной надвига, игравшей роль экрана, что также роднит его с объектами этого типа, для которых характерна локализация оруденения под экранирующим чехлом.

Сходную геологическую позицию занимают и некоторые районы юго-западной окраины Сибирской платформы, где становление платформенного режима произошло в конце позднего протерозоя. В это время на позднепротерозойском складчатом основании возникали внутриплатформенные впадины. В таких впадинах, заполненных неметаморфизованными обломочными образованиями с прослоями карбонатных пород и вулканитов, близ границ фундамента и чехла встречается урановое оруденение в зонах хлоритизации и серицитизации, возраст которого оценивается в 700—550 млн. лет.

Итак, приведенные материалы показывают, что ведущий фактор, определяющий геологические особенности целой группы крупных урановых и комплексных месторождений докембрия, — их позиция в древних депрессионных структурах, испытавших протерозойскую активизацию, главным образом рифейско-вендскую, хотя для раннепротерозойских структур важная роль могла принадлежать глобальной активизации на рубеже раннего—позднего протерозоя. В таких депрессионных структурах развивается самое различное по составу и условиям локализации оруденение, специфика которого обусловлена конкретной геологической ситуацией, и в связи с этим рудные концентрации непосредственно в зонах несогласий являются лишь частным, хотя и важнейшим, типом месторождений в активизированных докембрийских впадинах. Обобщение и анализ известных данных привели к выделению пяти типов древних рудовмещающих впадин. Наибольшим промышленно-сырьевым потенциалом обладают

позднепротерозойские протоплатформенные впадины на раннепротерозойском складчатом основании, в которых отмечаются самые крупные и богатые урановорудные и комплексные месторождения. Однако и большинство впадин других типов содержит весьма существенные рудные объекты, что говорит о высоких потенциальных перспективах докембрийских депрессионных структур.

Один из определяющих факторов рудоносности таких структур — интенсивность геологических процессов, проявившихся в складчатом основании еще до их заложения. Так, в бассейне Атабаска на рубеже раннего и позднего протерозоя складчатое основание подверглось значительной тектоно-магматической активизации с развитием гранитизации и сопряженного эпизонального метаморфизма амфиболитовой фации, сопровождавшейся возникновением урановорудных концентраций гудзонской эпохи. Особенно отчетливо связь месторождений «несогласия» со степенью проработки фундамента проявлена в регионе Пайн-Крик, где все уникальные и крупные рудные объекты расположены на периферии зонального, с гранитоидным ядром комплекса Нимбуваг, в пределах пород, метаморфизованных в амфиболитовой фации. В остальной же части региона, на площади развития пород зеленосланцевой фации, известны лишь мелкие месторождения и рудопроявления. Таким образом, наиболее перспективны депрессионные структуры с высокой степенью подготовки складчатого основания, и особенно с проявлением рудных концентраций, предшествовавших формированию впадин.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лаверов Н. П., Винокуров С. Ф. Условия образования крупных полихронных месторождений урана (на примере Северной Австралии).: Итоги науки и техники.— М.: ВИНТИ, 1988. Т. 21.
2. Лаверов Н. П., Смирнов А. О., Шумилин М. В. Зарубежные месторождения урана.— М.: Недра, 1983.
3. Математическое обеспечение пакета прикладных программ решения геологических задач/В. Н. Добрынин, Е. Н. Черемисина, М. Я. Финкельштейн, В. И. Билан//Алгоритмы и программы. М., 1982. Вып. 9 (58).
4. Тарханов А. В. Актуальные проблемы металлогении урана//Атомная энергия. 1988. Т. 64. Вып. 2. С. 141—146.
5. Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков.— М.: Недра, 1970.
6. Шнейдерхен Г. Рудные месторождения.— М.: Иностран. лит., 1958.
7. Ferguson G. Proterozoic unconformity and stratabound uranium deposits.— Vienna: IAEA, 1984.
8. Needham R. S., Ewers G. R., Ferguson G. Pine Creek Geosyncline. Recognition of uranium provinces.— Vienna: IAEA, 1988.
9. Roberts D. E. The Olympic Dam Copper-uranium-gold deposit. Recognition of uranium provinces.— Vienna: IAEA, 1988.
10. Ruhlmann F., Raynal M., Lavoie S. Un exemple de metasomatisme albite-uranium dans le bassin des Monts Otish/Quebec Canad. T. Earth. 1986. Vol. 23.
11. Sibbald T. I. Geology and genesis of the Athabasca basin uranium deposits. Recognition of uranium provinces.— Vienna: IAEA, 1988.
12. Uranium exploration in Athabasca Basin/Geol. survey of Canada, 1983.
13. Wilde A. R., Wall V. I., Bloom M. S. Wall rock alteration associated with unconformity-related uranium deposits Northern Territory, Australia. Implications for uranium transport and depositional mechanisms (obs): Concentration Mechanisms of Uranium Geological Environments/Conf. Nancy, France, October 2—5, 1985.

Принята редколлегией 31 июля 1989 г.

СТРАТИГРАФИЯ
И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

УДК 551.861/.862

© К. М. Худoley, 1990

Палеобиогеография акваторий Земли
на рубеже триаса и юры

К. М. ХУДОЛЕЙ (ВСЕГЕИ)

Граница между триасом и юрой давно привлекает внимание геологов, поскольку на этом рубеже произошло вымирание аммоноидей подотряда (отряда) *Ceratitina* и появление нового подотряда (отряда) *Ammonitina*. Проблемы, связанные с данной границей, обсуждались на специальном международном симпозиуме, проходившем в г. Лионе (Франция) в 1988 г. Настоящая статья является расширенным докладом, представленным на этом симпозиуме. В ней рассматривается палеогеографическая ситуация, уточняется районирование, основанное на характере расселения как вымирающих, так и вновь появившихся таксонов отряда (надотряда) *Ammonitina*, выясняется, не было ли резких изменений в распределении акваторий и материков на нашей планете, которые могли бы послужить причиной массового вымирания триасовых моллюсков.

Триасовый период. Норийский век. В это время в Мировом океане намечаются провинции (рис. 1), заселенные аммоноидеями (не менее 36 родов) и четырьмя группами монотисов, насчитывающих 32 вида и подвида [4, 5, 6, 13].

Тетис. Этот океан, по характеру населявших его морских животных, можно рассматривать как одну надпровинцию, которая отличается максимальным разнообразием родовых таксонов, насчитывающих не менее 30 родов (табл. 1; см. рис. 1). Индонезийская провинция, входящая в состав Тихого океана, является своеобразным продолжением Тетиса. На западе Тетис граничил с Атлантическим океаном. О существовании морских связей с Тетисом и Бореальным океаном свидетельствуют (К. Харолдл и др., 1984) находки в скв. COST-G-2 на шельфе приблизительно в 250 км восточнее Нью-Йорка поздне триасовых динафеллят.

В Средиземноморской провинции верхняя часть нория в стратотипической местности в Австрии сложена известняками с остатками аммоноидей, по которым выделяются две зоны: нижняя — *Rhabdoceras suessi* и верхняя — *Choristoceras marshi*. Здесь и в соседних районах в этих отложениях встречаются характеризующиеся максимальным разнообразием аммоноидей, а также двустворки *Monotis ex gr. salinaria* [2, 13]. Более или менее аналогичные известняки распространены и в восточных регионах, охватывающих Чехословакию, Румынию, Болгарию. На территории СССР в Карпатах В. Г. Чернов и В. И. Славин (1971) обнаружили *Megaphyllites insectus*, *Monotis salinaria*, кораллы, водоросли, брахиоподы и брюхоногие моллюски позднего нория в обломочных породах меловых отложений. В Крыму, по данным Т. В. Астаховой (1984), эти отложения сложены терригенными с примесью вулканогенного материала породами (таврическая свита) и содержат аммоноидей — *Arcestes intustabiatus*, *A. cf. colonus*, *Megaphyllites insectus*, *Placites postsymmetricus*, двустворки *Monotis salinaria* и др. Восточнее, в пределах Западного Кавказа, среди известково-рифогенных отложений найдены *Monotis salinaria* и аммоноидей — *Megaphyllites insectus*, *Rhacophyllites debilia*, *Arcestes leiostracus*, *A. cf. intustabiatus*, *Placites polydactylus* [2].

В юго-восточной части Гималайской провинции верхний норий, по данным Б. К. Кушлина (1973), представлен алевролитами, переслаивающимися с мергелями, содержащими аммоноидей (см. табл. 1), а также двустворки *Monotis salinaria*. Самое высокое положение в разрезе занимают рифогенно-известняковые отложения с органическими остатками, известными из рэтских отложений Польских Татр и Лом-

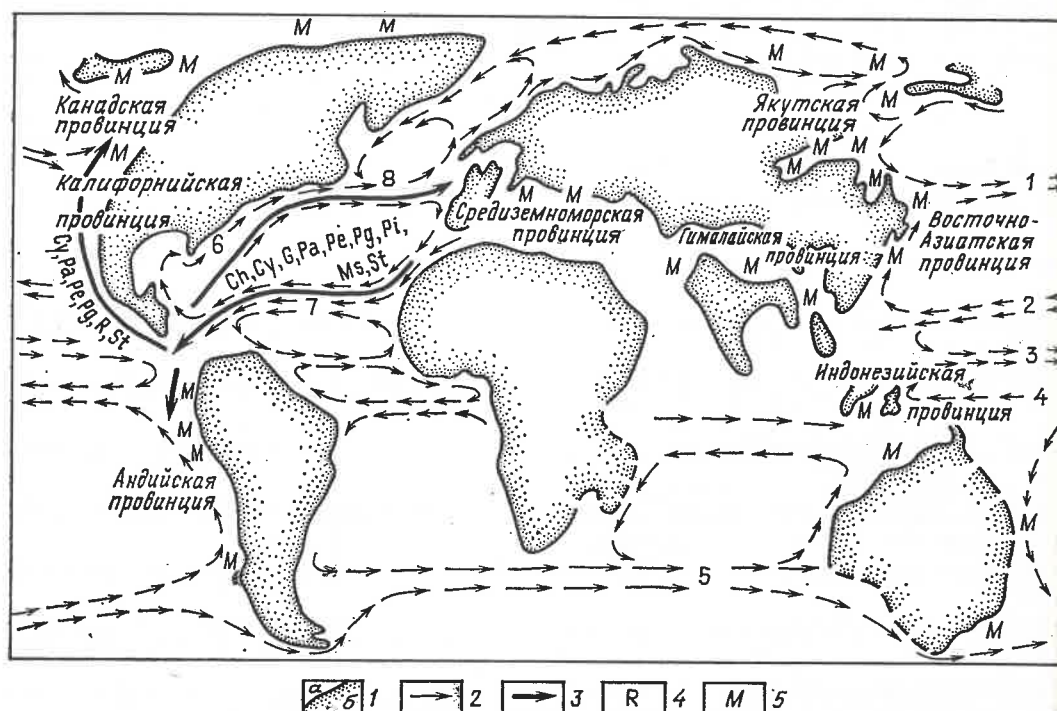


Рис. 1. Палеобиогеографическая схема позднего нория:

1 — береговая линия (а — море, б — суша); 2 — морские течения (1 — Северо-Тихоокеанское (Японское), 2 — Северное Пассатное, 3 — Межпассатное противотечение, 4 — Южное

Пассатное, 5 — Западных Ветров, 6 — Гольф-стрим, 7 — Северное Пассатное, 8 — Северо-Атлантическое); 3 — предполагаемые пути миграции аммоноидей; 4 — символы родов аммоноидей (см. табл. 1); 5 — находки *Monotis* spp.

бардии. В Пакистане распространены карбонатные отложения с многочисленными *Monotis salinaria* и единичными аммоноидеями *Halorites*. В Южном Китае, в северной части Гималаев, известны морские терригенные, кремнистые и карбонатные породы с *Monotis salinaria* и *Placites*, которые в северном направлении (в Тибете) сменяются отложениями с пачками континентальных пород, содержащих флору [9]. Имеются сведения о находках *Monotis* sp. и *Cladiscites* в Бирме.

Наличие карбонатных пород в верхненорийских отложениях, а также присутствие в них кораллов позволяют предполагать, что в пределах Тетической надпровинции температура воды была, видимо, выше +20 °С. По сравнению с другими провинциями здесь отмечаются наибольшее количество и разнообразие видового состава аммоноидей, что подтверждает существование достаточно теплой морской среды, способствующей расцвету морских животных, а не вымиранию.

Тихий океан. В северной части океана размещались Северо-Тихоокеанская надпровинция, объединяющая Якутскую (на западе) и Канадскую (на востоке) провинции. В Якутской провинции обитали морские животные — двустворки, брахиоподы, гастроподы, аммоноидеи, рептилии и др. Верхненорийские отложения встречены к востоку от Лены и представлены терригенными породами, изредка известняками-ракушниками и очень редко известняками. По направлению к Охотскому морю появляются вулканы. В этой части Азии в отложениях известны только шесть родов аммоноидей (см. табл. 1). По многочисленным двустворкам выделяются две зоны [1, 2]. Для нижней зоны *Monotis ochotica*, кроме вида-индекса, характерны другие виды монотисов, а также аммоноидеи (верховья р. Большой Анюй) — *Halorites buchii*, *H. cf. canavarii*, *Rhabdoceras boreale*, *Arcestes colonus*, *Megaphyllites insectus*, *Rhacophyllites debilis* и др. (А. И. Афицкий, 1970). В

Таблица 1

Распространение поздненорийских аммоноидей в Тетисе и Тихом океане

Аммоноидеи и их символы	Тетическая надпровинция		Северо-Тихоокеанская надпровинция				
	Провинции						
	Средиземно-морская	Гималайская	Индонезийская	Андийская	Калифорнийская	Канадская	
<i>Megaphyllites</i>	+	+	+		+	+	+
<i>Placites</i>	+	+			+	+	+
<i>Sagenites</i>	+	+	+	+	+	+	
<i>Pi</i> — <i>Pinacoceras</i>	+	+			+		
<i>Arcestes</i>	+	+	+			+	
<i>St</i> — <i>Stenarcestes</i>	+				+		
<i>Cladiscites</i>	+	+	+		+	+	+
<i>Pa</i> — <i>Paracladiscites</i>	+	+			+		
<i>Steinmannites</i>	+				+		?
<i>Brouwerites</i>	?						
<i>Pseudosirenites</i>	+		+				
<i>Neotibetites</i>			+				
<i>Dionites</i>	+						
<i>Distichites</i>	+						
<i>Episculites</i>	+						
<i>Parajuvavites</i>	+						
<i>Halorites</i>	+	+	+		+		+
<i>G</i> — <i>Gnomohalorites</i>	+				+	+	
<i>Pg</i> — <i>Paraguembelites</i>	+					+	
<i>Daphnites</i>	?						
<i>Helicites</i>	+						
<i>„Pseudothetidites“</i>							
<i>Nassichukites</i>			+				
<i>Ms</i> — <i>Metasibirites</i>	+		+	+	+	+	
<i>Lissonites</i>			+	+		+	
<i>Glyphidites</i>			+				
<i>Cy</i> — <i>Cycloceltites</i>	+				+	+	
<i>R</i> — <i>Rhabdoceras</i>	+	+	+	+	+	+	+
<i>Pe</i> — <i>Peripleurites</i>	+			+	+	+	
<i>Cochloceras</i>	+		+		+	+	
<i>Ch</i> — <i>Choristoceras</i>	+	+		+	+	+	
<i>Vandaites</i>	+				+		
<i>Rhacophyllites</i>	+		+			+	+
<i>Eo</i> — <i>Eopsiloceras</i>	+						
<i>Wopjngites</i>	+						

верхней зоне *Tosapecten efimovae* монотиды отсутствуют. Из аммоноидей здесь обнаружены *Arcestes*, *Cladiscites*, *Megaphyllites*, *Placites*, *Rhacophyllites* [2].

В 1985 г. А. И. Афицкий предложил для верхнего нория следующую биостратиграфическую схему (снизу вверх): 1. Зона *Placites symmetirecus* с *Tosapecten suzuki*; 2. Зона *Placites platyphyllus* с *Tosapecten himemalis*. Поздненорийские аммоноидеи установлены на водоразделе Лены и Яны — *Placites*, *Rhacophyllites*, *Cladiscites*, в бассейне среднего течения Яны — *Ar-*

cestes, *Rhacophyllites*, в верховьях Омолона — *Halorites* и вблизи побережья Охотского моря — *Megaphyllites*, *Arcestes*, *Placites*, *Rhacophyllites*, *Halorites*, где были обнаружены остатки ихтиозавров. Характер отложений, а также населявшая бассейн фауна свидетельствуют о существовании неглубокого эпиконтинентального моря с нормальной соленостью, тесно связанного с Бореальным и Тихим океанами. Судя по наличию в морях крупных рептилий, можно предполагать, что температура воды на значительной части акватории провинции была достаточно высокой, по крайней мере, выше +10 °С.

В Бореальном океане на о-ве Врангеля и Новосибирских островах распространены черные терригенные породы, реже мергелистые известняки, содержащие *Monotis ochotica* с подвидами и *M. jakutica*. На арктических островах Канады в терригенных отложениях найдены *M. ochotica* с подвидами, *M. subcircularis*, *M. jakutica* и *M. callazonensis*.

В пределах Канадской провинции насчитывается не менее 16 родов аммоноидей. Здесь распространены отложения, представленные терригенными породами с примесью вулканитов различного состава. Подстилаются они средненорийскими отложениями с *Hu-mavatites columbianus*. Для верхнего нория провинции и прилегающих областей Е. Тозер [13] предложил такую биостратиграфическую схему: 1. Зона *Gnomohalorites cordilleranus*; 2. Зона *Cochloceras amoenum*; 3. Зона *Choristoceras crickmayi*. Выше по разрезу развиты нижнеюрские отложения с *Psiloceras planorbis*. Данные зоны коррелируются с зонами Северо-Востока Азии. Зона *Monotis ochotica* соответствует зоне *Gnomohalorites cordilleranus*, а *Tosarepten efimovae* отвечает двум (2 и 3) вышележащим зонам [2]. С европейским стандартом зоны коррелируются следующим образом: зоны *G. cordilleranus*, *C. amoenum* соответствуют зоне *Rhabdoceras suessi*, зона *Ch. crickmayi* отвечает зоне *Ch. marshi*. Относительно большое и разнообразное по видам количество аммоноидей в акватории провинции позволяет полагать, что в ее пределах были благоприятные условия для их обитания.

Восточно-Азиатская провинция характеризуется господством двустворок (монотид) и очень редкими аммоноидеями. В восточной части Монголо-Охотской геосинклинали распространены терригенные породы, среди которых преобладают алевролиты, реже встречаются песчаники и совсем редко конгломераты и гравелиты. На отдельных участках территории от побережья Охотского моря, где обнаружены *Megaphyllites insectes*, *Placites* cf. *intuslabiata*, до верховьев Амура найдены *Monotis ochotica* с подвидами и другие виды. На крайнем западе, в бассейне р. Шилка, верхний норий представлен

грубо- и среднезернистыми песчаниками с прослоями конгломератов и глинистых сланцев, содержащими *M. ochotica* с подвидами, *M. jakutica*, *M. zabaikalica* [3], свидетельствующими о максимальной позднеорийской трансгрессии в западном направлении. Несмотря на относительную узость (в современном структурном плане) залива (см. рис. 1), расположенный здесь морской бассейн обладал нормальной соленостью, в нем нет признаков опреснения. Не исключено, что в триасовое время залив был значительно шире, однако позднее его видимые размеры уменьшились за счет тектонических перекрытий.

На севере Сихотэ-Алинской геосинклинали, к востоку от Буреинского массива, развиты терригенные, иногда туфогенные, кремнисто-глинистые и кремнистые породы, спилиты, заключающие *M. ochotica* с подвидами, *M. jakutica*, *M. zabaikalica*, *M. subcircularis*. В центральной части Сихотэ-Алиня, в бассейне р. Ануй, распространены терригенные породы и линзы кремнистых и кремнисто-глинистых пород с *M. ochotica* и радиоляриями, свидетельствующими о существовании относительно глубоководного морского бассейна, который временами мелел. Терригенные отложения с *M. ochotica* известны и на территории Китая к северу от оз. Ханка. На территории СССР вдоль Ханкайского массива от р. Бикин до Амурского залива прослеживаются терригенные, местами грубокластические отложения, содержащие *M. ochotica* с подвидами, *M. jakutica*, реже *M. zabaikalica* (данные Л. Д. Кипарисовой и др., 1966), которые у Амурского залива сменяются континентальными фациями с флорой, позволяющей фиксировать береговую линию. В районе от р. Партизанская (на юге) до р. Рудная (на севере) распространены терригенные породы с *M. ochotica*, *M. zabaikalica*, *M. jakutica*.

Кремнистые породы позднеорийского возраста, соответствующие наиболее глубоким частям морского бассейна, известны на севере Сихотэ-Алиня в бассейне р. Хор, на берегу Амура в г. Хабаровске и несколько южнее — у Красной речки, где, по данным А. А. Дагис и др. (1987), встречаются конодонты *Misikella posthernsteini* и др. В

бассейне р. Рудная в кремнистых породах найдены конодонты — *Parvigondolella andrusovi*, *Misikella hernsteini*, *M. posthernsteini* и радиолярии позднего нория (Н. Ю. Брагин и др., 1988). В самых верхах кремнистой толщи обнаружены раннеюрские радиолярии — *Canoptum* sp., *Parahsuum* sp. Являются ли кремнистые осадки аналогом отложений глубоководных равнин Тихого океана или же они образовались в более мелководной среде. В настоящее время на этот вопрос однозначно ответить трудно, так как переходы эффузивов в кремнистые осадки известны во многих местах, что может являться альтернативой океанического происхождения кремнистых пород. На Японских островах широко распространены верхнетриасовые терригенные отложения с *Monotis zabaikalica*, *M. mabare*, *M. ochotica* [8], свидетельствующие о существовании неглубокого морского бассейна с нормальной соленостью. В районах, прилегающих к Тихому океану, встречаются глубоководные отложения, представленные красновато-коричневыми кремнистыми породами с *Misikella posthernsteini* и позднеорийскими радиоляриями. Выделяются две зоны — *Livarella*—*Canoptum* и *Justium* cf. *novum*. Палеогеографическая ситуация несколько напоминает Сихотэ-Алинскую, хотя Японские острова непосредственно соприкасаются с современным Тихим океаном.

В Калифорнийской провинции установлено 17 родов аммоноидей [13], из них шесть — *Pinacoceras*, *Stenarcestes*, *Paracladiscites*, *Paraguembelites*, *Cycloceltites*, *Peripleurites* — известны и в западной части Тетиса. Это говорит о том, что провинция была связана с Тетисом через морской пролив, находившийся в Центральной Америке (см. рис. 1). Из двустворок обнаружены *M. ochotica* и *M. subcircularis*. Осадочные породы представлены глинистыми, алевролитовыми и песчанистыми разностями, среди которых в районах, прилегающих к Тихому океану, присутствуют вулканиты различного состава. Наибольшее количество аммоноидей обнаружено в штатах Калифорния и Невада. Здесь в верхненорийских отложениях Е. Тозер [13] выделяет три зоны — *G. cordilleranus*, *Ch. amoenum*, *Ch. crickmayi*, которые хорошо коррелируются

с отложениями Якутской провинции и Тетиса.

Индонезийская провинция охватывает одноименный архипелаг. В ней насчитывается не менее 14 родов и подродов аммонитов (см. табл. 1). Весьма вероятно, что в эту провинцию следует включить Новую Каледонию и Новую Зеландию, где встречаются монотиды. На территории Бирмы и Таиланда распространены морские терригенные, карбонатные и вулканогенные породы с *Cladiscites* (Таиланд), *Rhaetavicula* (*Pteria*) *contorta* и *Monotis*? В Индонезии на о-ве Тимор верхненорийские карбонатные породы, глинистые сланцы и кремни содержат аммоноидеи и двустворки *Monotis salinaria*. Этот же вид известен и на о-ве Калимантан. На островах Буру и Мисоол в глинистых сланцах и песчаниках найдены аммониты зон «cordilleranus» и «amoenum» [13]. Юго-восточнее на о-ве Новая Каледония в терригенных породах установлены *Monotis maniapotoi*, *M. routhieri*, *M. richmondiana* (= *M. ochotica*) и др. (Х. Кампбелл и др., 1984). На островах Новая Зеландия распространены терригенные породы с *Monotis richmondiana*, *M. acutecostata*, *M. subcircularis* и др., а также *Arcestes* sp., *Otapiria*.

В Андийской провинции обитало, вероятно, не менее шести родов аммоноидей, причем *Choristoceras* и *Metasibirites* встречаются и в Западном Тетисе. Море занимало сравнительно узкую полосу вдоль тихоокеанского побережья. В Чили имеются терригенные породы со скудной фауной — *Monotis subcircularis*, *Otapiria* cf. *ussuriensis*?, *Cardinia*? sp. Севернее, в Боливии, верхний норий сложен преимущественно песчаниками с редкими остатками *Monotis subcircularis*. В Перу распространены известняки и алевролиты с *Monotis subcircularis*, *Oxytoma* cf. *kyparisovae*, *Choristoceras* cf. *nobile*, *Metasibirites annulosus* [12]. Слои с *Monotis subcircularis* встречены и на юге Перу. Те же виды монотид известны в карбонатных отложениях южной части Колумбии [10].

Итак, в триасовый период в акваториях Земли обитало не менее 36 родов аммоноидей, которые были распространены во всех океанах, за исключением Бореального и Приантарктической

области. Можно предположить, что расселению их по окраинам океанов способствовали глобальные течения и их ответвления, обусловленные вращением планеты и положением полюсов. Наиболее отчетливо устанавливается наличие морских связей между северной частью Тетиса (Австрия) и восточным побережьем Тихого океана, которые осуществлялись через Атлантический океан и морской пролив, находящийся на месте современной Карибии. Через этот пролив в северном направлении мигрировало не менее шести родов, что можно объяснить наличием глобальных течений в Атлантическом океане, по характеру и направлению близких к современному Гольфстриму, Северо-Атлантическому, Канарскому и Северному Пассатному течениям. Весьма вероятно, что значительная часть космополитных родов расселялась и через пролив между Палеоазией и Палеоавстралией, однако восточно-тетиических родов в Тихом океане пока не обнаружено. С Бореальным океаном морские связи осуществлялись через Восточно-Азиатское эпиконтинентальное море. В Бореальном океане аммониты не выявлены [7], но на севере Азии известны *Arcestes*, *Cladiscites*, *Placites*, которые могли расселяться и севернее (см. рис. 1). Присутствие рода *Monotis* sp. на арктических островах СССР и Канады, говорит о широких связях между Бореальным и Тихим океанами. Распространение этого рода, скорее всего, свидетельствует о связи между восточной частью Тетиса и юго-западной частью Тихого океана.

Юрский период. Геттангский век. В основании юры, начиная от зон *Psiloceras planorbis* и *Primapsiloceras primum* на северо-востоке Азии и выше по разрезу, вымершие аммоноидеи триаса сменились представителями подотряда (отряда) *Lytocerotitina* с семействами *Ectocentritidae* и *Pleurocanthitidae*, а также вновь появившегося подотряда (отряда) *Ammonitina* с надсемейством *Psilocerataceae*. Эти изменения в органическом мире не затронули подотряд (отряд) *Phylloceratina*. Значительный космополитизм появившихся родов не позволяет провести палеобиогеографическое районирование, но благоприятствует межконтинентальной корреляции отложений. Нижняя часть

яруса характеризуется присутствием рода *Psiloceras* (зона *P. planorbis*), верхняя — рода *Schlotheimia* (зона *S. angulata*). Средняя часть яруса (зона *Alsaticeras liasicus*) охарактеризована и коррелируется значительно хуже.

Атлантический океан. В юре в Западной Европе в результате трансгрессии произошли небольшие палеогеографические изменения: увеличились размеры эпиконтинентальных морей (рис. 2). На западе океана нижнеюрские отложения вскрыты скважинами на Большой Ньюфаундлендской банке и на банке Джорджеса. Видимо, береговая линия в начале юры проходила по современному шельфу. В Западной Европе (Англия, ФРГ, Франция, Испания, Португалия), на юге Европы и севере Африки располагались мелководные моря с многочисленными островами и отмелями. В них обитали представители подотрядов (отрядов) *Phylloceratina*, *Lytocerotina* и *Ammonitina*. В пользу наличия обширного водного пространства между Европой и Северной и Центральной Америкой говорит присутствие (табл. 2) западноевропейских аммоноидей в восточных частях Тихого океана. Исходя из этого, можно также предполагать, что как и в позднем юрии, между Северной и Южной Америкой в геттанге существовал обширный морской бассейн типа современного Карибского моря, который связывал акватории Европы и Тихий океан.

Тетис. В палеогеографической ситуации произошли небольшие изменения, видимо, за счет некоторого сокращения акватории в районе Передней Азии и в юго-восточной части Китая. В составе юрских осадочных отложений большое значение имеют карбонатные образования и в меньшей степени терригенные породы. В Западной части Тетиса, соответствующей современному Средиземному морю, в больших количествах встречаются аммониты подотрядов (отрядов) *Phylloceratina* (*Phylloceras*, *Juraphylloceras*), *Lytocerotina* (*Ectocentrites*, *Pleurocanthites*). В восточной части в районе Гималаев и прилегающих областях известны шесть родов аммоноидей [9], подтверждающих наличие прямых морских связей между бассейном и западными частями Средиземноморья и

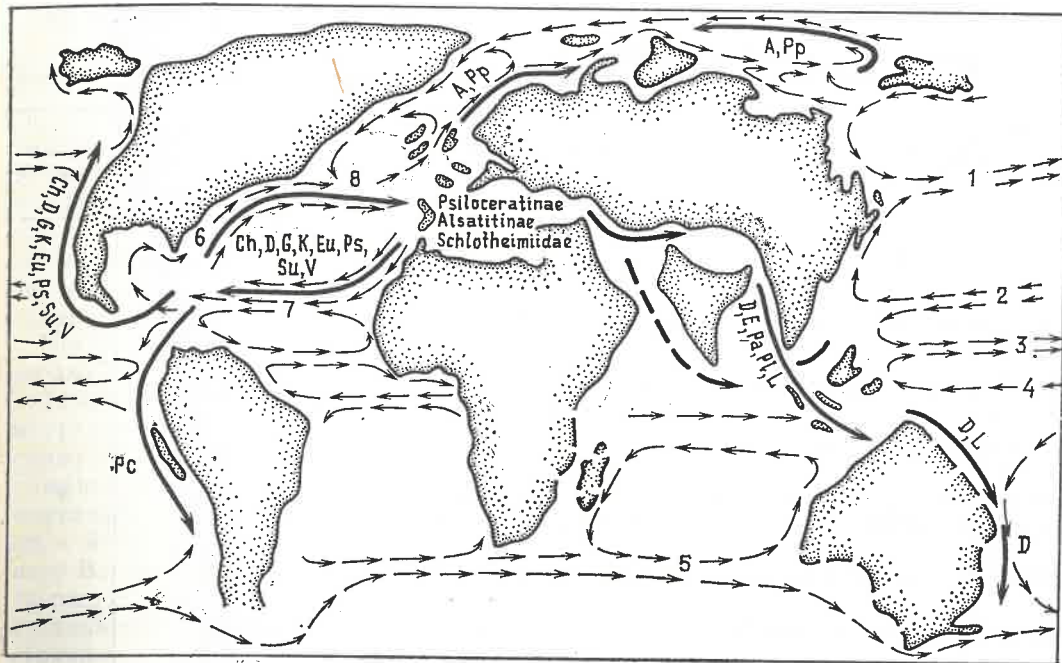


Рис. 2. Палеобиогеографическая схема геттангского века: символы аммоноидей приведены в табл. 2; остальные усл. обозн. см. рис. 1

Европой. Видимо, через восточную часть Тетиса и, возможно, Индийский океан осуществлялись морские связи Тетиса с Тихим океаном.

Тихий океан. Очень небольшие изменения в палеогеографической обстановке произошли на востоке Азии (см. рис. 2). На Северо-Востоке Азии западная граница эпиконтинентального моря располагалась в бассейне Лены. В море обитали аммоноидеи — *Psiloceras* *P.* (*Waehneroceras*), *Primapsiloceras*, *Alsatices*, *P.* (*Fransiceras*)? и реже *Schlotheimia* (И. И. Тучков, 1962; Ю. С. Репин, 1978; К. М. Худoley, 1960 и др.). В западной и северо-западной части бассейна преобладали терригенные породы, а в восточных и юго-восточных, прилегающих к Охотскому морю, — вулканогенные. В Сихотэ-Алине к геттангу условно можно отнести часть толщ, сложенных кремнистыми породами, залегающими непосредственно выше слоев с *Misikella posthernsteini* (в районе Хабаровска и Дальнегорска). На о-ве Хонсю, в районе хребта Китаками, в грубокластических отложениях, связанных с неглубоким морским бассейном, встречаются *Alsatices* и многочисленные тригониды (Т. Сато, 1962, 1975). Более

глубоководные кремнистые породы с радиоляриями наблюдаются южнее, на тихоокеанском побережье острова. Южнее в районе г. Сянган (Гонконг), вероятно, прослеживаются геттангские отложения с плохо сохранившимися *Psiloceras* sp.? В юго-восточной части Индокитайского полуострова распространены глинистые породы, песчаники, известняки, свидетельствующие о неглубоком море, в котором обитали аммониты *Psiloceras* и др. Акватория между Палеоазией и Палеоавстралией, как и в поздненорийское время, вероятно, была занята архипелагом, окруженным морем различной глубины, в котором обитали аммоноидеи *Psiloceras* (В. Аркелл, 1956). На о-ве Новая Каледония распространены граувакки, говорящие о близости суши, сложенной вулканическими породами. На о-ве Северный (Новая Зеландия) отмечаются граувакки, аргиллиты и глины с остатками аммоноидей, близких по составу новокаледонским — *Psiloceras*, *P.* (*Waehneroceras*), *Discamphiceras*, *Schlotheimia*, *Saxoceras*.

В Южной Америке море занимало относительно узкую полосу вдоль современного континента, видимо, не распространяясь восточнее Анд. Здесь гет-

Таблица 2

Распространение геттангских аммоноидей

Аммоноидей и их символы	Тетис		Тихий океан					
	Евро- па	Гималаи	Северо- Восток Азии	Канада	Невада	Индонезия	Новая Каледония, Новая Зеландия	Южная Америка
<i>Psiloceras</i>	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>Pc. — P. (Caloceras)</i>	+				+		+	+
<i>D — P. (Discamphiceras)</i>	+						+	
<i>P. (Waehneroceras)</i>	+		+	+		+	+	
<i>Pp — Primapsiloceras</i>	+		+					
<i>Transipsiloceras</i>	+				+			
<i>K — Kammerkarites</i>	+				+		+	
<i>L — Laqueoceras</i>	+				+		+	
<i>Eu — Euphyllites</i>	+				+			
<i>A — Alsatites</i>	+		+		+			+
<i>Pa — Paracaloceras</i>	+			+		+		
<i>Ps — Pseudaetmocer- as</i>	+				+			
<i>G — Goniptychoce- ras</i>	+				+			
<i>V — Vermiceras</i>	+				+			
<i>Mullerites</i>	?				+			
<i>Sunrisites</i>					+			
<i>Schlotheimia</i>	+	+	+	+	+	?	+	+
<i>Saxoceras</i>	+				+	+	+	+
<i>Su — Sulciferites</i>					+			
<i>Ch — Charmassiceras</i>	+			+				
<i>Nevadaphylloceras</i>					+		+	
<i>Paradasyceras</i>					+			
<i>Fergusonites</i>					+			
<i>Eolytoceras</i>	+							
<i>E — Ectocentrites</i>	+			+		+		+
<i>Pl — Pleuracanthites</i>	+					+		

тангские отложения представлены глинистыми породами, песчаниками, известняками, изредка встречаются следы вулканической деятельности. В районе Сантьяго обнаружены аммоиниты — *Psiloceras (Caloceras) peruvianum*, *P. (C.) johnstoni*, известные в Европе, а также *Ectocentrites*, установленный как в Европе, так и в Восточной Индонезии. Севернее в Перу среди карбонатно-терригенных пород, свидетельствующих о нормальной морской среде, также обнаружены европейские виды — *Psiloceras* cf. *peruvianum*, *P. (Curviceras) subangulare* [12] и *Saxoceras*, установленный на противоположной стороне океана — в Индокитае, Новой Каледонии и Новой Зеландии. Юрский морской бассейн в Северной Америке занимал западную часть материка, начиная от Калифорнийского залива. Здесь распространены терригенные и карбонатные породы, а в

западных частях — вулканогенные образования. Наиболее полный комплекс аммоноидей (см. табл. 2) выявлен в штате Невада. В его составе участвуют *Goniptychoceras*, *Kammerkarites*, *Pseudaetmocer*, *Sulciferites* — типичные роды, свойственные Европе [11]. На побережьях Канады и Аляски аммониты встречаются реже.

Таким образом, Тихий океан на севере через эпиконтинентальные моря соединялся с Бореальным, который, в свою очередь, видимо, связывал его с морями Северо-Западной Европы, о чем свидетельствует присутствие в последних представителей рода *Primapsiloceras* и отчасти *Alsatites*, известного в Южной Америке. Юго-западная часть Тихого океана сообщалась с морями восточной части Тетиса и Западной Европы через район, расположенный на месте современной Индонезии. Такие европейские роды как *Ectocen-*

tricer, *Pleuracanthites*, *Paracaloceras*, *Laqueoceras* встречаются в Новой Каледонии и отсутствуют на восточном берегу океана. Наиболее широкие связи между европейскими морями и Тихим океаном осуществлялись через Карибию. Возможно, некоторые аммоноидеи — *Psiloceras (Caloceras) peruvianum*, *P. (C.) johnstoni* — из южной части Южной Америки мигрировали через южную часть Атлантического океана.

Поскольку обитавшие в Тихом океане аммоноидеи представлены космополитными таксонами, установить пути миграции их через океан довольно сложно [5]. Однако некоторые соображения на этот счет все же можно высказать. Так, наличие рода *Alsatites* в Японии, Неваде (США) и на Северо-Востоке Азии как будто подтверждает существование Северо-Тихоокеанского круговорота течений, состоящего из Аляскинского, Курило-Камчатского и Северо-Тихоокеанского (Японского) течений. Расселение рода *Discamphiceras* можно объяснить воздействием Южного Пассатного палеотечения, так как данный род известен на восточном берегу океана и в Новой Каледонии и Новой Зеландии. По-видимому, этим же обусловлено расселение рода *Saxoceras*, известного в Перу, Индокитае, Новой Каледонии и Новой Зеландии.

В заключение можно отметить следующее. Какие-либо резкие изменения в палеогеографических условиях, которые способствовали бы вымиранию аммоноидей, не обнаружены. Отсутствуют данные, свидетельствующие о резком повышении или понижении температуры, изменении уровня Тихого океана, а также химического состава воды, что должно было отразиться на составе вмещающих органические остатки пород. Между триасом и юрой не было интенсивных тектонических движений.

Тихий океан сообщался с Бореальным через эпиконтинентальные моря Северо-Востока Азии, с Индийским океаном и восточной частью Тетиса — через морской пролив, разъединяющий Палеоазию и Палеоавстралию. С эпиконтинентальными морями Западной Европы и Западным Тетисом связи осуществлялись через бассейн, распо-

ложенный на месте современной Карибии и части Центральной Америки. Е. Тозер и Д. Ге обосновывают расселение через пролив наибольшего числа аммоноидей — восьми родов и подродов в позднем норие и девяти в геттанге. Обращает на себя внимание небольшое количество родов аммоноидей, проникших из Восточного Тетиса в юго-западную часть океана через пролив между Палеоазией и Палеоавстралией. Если же исходить из гипотезы о наличии обширного океана Тетиса в притихоокеанской части, как это делают некоторые геологи, то следовало бы ожидать максимальное расселение аммоноидей между Тетисом и Тихим океаном именно здесь, а не в Карибии, где на рубеже триаса и юры, согласно гипотезе, была суша или же в лучшем случае узкий «испанский коридор» (Г. Вестерманн, 1984), по которому шел обмен аммоноидеями.

Расселение морских животных можно связать с перемещением материков или их частей (террены), которые при распаде Пангеи должны были испытывать очень сложные, в том числе вращательные, движения. По мнению автора, расселение морских животных гораздо лучше объясняется с помощью движения водных масс (течений), а не континентов в их современных очертаниях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дагис А. С., Архипов Ю. В., Бычков Ю. М. Стратиграфия триасовой системы Северо-Востока Азии. — М.: Наука, 1979.
2. Общая шкала триасовой системы СССР/Под ред. К. О. Ростовцева, А. И. Жамойды. — Ленинград: ВСЕГЕИ, 1984.
3. Окунева Т. М. Норийские двустворчатые моллюски и аммоноидеи Забайкалья//Ежегодник Всесоюз. палеонтол. о-ва. 1985. Т. 28. С. 148—167.
4. Олейников А. Н., Паевская Е. Б. Позднетриасовые моллюски рода *Monotis* В. Г. Опп. — Л.: Недра, 1985.
5. Палеобиогеографический атлас Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана/Под ред. К. М. Худолей, М. А. Ржонсницкой. — М.: Аэрогеология, 1979.
6. Попов Ю. Н. Норийские аммоноидеи Северо-Востока Азии//Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1961. Вып. 15. С. 194—207.
7. Шевырев А. А. Триасовые аммоноидеи//Тр. ПИН АН СССР. 1986. Т. 217.

8. Ando H. Paleobiological study of the Late Triassic bivalve *Monotis* from Japan. Bull. Univer. Tokyo. 1987. N 30.
9. An outline of the marine Triassic in China/Wang Ji-gang, Chen Chu-chen, He Guo-xiong, Chen Jin-hua//Nanjing Inst. Geol. and Palaeontol. (IUGS). 1981. Publ. N 7. P. 1—21.
10. Geyer O. F. Das präkretazische Mesozoikum von Kolumbiern//Geol. Jb. Hannover. 1973. H. 5.
11. Guex J. Sur la phylogénese des ammonites du Lias inférieur//Bull. Geologie Lausanne. 1987. N 292. P. 455—469.
12. Prins P. Stratigraphie und Ammonitenfauna der Pucara-Gruppe (Obertrias — Unterjura) von Nord-Pery//Palaeontographica (A). 1985. Vol. 188. Lief. 4—6. P. 153—197.
13. Tozer E. T. Latest Triassic (Upper Norian) ammonoid and *Monotis* faunas and correlations//Rivista Italiana di Paleontol. Stratigr. 1980. Vol. 85. P. 843—876.

Принята редколлегией 21 ноября 1988 г.



РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА

УДК 553.98 : 551.263 (571.1)

© Е. М. Максимов, 1990

Ритмитовые формации Западно-Сибирской плиты

Е. М. МАКСИМОВ (Тюменский индустриальный институт)

Цикличность геологических процессов прошлых эпох, запечатленная в строении осадочных толщ во всех регионах, привлекает пристальное внимание исследователей. Среди научных работ, посвященных этой теме, в первую очередь следует назвать монографии Ю. Н. Карогодина [1] и С. И. Романовского [3], в которых приводятся примеры проявления седиментационных циклов во всех известных типах морского и континентального осадконакопления. Многие авторы различают циклы по рангам в зависимости от продолжительности и масштаба их проявления.

В сборнике «Теоретические и методологические вопросы седиментационной цикличности и нефтегазоносности» (1988) основное внимание уделено выделению и изучению региональных и локальных (элементарных) циклов в разных геотектонических зонах СССР и только в нашей статье [4] ставится вопрос о необходимости выделения особого типа платформенной формации, образующейся в условиях циклической седиментации. Такая формация, названная ритмитовой, состоит из ритмичного чередования выдержанных песчаных пластов-резервуаров и глинистых пластов-флюидоупоров. Из этого определения вытекает, что главным признаком формации является ритмичное чередование по разрезу пластов одних и тех же пород. Но изве-

стно, что таким признаком обладают и некоторые другие формации, например, флиш, ленточные глины. В качестве другого определяющего признака принимается мощность составляющих компонентов: в флишевой формации она составляет 0,2—3 м, в ритмитовой 5—50 м. Определяющим является также и генетический признак: флиш — типичная геосинклинальная формация, ритмит — типичная платформенная.

Внутреннее строение ритмитовой формации показано на рис. 1, из которого видно, что мощности отдельных пластов песчаного или глинистого состава изменяются в пределах от 5 до 100 м. Каждая пара пластов (песчаного и глинистого), по определению Ю. Н. Карогодина, представляет собой цикл. Следовательно, ритмитовая формация состоит из циклов, по количеству которых формация может быть одно-, двух- и многоцикловой. В осадочном чехле Западно-Сибирской плиты ритмитовая формация широко распространена в юрских и нижнемеловых отложениях. В первых четырех циклах ритмитовая формация выделяется в объеме большехемской серии (нижняя — средняя юра), шестицикловая — в сивогской свите, одноцикловая — в васюганской (верхняя юра).

В нижнемеловых отложениях многоцикловая ритмитовая формация выделяется в объеме верхней части м-

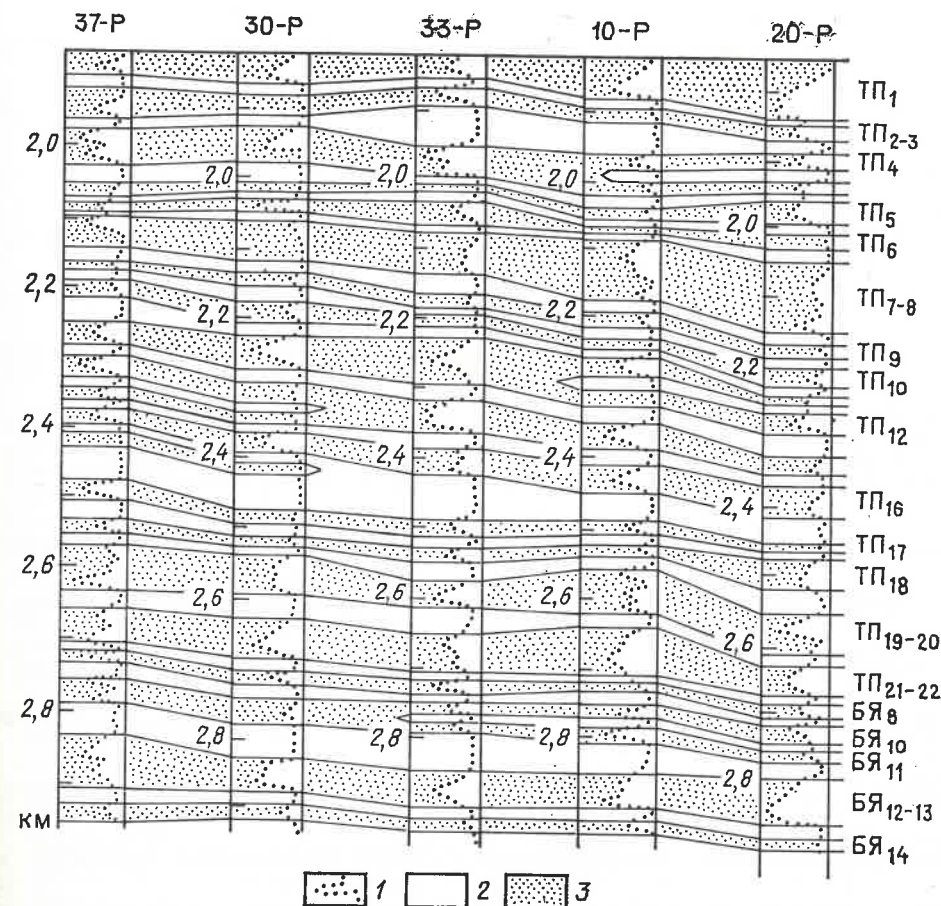


Рис. 1. Строение ритмитовой формации баррем-аптского возраста (танопчинская свита) на Западно-Тамбейском газоконденсатном месторождении, Ямал (корреляция разрезов по О. А. Новоселовой):

1 — кривая ПС стандартного каротажа скважины; 2 — глины, аргиллиты; 3 — пески, песчаники; ТП₁, ТП₂₋₃, ... — индексы пластов-резервуаров

гионской, вартовской, танопчинской и суходудинской свит (верхний валанжин-готерив-баррем-апт). Бурением скважин она изучена наилучшим образом и поэтому выделена в качестве типовой ритмитовой формации. Площадь ее развития составляет свыше 3/4 площади нефтегазоносной провинции, мощность достигает 1,5 км. По соотношению песчаного и глинистого компонентов различают ритмиты трех типов: 1) мощности песчаных пластов больше, чем глинистых; 2) мощности песчаных и глинистых пластов примерно одинаковые; 3) мощности глинистых пластов резко увеличены по сравнению с песчаными.

Нижнемеловая ритмитовая формация широкой полосой протягивается от Сургутского и Нижневартовского сво-

дов на юге до северных оконечностей Ямала на севере. Ширина ее в среднем составляет 500 км. На западе она граничит с глинистой морской формацией (фрловская, ахская свиты), на востоке с песчаной континентальной, подстилается глинистой морской формацией (нижняя часть мегионской свиты), а перекрывается песчаной континентальной (покурская свита). Таким образом, в разрезе платформенного чехла ритмитовая песчано-глинистая формация по вертикали и по латерали занимает промежуточное пространство между глубоководноморскими и континентальными отложениями (рис. 2), формирование ее происходило в шельфовых, мелководноморских и континентально-морских частях седиментационного бассейна, что подтверждает-

в сторону глубокого моря. В осевой зоне бассейна циклические условия осадконакопления продолжались длительное время — от позднего валанжина до раннего апта включительно. К западу от осевой зоны они наступили в позднем готериве и барреме, а к востоку в это время создались типичные континентальные условия осадконакопления. В позднем апте в связи с полной регрессией моря формирование ритмической формации прекратилось за исключением территории Ямало-Гыданской синеклизы, где оно продолжалось до конца аптского века уже в условиях существенно континентального осадконакопления.

Таким образом, для образования ритмической формации необходимы следующие условия:

1) мелководноморские, шельфовые и континентально-морские условия осадконакопления;

2) длительное существование циклических условий на переходном этапе от трансгрессивных к регрессивным условиям осадконакопления;

3) продолжительность каждого цикла около 400 тыс. лет*.

Юрские ритмические формации в отличие от нижнемеловой образовались на переходном этапе от регрессивных к трансгрессивным условиям, имеют региональное распространение, но меньшее по площади. Длительность одного цикла в них составляет несколько миллионов лет: для большехетской серии — 8, для васюганской свиты — 10 млн лет. Циклы низшего ранга длительностью около 800 тыс. лет проявлены в строении сивовской свиты (J_3o).

В связи с изложенным встает вопрос — всегда ли на переходном этапе возникает ритмическая формация? Материалы по Западной Сибири свидетельствуют, что альбская и туронская трансгрессии не завершились формированием ритмической формации. Следовательно, для их образования нужны еще и циклические условия седиментации. Второй вопрос связан с тем, как широко распространена ритмическая формация в других регионах. По

* Расчет продолжительности циклов выполнен путем деления длительности одного века (4 млн лет) на количество пластов-резервуаров в каждом ярусе.

литературным данным [2], песчано-глинистые платформенные формации ритмического строения широко развиты в юрских и меловых отложениях Амур-Бухаринской впадины, Бухарской ступени, Центрально-Каракумского свода Восточного Предкавказья. В нижне-среднеюрских отложениях Южного Мангышлака известны свыше 10 песчаных горизонтов-резервуаров нефти. В Волго-Уральской нефтегазоносной провинции широко развита ритмическая построенная песчано-глинистая платформенная формация эйфель-нижне-франского возраста, к которой приурочены основные залежи нефти Ромашкинского, Шпаковского и Туймазинского месторождений. По признаку ритмического строения эти формации вполне сопоставимы с теми, которые в Западной Сибири нами названы ритмическими.

Ритмическая формация обладает целым комплексом благоприятных факторов для образования и сохранения залежей нефти и газа:

наличие собственного относительно высокого генерационного потенциала — содержание органического углерода в глинах составляет 0,5—2 %, в песчаных — 0,3—0,5 %, хлороформных битумоидов 0,01—0,5 %;

наличие собственных коллекторских пластов и пластов-покрышек;

наличие собственных ловушек антиклинального и неантиклинального типов;

наличие условий для широкой laterальной миграции нефти и газа в пластовым резервуарам в направлении к ловушкам;

ограниченные условия для вертикальной миграции углеводородов — многослойной толще, что должно способствовать сохранению образовавшихся скоплений нефти и газа.

Практика геолого-поисковых и разведочных работ на нефть и газ в Западно-Сибирской провинции показывает, что в неокской ритмической формации локализованы 60 % промышленных запасов нефти. В Среднеобской нефтегазоносной области формация нефтеносна, на северном погружении в Надым-Пур-Тазовской, Ямало-Гыданской нефтегазоносных областях — нефтегазоносна. Скопления нефти и газа, как правило, многозалежные.

ВНИГРИУГОЛЬ

Всесоюзный научно-исследовательский геологоразведочный институт угольных месторождений (ВНИГРИУголь)

Заключает договоры с геологическими службами и угледобывающими предприятиями СССР и зарубежных стран о передаче готовых разработок, выполнении специальных работ или оказании консультаций по следующим основным направлениям:

- прикладные аспекты геодинамического анализа в связи с прогнозом и поисками угольных месторождений;
- компьютерная технология многофакторного прогнозирования угленосности территорий на региональном и локальном уровнях;
- рациональные системы геологоразведочных работ на уголь;
- компьютерные системы многофакторного прогнозирования деформаций пород на контурах выработок угольных шахт, внезапных выбросов угля и пород, горных ударов и других опасных явлений по данным геологоразведочных работ;
- геолого-геофизические методы выявления и прослеживания малоамплитудных нарушений угольных пластов;
- методы прогнозирования мощности и строения угольных залежей в пространстве между разведочными скважинами;
- технология комплексного изучения газоносности угольных месторождений с использованием оригинальных герметичных газокернонаборников, лазерной газоаналитической аппаратуры, подземных газовых съемок и т. п.;
- оригинальная технология изучения раскрытой трещиноватости углей и пород в условиях их естественного залегания;
- изучение реологических свойств пород в связи с прогнозом их поведения на глубоких горизонтах угольных шахт;
- научное обоснование экономических систем опробования углей и инженерно-геологического изучения вмещающих пород;
- оценка ресурсов попутных углеводородных газов и дренажных вод угольных месторождений;
- изучение и оценка гидрогеологических условий угольных месторождений;
- прогноз химического состава рудничных вод по геологоразведочным данным;
- оценка и прогноз содержания малых элементов, ценных и токсичных компонентов в углях и породах угольных месторождений;

Советская геология

1990

МАРТ

5	12	19	26
6	13	20	27
7	14	21	28
1	8	15	22 29
2	9	16	23 30
3	10	17	24 31
4	11	18	25

АПРЕЛЬ

2	9	16	23 30
3	10	17	24
4	11	18	25
5	12	19	26
6	13	20	27
7	14	21	28
1	8	15	22 29

с
Днем
геолога
!

МАЙ

7	14	21	28
1	8	15	22 29
2	9	16	23 30
3	10	17	24 31
4	11	18	25
5	12	19	26
6	13	20	27

ИЮНЬ

4	11	18	25
5	12	19	26
6	13	20	27
7	14	21	28
1	8	15	22 29
2	9	16	23 30
3	10	17	24

ИЮЛЬ

2	9	16	23 30
3	10	17	24 31
4	11	18	25
5	12	19	26
6	13	20	27
7	14	21	28
1	8	15	22 29

АВГУСТ

6	13	20	27
7	14	21	28
1	8	15	22 29
2	9	16	23 30
3	10	17	24 31
4	11	18	25
5	12	19	26

СЕНТЯБРЬ

3	10	17	24
4	11	18	25
5	12	19	26
6	13	20	27
7	14	21	28
1	8	15	22 29
2	9	16	23 30



ОКТАБРЬ

1	8	15	22 29
2	9	16	23 30
3	10	17	24 31
4	11	18	25
5	12	19	26
6	13	20	27
7	14	21	28

НОЯБРЬ

5	12	19	26
6	13	20	27
7	14	21	28
1	8	15	22 29
2	9	16	23 30
3	10	17	24
4	11	18	25

ДЕКАБРЬ

3	10	17	24 31
4	11	18	25
5	12	19	26
6	13	20	27
7	14	21	28
1	8	15	22 29
2	9	16	23 30

- система контроля и прогноза изменений геологической среды в зонах влияния предприятий, добывающих и перерабатывающих уголь;
- петрологические исследования углей;
- изучение и прогноз качества и технологических свойств углей, в том числе по окисленным образцам;
- оценка возможности использования твердых горючих полезных ископаемых в нетрадиционных направлениях;
- изготовление стандартных образцов состава и качества углей для контроля лабораторных определений;
- прогнозная оценка возможности использования слабоспекающихся отощенных и высокозольных углей в коксовой шихте вместо углей дефицитных марок;
- оценка пригодности отходов добычи и переработки углей для различных видов хозяйственного использования;
- оригинальные колонковые снаряды, обеспечивающие извлечение из скважин ненарушенного ядра механически слабых, трещиноватых углей и пород;
- оригинальные сигнализаторы встречи угольных пластов в процессе бурения скважин;
- передвижные полевые лаборатории для экспрессного изучения физико-механических свойств углей и пород и определения газоносности угольных месторождений;
- оригинальный тампонажный снаряд, усиливающий степень проникания тампонажных растворов из скважин в трещиноватые породы и повышающий прочность тампонажного камня;
- научно-методическое обеспечение и выполнение различных видов геологоразведочных работ на уголь.

ВНИГРИуголь — головной институт Министерства геологии СССР по работам, связанным с прогнозом, поисками и разведкой месторождений твердых горючих полезных ископаемых.

Разработки выполняются высококвалифицированными специалистами, имеющими значительный опыт научных и прикладных исследований в СССР и за рубежом.

Наш адрес: 344104, г. Ростов-на-Дону,
проспект Стачки, 200/1, ВНИГРИуголь.
Телефоны для справок: 22-19-11, 28-57-67.

ЗАКЛЮЧАЙТЕ ДОГОВОРЫ С ВНИГРИуголь!

ные, контролируются структурными ловушками. Максимальное количество залежей на Варьеганском нефтяном месторождении—11, на Уренгойском—15. Абсолютное большинство залежей относится к типу пластовых сводовых.

Песчано-глинистая формация неритмичного внутреннего строения нами названа линзолитовой. Для нее характерно линзовидное переслаивание песчаных, алевроитовых и глинистых пластов небольшой мощности (до 2—10 м). Эта формация менее благоприятна для образования многозалежных месторождений нефти и газа, поскольку в ней преобладают глины и затруднены процессы латеральной миграции нефти и газа. Примером является тюменская свита (нижняя и средняя юра), образование которой происходило в континентальных озерно-болотных и речных условиях. Залежи нефти и газоконденсата в ней группируются в кровле, под верхнеюрским региональным флюидоупором.

На современном этапе изучения нефтегазоносных территорий весьма важна диагностика формаций по результатам геофизических исследований, поскольку основными способами получения информации о глубоко залегающих формациях платформенных чехлов являются глубокое бескерновое бурение, геофизические исследования скважин и сейсморазведка. Осадочные породы и формации хорошо распознаются по материалам каротажа скважин. Пример такой интерпретации по кривой ПС стандартного каротажа приведен на рис. 1. По максимальным значениям собственной поляризации горных пород проводятся линии глин, а отклонения от нее в сторону уменьшения принимаются за проницаемые породы (песчаники или алевролиты) в зависимости от размера отклонения.

По диаграммам стандартного каротажа скважин определяются мощности песчаных, алевролитовых и глинистых пластов, а по способу их чередования — тип слоистости. Осадочная толща, состоящая из равномерного (ритмичного) чередования песчано-алевритовых и глинистых пластов мощностью не менее 2—5 м, принимается за ритмично-слоистую (ритмическую) формацию. Интервал разреза, где песчаники — алевролиты — глины перепутаны

и четко не разделены на более или менее однородные пласты, принимается за линзолитовую формацию. Часть разреза с резким преобладанием песчаных пород и отсутствием выдержанных глинистых пластов принимается за песчаную формацию. По каротажным диаграммам отчетливо выделяется также и глинистая формация, а по кривой КС — глинистая битуминозная. Таким методом для каждой скважины составляется формационный разрез, а полученные разрезы коррелируются между собой, уточняются и по ним строятся формационные профили и карты.

Недостатком метода, как и всего формационного анализа, является излишняя стандартизация, упрощенческий подход к изучению природных объектов. В частности, в любой геологической формации диагностический признак не выдерживается на 100 % как по простиранию, так и по вертикальному разрезу, т. е. формация однородна как геологическое тело и в то же время неоднородна по своему составу и строению. Изучение неоднородности формаций — второй этап формационного анализа с выделением формаций низших рангов.

В последние годы для формационного картирования глубокозалегающих осадочных толщ широко используются материалы сейсморазведки. Это направление, получившее наименование «сейсмостратиграфии», успешно развивается при комплексировании сейсморазведки с геологическими методами и геофизическими исследованиями скважин. Первый этап таких исследований — выделение по сейсмопрофилям сейсмокомплексов и сеймофаций.

По материалам сейсморазведки нижняя часть платформенного чехла Западной Сибири расчленена на ряд сейсмокомплексов [5]: нижне-среднеюрский, депрессионный баженовский, клиноформный верхнеюрско-барремский, шельфовый неокосский. По кровле и подошве они разграничены опорными сейсмоотражающими горизонтами: А (кровля палеозойского фундамента), Б (кровля юры), В (внутри неосома) и М (нижний апт). В кровле вышележащего (покурского) сейсмокомплекса прослеживается опорный горизонт Г (подошва турона). Каждый из названных комплексов отличается по структуре

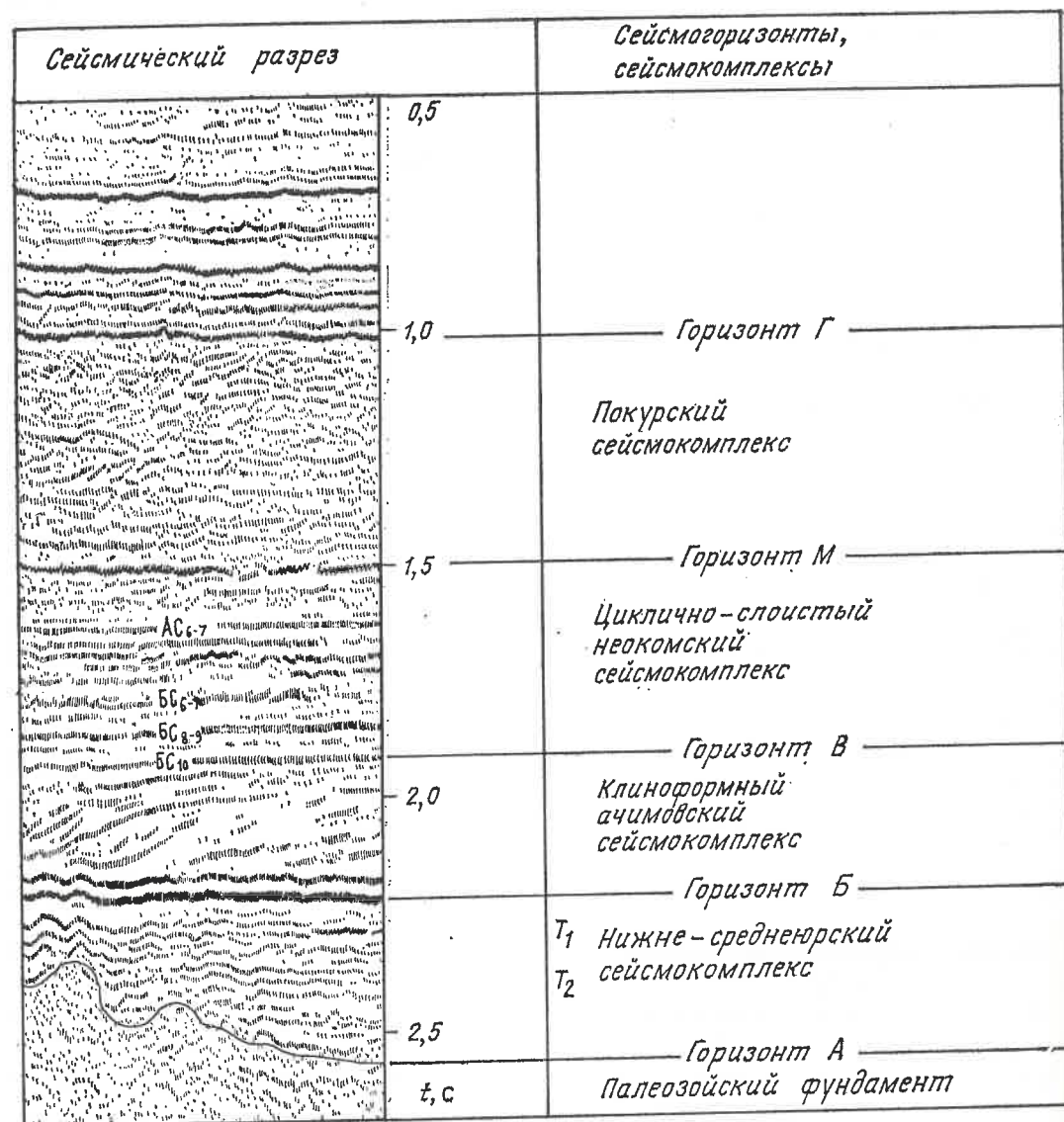


Рис. 3. Временной сейсмический разрез Мохового месторождения (Сургутский район) по широтному региональному профилю

сейсмозаписи (рис. 3). Покурский сейсмокомплекс (песчаная формация, по нашему определению) имеет спутанно-волокнустую структуру волновой картины, с отдельными локально выдержанными сейсмическими границами. Волновая картина неомомского шельфового комплекса (ритмической песчано-глинистой формации, по нашему определению) на временных разрезах МОГТ, очищенных от помех, по характеристике О. М. Мкртчяна [5], отличается слоисто-циклической структурой, зонально и субрегионально выдер-

жанными отражающими границами. Клиноформный ачимовский сейсмокомплекс характеризуется наклонным положением отражающих границ по отношению к опорным горизонтам.

Ниже-среднеюрский сейсмокомплекс сложен отложениями тюменской свиты. По каротажным и керновым материалам он определяется как песчано-глинистая линзолитовая слабо угленосная континентальная формация мощностью до 500 м. Преобладают в ней уплотненные глины, аргиллиты и алевролиты. На полную мощность фор-

мация изучена редкими скважинами, вскрывающими палеозойский фундамент. На участках прогибов и впадин внутри комплекса уверенно прослеживаются зональные и субрегиональные отражающие горизонты T_1 , T_2 и T_3 , параллельные опорным отражающим горизонтам. На антиклинальных структурах Среднеобской области горизонт T_3 отсутствует, а T_2 прослеживается менее уверенно, иногда выклинивается. Между горизонтами T_1 , T_2 и T_3 сейсмограницы локально выдержанные. Такая сейсмическая характеристика ниже-среднеюрского комплекса свидетельствует о его фациальной неоднородности и возможности разделения на формационные тела низших рангов. В Красноленинском районе бурением доказано ритмичное строение ниже-среднеюрских отложений, сопровождающееся улучшением коллекторских свойств песчаных пластов. Практика показывает, что такие зоны и участки могут эффективно выявляться при широком внедрении сеймостратиграфических методов в сочетании с глубоким поисковым бурением.

Таким образом, ритмическая формация особенно благоприятна для образования и сохранения многозалежных месторождений нефти и газа. Территория ее распространения относится к перспективным для поисков скоплений нефти и газа. Картирование таких формаций геолого-геофизическими методами нужно рассматривать как перспективное направление при нефтегазовых работах на платформенных территориях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Каргодин Ю. Н. Седиментационная цикличность. — М.: Недра, 1980.
2. Мальцева А. К., Крылов Н. А. Формационный анализ в нефтяной геологии. — М.: Недра, 1986.
3. Романовский С. И. Динамические режимы осадконакопления. — М.: Недра, 1985.
4. Рудкевич М. Я., Максимов Е. М. Цикличность геологического развития Западно-Сибирской плиты на платформенном этапе // Теоретические и методологические вопросы седиментационной цикличности и нефтегазоносности. Новосибирск, 1988. С. 113—118.
5. Сейсмогеологический анализ нефтегазоносных отложений Западной Сибири / О. М. Мкртчян, Л. Л. Трусов, Н. М. Белкин, В. А. Дегтев. — М.: Наука, 1987.

Принята редколлегией 27 марта 1989 г

УДК 552.321.1 : 551.71/72 (477 + 470.324)

© А. П. Никольский, 1990

Соотношение плагиогранитов с породами криворожской и курской серий

А. П. НИКОЛЬСКИЙ (ВСЕГЕИ)

В общем развитии геологии докембрия Украинского щита (УЩ) и Воронежского кристаллического массива (ВКМ) плагиограниты, образующие переходы в адамеллиты и мигматиты, имеют особое значение. Они сложены не менее 60 % площади юго-западной части Восточно-Европейской платформы. На новейших картах докембрийских образований УЩ и ВКМ значительные части региона, в пределах которых развиты плагиограниты и мигматиты, отнесены к архейским образованиям. Эти представления отражены в официальных стратиграфических схемах упомянутых регионов, а также служат основой геологических карт докембрия УЩ, опубликованных в 1983 и 1984 гг. [3, 15]. Автором неоднократно указывалось на бездоказательность таких по-

строений [9, 11, 12]. В последние годы появились новые данные по затронутому вопросу, интерпретация которых и составляет содержание данной статьи.

Весьма интересный материал получен в 1984 г. при бурении скважин в районе с. Рахмановки. В восточной части Криворожского пояса толщи скелетатской (нижней) свиты криворожской серии залегают без заметного углового несогласия на амфиболитах, переслаивающихся со сланцами и другими породами [9]. Эти толщи без доказательств были выделены из состава конкско-верховцевской серии и присоединены к криворожской серии под названием новокриворожской свиты. Считается, что в районе с. Рахмановки известная полоса кварцитов, мусковит-биотит-кварцевых сланцев, под-

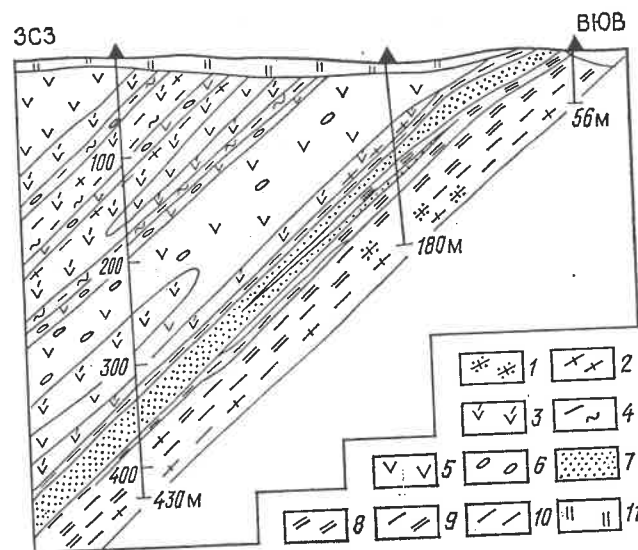


Рис. 1. Геологическое строение Рахмановского участка в разрезе:

1 — аляскитоидные микроклиновые гранито-гнейсы; 2 — плагиогранито-гнейсы; 3 — биотитизированные амфиболиты; 4 — биотит-амфиболовые сланцы; 5 — амфиболиты; 6 — релик-

ты миндалины, выполненные кварцем; 7 — кварцито-песчаники, нередко мусковитосодержащие; 8 — кварц-серицит-мусковитовые сланцы с андалузитом и ставролитом; 9 — кварц-мусковит-биотитовые сланцы; 10 — кварц-биотитовые сланцы; 11 — покровно-осадочные отложения

стилающая амфиболиты, представляет собой основание новокриворожской свиты — эта нижняя часть свиты считается образованной в процессе выветривания саксаганских плагиогранитов. Подчеркивается, что амфиболиты, кварцито-песчаники, мусковит-биотит-кварцевые сланцы недопустимо объединять с толщами конкско-верховцевской серии [6]. Эти представления отражены и в статье А. Д. Додатко с соавторами [7].

Керны скважин Рахмановского разреза были детально изучены и автором (рис. 1). Как видно из рисунка, скважинами в районе с. Рахмановки пересечена слоистая толща с падением на северо-запад под углом 30—40°. В составе толщи преобладают амфиболиты, нередко с реликтами микродиабазовой структуры и кварцевыми минералами. Амфиболиты в разной степени биотитизированы, переслаиваются с подчиненным количеством пластов биотитовых и амфибол-биотитовых сланцев. В нижней части толщи пересечены кварцито-песчаники, чередующиеся и сменяющиеся мусковитовыми и кварц-биотитовыми сланцами с андалузитом и ставролитом (см. рис. 1). На перечисленные породы явно нало-

жена разной степени гранитизация с образованием плагиогранито-гнейсов. Гранитизация в амфиболитах проявлена слабо; она наблюдается в виде замещения роговой обманки микропорфиблантами плагиоклаза и биотита. Нередко порфиблантами плагиоклаза сгруппированы в линзообразные полосы с образованием плагиогранито-гнейсов. В мусковит-серицит-биотитовых и особенно биотитовых сланцах гранитизация проявлена интенсивнее (рис. 2). В глубинной части разреза сланцы почти нацело замещены плагиогранито-гнейсами и только их сохранившиеся реликты дают основание утверждать, что до гранитизации они и здесь были также распространены повсеместно (см. рис. 1).

Все изложенное позволяет с несомненностью отрицать существование в районе Рахмановского участка двух структурных комплексов — архейского и нижнепротерозойского. Саксаганские плагиограниты здесь моложе толщи, которая обособилась под названием новокриворожской свиты. Выделение этой толщи из состава конкско-верховцевской серии в особую свиту другого структурного комплекса явно ошибочно.

Следует отметить, что изученный нами разрез в районе с. Рахмановки дублирует разрез этого же района, в котором в 1959—1960 гг. трестом «Кривбассгеология» пробурены 10 скважин. Сведения о более раннем разрезе приведены в двухтомной монографии «Геология криворожских железорудных месторождений» (1962).

М. Н. Довгань пишет об активном воздействии плагиогранитов на амфиболиты, слюдяные сланцы и кварциты района с. Рахмановки, а также на кварцито-песчаники нижней свиты криворожской серии в районе Ингулецкого рудника. Эти материалы полностью согласуются с результатами наших исследований и противостоят данным А. Д. Додатко с соавторами [7] и общепринятой стратиграфической схеме [15]. Подобные же взаимоотношения описаны для районов рудоуправлений им. Дзержинского и им. Кирова [10, 11].

Очень интересный контакт саксаганских плагиогранитов с породами криворожской серии был изучен автором в 1982 г. при проходке параллельного вентиляционного квершлага на горизонте 630 м шахты Центральной, рудоуправления им. Дзержинского. Здесь забоем были вскрыты слоистые кварцито-песчаники скелеватской (нижней) свиты с простираем на северо-восток 18°, падением на северо-запад под углом 45°. Плоскость контакта плагиогранитов с кварцито-песчаниками согласна со слоистостью в последних, переход от кварцито-песчаников к гранитам линейно-резкий. Выше плоскости контакта на 50 см, среди мелкозернистых кварцито-песчаников выделяется пласт более крупнозернистых песчаников с гальками кварца, прослоями карбонатсодержащих пород, темно-серых слюдяных сланцев. Мощность указанного пласта 40—50 см; в его пределах были обнаружены два линзообразных тела плагиогранитоидов* длиной 60—70 см и мощностью 30—40 см каждый. В одной из линз гранитоиды с песчаниками имеют форму зубчатого,

* Плагиограниты часто переходят в плагиогранито-гнейсы; в статье не проведено строгого деления этих пород, употребляются оба термина, а также обобщающий — плагиогранитоиды.



Рис. 2. Порфиблантами плагиоклаза в кварц-мусковит-биотитовых сланцах. Рахмановский участок, скв. 2631, глубина 389,5 м; шлиф 448, ув. 35, николи ×

секущего контакта. У второй линзы во внешней части обнаружена каемка, напоминающая зоны закалки гранитоидов (рис. 3, а). Из этих линз гранитоидов нами были взяты большие образцы, из которых сделаны шлифовки и шлифы.

Изучение собранного материала показало, что линзы плагиогранитов возникли здесь при ультраметасоматическом замещении части слоя перечисленных выше пород, при гранитизации более проницаемых для флюидов; они преобразовывались легче, чем однородные мелкозернистые кварцито-песчаники. В отдельных участках плагиограниты сменяются полосами плагиосиенитов (рис. 3, б), которые возникли при замещении карбонатных пород. При гранитизации пласта перечисленных пород гальки кварца и прослойки серицитовых сланцев оказывали большее сопротивление замещению и сохранились в виде реликтов среди гранитоидов (см. рис. 3, а, б, в). Плагиоклаз в плагиогранитных линзах интенсивно, а частично и нацело замещен серицитом, но в отдельных участках плагиограниты и плагиосиениты сохранились хорошо. Серицитизация плагиоклаза в саксаганских плагиогранитах на контакте с породами нижней свиты объясняется нами явлениями биметасоматоза. Толщи кварцито-песчаников скелеватской (нижней) свиты криворожской серии богаты серицитом. В их составе имеются пласты и прослойки кварц-серицитовых и серицитовых

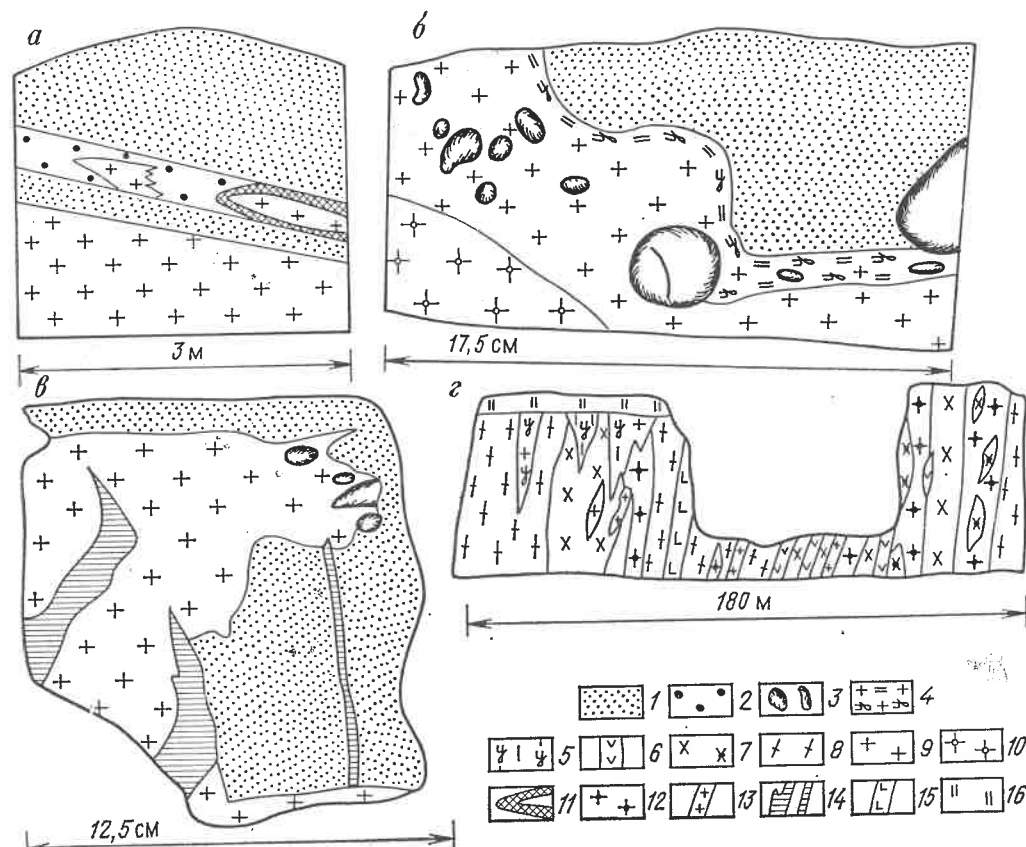


Рис. 3. Соотношение саксаганских плагиогранитов с породами криворожской серии:

а — контакт плагиогранитов с кварцитопесчаниками скелаватской свиты (зарисовка забоя в квершлага горизонте 630 м шахты Коммунар, рудоуправления им. Дзержинского); б, в — зарисовки полированных образцов; г — разрез Карачуновского карьера; 1 — кварцитопесчаники нижней свиты криворожской серии; 2 — пласт сланцево-песчаниковых пород с гальками кварца; 3 — гальки кварца в породах; 4 — реликты гранитизированного прослоя графит-биотитовых сланцев из гранитизиро-

ванных участков нижней свиты; 5 — гранитизированные блоки графит-биотитовых сланцев верхней свиты Карачуновского карьера; 6 — амфиболиты; 7 — гранодиоритогнейсы частично микроклинизированные, диоритогнейсы; 8 — плагиогранитогнейсы; 9 — плагиограниты; 10 — плагиосиениты; 11 — зонка мелкозернистых серицитизированных плагиогранитов на контакте (зонка закалки); 12 — микроклиновые граниты; 13 — аплитовидные граниты; 14 — полевошпато-кварцевые прожилки; 15 — жильные диабазы; 16 — покровно-осадочные отложения

сланцев, образованных при метаморфизме кварц-каолиновых пород.

При развитии метаморфизма и гранитизации флюиды вызвали процессы биметасоматоза, глинозем из кварц-каолиновых пород частично переносился в плагиограниты, вызывая серицитизацию плагиоклаза [10]. Подобные процессы биметасоматоза на контакте плагиогранитов с тальковыми сланцами в районе шахты Гигант-Глубокая привели к интенсивным преобразованиям плагиогранитов вследствие 12-кратного увеличения содержания в них окиси магния. В свою очередь из

гранитов в тальковые сланцы выносились глинозем и кремнезем [10].

Приведенная характеристика изученных взаимоотношений пород в шахте Центральной с несомненностью дает основание говорить о более молодом возрасте плагиогранитов по отношению к породам криворожской серии. Следует также отметить, что в горных выработках Саксаганской полосы в плагиогранитах часто встречаются полосы пород основного состава, претерпевших интенсивные изменения в виде биотитизации и хлоритизации амфиболов. Очень часто геологи, картирую-

щие горные выработки, относят эти тела к жильным образованиям, секущим плагиограниты. Но при детальном изучении всегда выявляется активное воздействие плагиогранитов на указанные породы. Это выражается не только в биотитизации амфиболов, но и в образовании порфириобластов плагиоклаза. Дайкообразные тела являются недозамещенными реликтами толщ амфиболитов. Они резко отличаются от жильных диабазов, секущих плагиограниты.

В известном Карачуновском карьере Кривого Рога (ниже плотины Карачуновского водохранилища, на правом берегу р. Ингульца) вскрыты обнажения кристаллических пород, представленных габброидами, разнообразными гнейсовидными гранитоидами, жильными диабазами. Дайкообразные тела интрузивных и интрузивно-ультраматасоматических пород с наличием многочисленных секущих контактов позволяют четко выявить гомодромный ряд их развития. Лишь в самом конце их формирования гомодромность была нарушена образованием жильных диабазов, завершивших формирование интрузивно-ультраматасоматических пород сложной криворожской группы комплексов [11]. Складчатые метаморфические породы подверглись здесь интенсивному замещению, гранитизации, они сохранились в виде незначительных реликтов и представлены парagneйсами и амфиболитами. В западной части карьера среди гранитоидных гнейсов и мигматитов встречаются крупные клиновидные блоки частично гранитизированных графитсодержащих кварц-биотитовых сланцев (рис. 3, г). Подобные породы характерны для толщ глееватской (верхней) свиты криворожской серии Саксаганской полосы. От указанных блоков последняя расположена северо-восточнее всего в 750 м, что дает основание рассматривать блоки графитсодержащих сланцев в качестве реликтов, сохранившихся при гранитизации пород глееватской (верхней) свиты. Следовательно, гранитоиды Карачуновского карьера являются образованиями посткриворожскими. Отнесение их к более древнему структурному комплексу, чем породы криворожской серии, как это показано на геологических картах УЩ [15], не обосновано.

Необходимо также остановиться на данных А. А. Титлянова и О. В. Китаева (1967), рассмотревших взаимоотношения саксаганских плагиогранитов с породами тальк-карбонатного горизонта криворожской серии. Эти материалы основаны на изучении взаимоотношений пород в горной выработке горизонта 630 м, известной под названием «Водосборник шахты Гигант-Глубокая», хорошо сохранившейся до настоящего времени (в ее осмотре нам оказал содействие геолог рудника им. Дзержинского С. В. Довгань).

Согласно представлениям А. А. Титлянова и О. В. Китаева, этой выработкой вскрыто залегание тальк-карбонатного горизонта на размытой поверхности саксаганских плагиогранитов. Выработка пройдена по простиранию слоистой осадочно-метаморфической толщ, залегание которой СВ 20°, падение СЗ 50°. Осадочно-метаморфическая толща имеет слабо выраженный синклинальный изгиб (рис. 4, а). В составе толщ преобладают хлорит-флогопит-кварцевые, карбонатсодержащие метапесчаники с включениями многочисленных галек кварца, иногда плагиогранитов. Метапесчаники переслаиваются с пластами мраморов. Осадочно-метаморфическая толща выше перекрыта хлорит-биотитовыми сланцами и железистыми кварцитами саксаганской (средней) свиты, она занимает место горизонта хлорит-карбонат-тальковых сланцев, широко распространенного на границе скелаватской (нижней) и саксаганской (средней) свит криворожской серии. Хлорит-карбонат-тальковые сланцы района Кривого Рога являются излившимися метаморфизованными пикритами. Вероятно, в районе рудника им. Дзержинского они подверглись размытию и переотложению, при этом возникли карбонатсодержащие хлорит-флогопит-кварцевые метапесчаники с пластами доломитовых мраморов.

Осадочно-метаморфическая толща ниже сменяется плагиогранитами. Плоскость контакта плагиогранитов с метаморфическими породами параллельна слоистости последних, переход от плагиогранитов к метапесчаникам резкий, но в стенке юго-восточной части выработки были выявлены жилкообразные ответвления плагиогранитов,

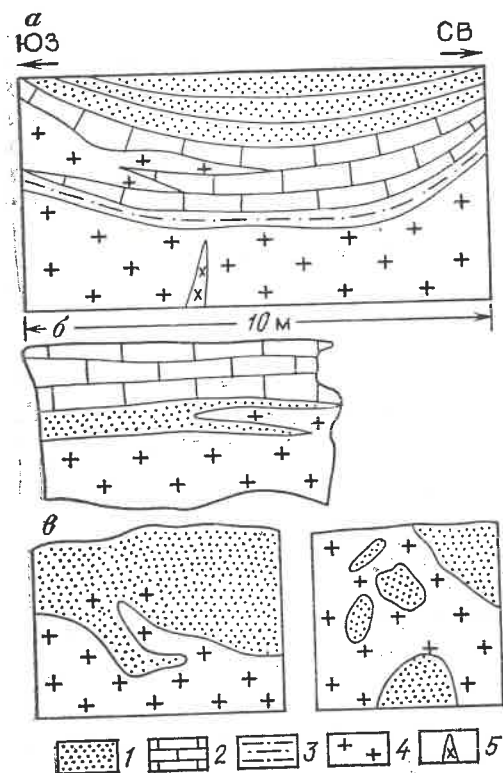


Рис. 4. Соотношения саксаганских плагиогранитов с хлорит-флогопит-карбонат-кварцевыми метапесчаниками и мраморами в горной выработке «Водосборник шахты Гигант-Глубокая»: а — зарисовка северо-западной стенки выработки; б — зарисовка штуфа 371А, в хлорит-флогопит-карбонат-кварцевых песчаниках которого имеется участок инъекции плагиогранитов; в — зарисовки шлифов; 1 — хлорит-карбонат-кварцевые песчаники с гальками кварца, иногда измененными гранитами; 2 — доломиты; 3 — флогопит-кварцевые песчаники и сланцы; 4 — плагиограниты; 5 — жильные плагиограниты

секущих метаморфические породы (рис. 4, а, б). Плагиограниты среднезернистые, массивного сложения; они рассечены двумя дайкообразными телами микрозернистых диоритов. В шлифах в плагиогранитах обнаружены микроксенолиты метаморфических пород и затеки плагиогранитов в метаморфические породы (см. рис. 4). В сланцах и песчаниках вблизи их контакта с гранитами наблюдаются полосы слюдистов и порфиобласты плагиоклаза.

Все изложенное дает основание относить плагиограниты в выработке «Водосборник...» к образованиям более молодым, чем породы криворож-

ской серии. Гальки плагиогранитов в осадочно-метаморфической толще этой выработки возникли не за счет размыва саксаганских гранитов, а за счет разрушения каких-то более древних пород, местонахождение которых пока не установлено.

В настоящее время вскрышными работами Полтавского железорудного карьера обнажены контакты плагиогранитов с филлитовидными сланцами криворожской серии и подстилающими их амфиболитами в южном синклинальном замке Кременчугской полосы. На перечисленные породы наложены зоны дробления, вероятно, обусловленные развитием регионального Западно-Криворожского разлома. Но плагиогранитами здесь на значительной площади были замещены, вследствие гранитизации, филлитовидные сланцы криворожской серии и амфиболиты. Эти данные подтверждают прежние сведения о более молодом возрасте плагиогранитов по отношению к породам криворожской серии в пределах Кременчугской полосы [5, 9]. Геологи Кременчугской геологоразведочной экспедиции также считают плагиограниты района моложе пород криворожской серии.

Бурение Криворожской сверхглубокой скважины проводится сейчас в Саксаганской полосе, западнее рудника имени Ленина. Скважиной пересечены осадочные породы чехла и складчатые метаморфизованные толщи верхней свиты (в настоящее время разделенной на гданцевскую и глееватскую свиты криворожской серии). На глубине 2364 м скважина вошла в плагиогранитогайсы и не вышла из них до глубины 3500 м. Появление плагиогранитов на упомянутых глубинах было совершенно неожиданным, опубликованные проектные разрезы не оправдались. На глубине 1800—2275 м скважиной были пересечены магнетитовые кварциты, тальк-актинолитовые сланцы, амфиболиты. Ниже, в интервале 2275—2364 м, пересечены кварциты и слюдяные кварциты, содержащие андалузит и ставролит. Магнетитовые кварциты, тальк-актинолитовые сланцы, амфиболиты ряд исследователей отнесли к средней и нижней свитам криворожской серии, полагая, что ее мощность на глубине резко сокраща-

ется. Пачка безрудных ставролит-андалузитовых кварцитов, залегающих на гранитах, считается переотложенной древней метаморфизованной корой выветривания, залегающей на архейских плагиогранитах. Глееватская свита отнесена к позднему протерозою, несогласно перекрывающему нижний протерозой. Отмечаются большие надыги и шарьяжи.

Благодаря любезности сотрудника ВСЕГЕИ С. Н. Суловой, детально изучающей керны Криворожской сверхглубокой скважины, автор имел возможность познакомиться с собранными материалами и у него возникло совершенно иное представление о геологии района Криворожской скважины. Толща магнетитовых кварцитов, тальк-актинолитовых сланцев, амфиболитов, слюдяно-кварцевых сланцев — это типичный дальнезападный горизонт, хорошо известный криворожским геологам. Представления о его структурном положении в пределах Криворожского рудного пояса весьма разноречивы. Автор впервые доказал его принадлежность к породам верхней свиты криворожской серии [9]. На карте масштаба 1 : 200 000, в упомянутой работе, а также на более детальных картах, составленных в 1955 г., в районе Криворожской сверхглубокой скважины было показано наличие плагиогранитогайсов, замещающих метаморфизованные толщи верхней свиты криворожской серии. Если бы эти данные были учтены при составлении проектных разрезов скважины, появление плагиогранитов на глубине не вызвало бы удивления.

Плагиограниты, пересеченные сверхглубокой скважиной, посткриворожские. Биотит-мусковит-кварцевые породы, содержащие андалузит, многие были отнесены к метаморфизованной коре выветривания, тогда как они залегают на плагиогранитах и несут отчетливые следы гранитизации. Последняя выражается в образовании порфиобластов плагиоклаза, замещающих биотит и мусковит. Андалузит — это типичный контактовый минерал гранитов. При замещении слюд порфиобластами плагиоклаза (при гранитизации) излишки глинозема концентрировались в виде кристаллов андалузита с большим количеством пойкилитовых включений кварца. Биотит-мусковит-кварцевые сланцы и кварциты образуют постепенные переходы в плагиогранитогайсы. В данном случае породы, преобразованные процессами гранитизации, очень близки к подобным породам Рахмановского участка, также измененным при формировании плагиогранитов.

В плагиогранитах сверхглубокой скважины ниже контакта встречаются отчетливые реликты недозамещенных слюдяных кварцитов. В пересеченных плагиогранитах преобладают гранобластические структуры, большинство пород принадлежит к фации плагиогранитогайсов, но среди последних встречаются полосы с типичной гранитной структурой с отчетливо идноморфными кристаллами плагиоклаза. Эти породы являются типичными плагиогранитами, возможно, претерпевшими плавление с последующей кристаллизацией из расплавов.

Скважиной пересечены также полосы плагиосиенитогайсов небольшой мощности, обычно возникавшие по породам, богатым основаниями типа тальк-актинолитовых сланцев. В плагиогранитогайсах, пройденных скважиной, проявлены следы гидротермальных изменений в виде серицитизации, альбитизации плагиоклаза, хлоритизации и мусковитизации биотита, турмалинизации. Встречены также зоны микроклинизации, развиты пегматоиды. Плагиограниты, замещившие метапесчаники верхней свиты, широко распространены в глубинной части Саксаганской и Анновской полос.

Криворожская скважина выйдет из плагиогранитов, вероятно, на глубине 6—8 км, затем она пересечет нижнюю часть верхней свиты, богатую карбонатами, и среднюю свиту. На глубине 10 км она, по-видимому, войдет в породы конкско-верховцевской серии.

Плагиогранитогайсы, образованные по метапесчаникам верхней свиты, доступны наблюдениям в обнажениях балки Пироговой у с. Анновки. Метапесчаники здесь превращены в типичные биотитовые парагайсы, согласный контакт которых с биотит-графитовыми сланцами автором был изучен в горных выработках шахты № 3, в районе карьера «Кочубей» [9].

В районе группы шахт Первомайского месторождения, пройденных в толщах пород верхней свиты криворожской серии, инъекции плагиогранитоидов и адалеллитовидов весьма многочисленны. Метапесчаники в зонах инъекций гранитоидов превращены в биотитовые парагнейсы. Ранее уже отмечалось, что активное воздействие плагиогранитов на породы криворожской серии были установлены автором и другими исследователями в целом ряде участков Криворожского рудного пояса [4, 5, 9, 10, 11]. Все изложенное позволяет относить плагиограниты (включая и саксаганские) района Криворожья к образованиям более поздним, чем складчатые толщи криворожской серии.

В районе ВКМ значительные площади плагиогранитов также рассматриваются в качестве архейских, древнее пород курской серии. Но при внимательном изучении контактов этих образований «архейские граниты» оказываются моложе осадочно-метаморфических нижнепротерозойских пород. Подобные несоответствия автором установлены в районе Чернянского месторождения, в горных выработках Южнокоробковского рудника [12], на участке Истобнянских магнитных аномалий и в других районах. В ряде работ уже было показано, что в пределах УЩ и ВКМ толщи конкско-верховцевской, михайловской, криворожской, курской, ингуло-ингулецкой, тетеревской и других серий одновременно подверглись интенсивной общей складчатости [9, 11, 12]. Эта складчатость протогеоинклинальных отложений нижнего докембрия была проявлена еще до начала формирования интрузивно-ультраметаморфического цикла. Наиболее ранние образования последнего, представленные габбро-диабазами и перидотитами, отчетливо секут уже складчатые структуры перечисленных серий; особенно это отчетливо доказывается в пределах ВКМ. В свою очередь основные и ультраосновные породы метаморфизуются и замещаются многостадийными гранитоидами, возникшими при завершении протогеоинклинального геологического комплекса нижнего докембрия УЩ и ВКМ.

В настоящее время плагиограниты крупнейшего Бердичевского массива

УЩ относят к нижнему протерозою. Есть все основания считать их одновозрастными с плагиогранитами (в том числе и с саксаганскими) и адалеллитами, широко развитыми в районе Криворожья и восточной части УЩ. В статье В. М. Верхогляда [2] предлагается рассматривать плагиограниты района р. Южного Буга в качестве ранней фазы кировоградско-житомирского комплекса, включающего и микроклиновые граниты. Однако последние украинскими геологами выделялись ранее под названием днепровско-токовского комплекса и это название следует сохранить. По составу житомирские граниты-адалеллиты одновозрастны с плагиогранитами; автором было предложено выделить адалеллиты и плагиограниты в самостоятельный саксаганско-житомирский комплекс, который является частью криворожского геологического комплекса [11].

По валовым химическим составам толщи криворожской и курской серий резко отличаются от гранитоидов [13]. При развитии процессов ультраметаморфизма на территории УЩ и ВКМ указанные толщи наиболее стойко выдержали процессы ультраметасоматоза, они представляли собой барьеры для процессов гранитизации и хорошо сохранились среди полей, где складчатый субстрат других толщ оказался на 70—95 % замещенным различными гранитоидами. Эти особенности служат причиной длительных заблуждений и больших разногласий среди геологов в представлениях о соотношениях плагиогранитов с породами криворожской и курской серий. Ярким примером этого положения служит монография по району Кривого Рога, которая изобилует взаимоисключающими положениями [4, с. 20, 26, 28, 30, 39, 138—139]. Достаточно убедительные соотношения плагиогранитов с породами криворожской серии наблюдаются редко, но они также редки и для микроклиновых гранитов. Тем не менее посткриворожский возраст микроклиновых гранитов признается всеми геологами.

Приведенные материалы по соотношениям плагиогранитов с породами криворожской и курской серий существенно противоречат широко распространенным общепринятым представлениям геологов Украины. Автором

показано, что заключения, основанные на его наблюдениях, приведенные в данной статье, а также в ряде более ранних работ, подтверждаются выводами целого ряда исследователей. Вопрос о соотношениях плагиогранитов с породами криворожской и курской серий не частный и не второстепенный. Он определяет понимание тектоники, общей истории развития региона в докембрии, металлогении. Автором в ряде работ отмечена важная роль плагиогранитов в формировании богатых железных руд саксаганского типа. В настоящее время компетенция стратиграфии не ограничивается только осадочными толщами, она охватывает всю историю геологических событий региона, включая и образование гранитоидов. Поэтому представление о времени образования плагиогранитов в юго-западной части Восточно-Европейской платформы относится к основным вопросам стратиграфии региона. Академик В. В. Меннер отмечал, что культура геологических исследований в любой стране определяется уровнем ее стратиграфической изученности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белевцев Я. Н. Железный пояс Земли.— Киев: Наук. думка, 1987.
- Верхогляд В. М. Плагиограниты — ранняя фаза кировоградско-житомирского комплекса//Докл. АН УССР, 1985. Сер. Б. № 4. С. 7—10.
- Геологическая карта кристаллического основания Украинского щита масштаба 1:500 000/Под ред. П. П. Щербак.— Киев: Мингео УССР, 1983.
- Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна/Под ред. Я. Н. Белевцева.— М.: Госгеолтехиздат, 1957.
- Доброхотов М. Н. Геология и железорудные месторождения Кременчугского района.— М.: Недра, 1964.
- Доброхотов М. Н., Щербак Н. П. Стратиграфическая схема докембрийских образований Украинского щита//Стратиграфия архея и нижнего протерозоя СССР. Л., 1979. С. 64—72.
- Додатко А. Д., Ефименко Н. Г., Решетняк В. В. Новые данные о раннем этапе геологического развития Криворожско-Кременчугской структурно-фациальной зоны Украинского щита//Докл. АН УССР. Сер. Б. 1985. № 4. С. 21—23.
- Корреляционная стратиграфическая схема докембрийских образований Украинского щита/М. Н. Доброхотов, Б. З. Берзенин, В. Л. Бойко и др./Геол. журн. 1981. Т. 41. № 4. С. 6—13.
- Никольский А. П., Ефимов А. Н. Геолого-металлогенетический очерк Восточной части Украинского щита.— Л., 1960. (Тр. ВСЕГЕИ. Новая сер. Т. 37).
- Никольский А. П. О биметасоматозе на контакте тальковых сланцев с саксаганскими плагиогранитами в Криворожье//Докл. АН СССР. 1975. Т. 223. № 6. С. 1432—1439.
- Никольский А. П. О стратиграфии докембрия Украинского щита//Геол. журн. 1982. № 5. С. 90—99.
- Никольский А. П. Докембрийские коры выветривания юго-запада Восточно-Европейской платформы и их металлогения//Геология рудных месторождений. 1984. № 6. С. 81—92.
- Никольский А. П., Митрофанова К. В., Кушнеренко В. К. Геохимические особенности вулканогенных и осадочных формаций.— Л.: Недра, 1981.
- Новые данные по соотношению осадочно-вулканогенных пород Криворожско-Кременчугской и Базавлукской зон с гранитоидами/Н. П. Семененко, В. Л. Бойко, И. Н. Бордунов/Новые данные абсолютной геохронологии; Докл. сов. геологов. XXVII сессия МГК. М., 1984. С. 47—67.
- Стратиграфические разрезы докембрия Украинского щита/Н. П. Щербак, К. Е. Есипчук, Б. З. Берзенин и др.— Киев: Наук. думка, 1985.

Принята редколлегией 27 марта 1989 г.



УДК 552.08:54

© В. П. Андреев, 1990

Химизм пород гранулитовых комплексов Анабарского щита и Лапландского пояса

В. П. АНДРЕЕВ (Институт литосферы АН СССР)

В гранулитовых комплексах докембрия широко развиты породы плагиогнейсовых и кристаллосланцевых серий, а также связанные с ними эндробиты и чарнокиты. Несмотря на многочисленные исследования, вопрос о их происхождении до сих пор не решен. В настоящее время обсуждается гипотеза об остаточном характере пород гранулитовой фации метаморфизма, образовавшихся за счет фракционирования и перемещения в более высокие горизонты земной коры гранитных расплавов [6]. Гипотеза позволяет решить проблему так называемых «источенных» гранулитов, т. е. низких концентраций литофильных элементов (U, Th, Rb, Cs), однако она не объясняет многие другие геохимические особенности составов этих пород. Некоторые из них рассматриваются в статье на примере Анабарского щита и Лапландского гранулитового пояса.

Необходимо отметить, что гранулитовые комплексы этих регионов отличаются друг от друга по ряду признаков. Например, в разрезе гранулитового пояса (Сальные тундры) доминируют метабазиты, не затронутые процессами гранитизации и мигматизации. Анабарский щит представляет собой провинцию, в которой кроме кристаллических сланцев распространены плагиогнейсы, мигматиты и граниты. В то же время по условиям метаморфизма они достаточно близки ($T=800-850^\circ\text{C}$, $P=1000-1100\text{ Па}$). Это позволяет считать, что в основе различия комплексов лежат причины не связанные с PT -условиями метаморфизма.

Лапландский гранулитовый пояс (Сальные тундры) сложен непрерывной серией метабазитов, представленных наиболее магнезиальными гиперстеновыми и меланократовыми двупироксеновыми кристаллическими сланцами на южном фланге и более желе-

зистыми и мезократовыми двупироксеновыми кристаллическими сланцами на северном. На северном фланге пояса на контакте с толщей гранатовых амфиболитов и мигматитов по ним находится небольшой по мощности блок (100—200 м), сложенный полосчатыми и линзовидно-полосчатыми породами. По текстурным признакам они аналогичны мигматитам, где роль меланосомы играют двупироксеновые кристаллические сланцы, а лейкосомы — двупироксеновые и гиперстеновые плагиогнейсы. Подробно породы гранулитового пояса описаны нами ранее [1].

На Анабарском щите в пределах далдынской и верхнеанабарской серий широко развиты плагиогнейсы и кристаллические сланцы (Б. Г. Лутц, 1964; М. И. Рабкин, 1959). В целом это линзовидно-полосчатый комплекс пород, в котором меланократовые разности, представленные главным образом амфибол-двупироксеновыми, двупироксеновыми и гиперстеновыми кристаллическими сланцами, слагают отдельные линзы и полосы среди мезократовых и лейкокатовых гиперстеновых плагиогнейсов. Их мощность колеблется от первых сантиметров до десятков и сотен метров. Характерно, что в разрезах отмечается как закономерное чередование пород, обусловленное последовательной сменой кристаллических сланцев сначала мезократовыми, а затем лейкокатовыми плагиогнейсами, так и незакономерное, где такой последовательности не наблюдается. Границы между породами, как правило, резкие, но иногда встречаются и постепенные переходы.

Амфибол-двупироксеновые кристаллические сланцы — среднезернистые породы, темно-зеленого, иногда черного цвета, с массивной текстурой, гранобластовой структурой. Состав, %: ортопироксен 10—15, клинопироксен

10—15, роговая обманка 15—25, плагиоклаз 45—55, акцессорные минералы — магнетит, ильменит, апатит.

Двупироксеновые кристаллические сланцы — породы темно-серые, иногда черные с бурым оттенком, мелко- и среднезернистые, с массивной текстурой, гранобластовой структурой. Состав, %: ортопироксен 15—25, клинопироксен 15—20, плагиоклаз 60—70, магнетит, ильменит, пирит, апатит.

Гиперстеновые кристаллические сланцы — мелко- и среднезернистые породы темно-серого цвета с массивной, иногда гнейсовидной текстурой и гранобластовой структурой. От двупироксеновых кристаллосланцев они отличаются количественным соотношением пироксенов и более лейкокатовым обликом. Состав, %: ортопироксен 20—25, клинопироксен до 3, плагиоклаз до 80, акцессорные минералы — ильменит, магнетит, апатит, циркон.

Гиперстеновые плагиогнейсы — мелко-среднезернистые породы зеленовато-серого, серого и буро-серого цвета с гнейсовидной текстурой, гранобластовой структурой. Соотношение минералов в породе не постоянное, поэтому выделяют две главные разновидности плагиогнейсов — мезократовые и лейкокатовые, между которыми имеются переходные разности. Мезократовые плагиогнейсы (тоналитового состава) содержат плагиоклаз (70—80%), кварц (10—15%), гиперстен (5—10%) и акцессорные минералы — циркон, апатит, магнетит, ильменит. Лейкокатовые плагиогнейсы (трондьемит-плагиогранитного состава) включают те же минералы, но в них значительно возрастает количество кварца (20—30%), плагиоклаз становится более натровым. Гиперстен практически отсутствует (до 4%), чаще всего он представлен реликтовыми зернами. Содержание пироксенов в плагиогнейсах предельно мало, однако в них иногда образуются скопления темноцветных минералов в виде сегрегаций, по внешнему виду напоминающие скиалиты линзовидной или неправильной формы. Они состоят преимущественно из орто- и клинопироксена и относятся к ультрамафитам.

Описание пород дано в порядке изменения количественного минерального состава от кристаллических сланцев

к плагиогнейсам. Если представить их в виде ряда, то в этом направлении в породах исчезает роговая обманка, затем клинопироксен, появляется кварц, увеличивается количество плагиоклаза и альбитовой составляющей в нем. Лишь ортопироксен является сквозным минералом, причем микрозондовый анализ гиперстена из двупироксеновых кристаллических сланцев и плагиогнейсов показал, что состав его практически не меняется ($F=0,6$). Наблюдается лишь резорбция его зерен. Вероятно, гиперстен в плагиогнейсах является в основном реликтовым. Учитывая состав пород, соотношение их в разрезе, наличие ультрамафитовых сегрегаций, можно представить плагиогнейсы в качестве продуктов палингенометасоматической гранитизации амфибол-двупироксеновых кристаллических сланцев.

Анализ петрохимических данных по плагиогнейс-кристаллосланцевым сериям отдельных регионов показывает, что в большинстве случаев можно выделить ряды пород с закономерно изменяющимся химическим составом, которые отражают либо первичную неоднородность исходных пород, либо результаты их более поздней переработки. Ранее [1] нами было установлено закономерное изменение химического состава пироксеновых кристаллических сланцев и гранатовых амфиболитов в Лапландском гранулитовом поясе. На основании геологических материалов сделано предположение о их принадлежности к известково-щелочной и толеитовой магматическим сериям соответственно.

В пределах Анабарского щита широко развиты породы бимодальной плагиогнейс-кристаллосланцевой серии. Средние составы их приведены в табл. 1. Анализ ультрамафита показывает примерный состав сегрегационных образований в плагиогнейсах. Изменение состава пород от амфибол-двупироксеновых кристаллических сланцев до лейкокатовых плагиогнейсов (трондьемит-плагиогранитного состава) носит закономерный характер и обусловлено увеличением содержания SiO_2 , Na_2O , K_2O и соответственно уменьшением — FeO , MgO , MnO , CaO . Породы бимодальной серии по химическому составу делятся на две подгруппы: ба-

Таблица 1

Средний химический состав пород Анабарского щита

Оксиды, элементы	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	49,23	48,96	50,54	51,63	65,33	70,71
TiO ₂	0,58	0,98	1,14	1,29	0,55	0,22
Al ₂ O ₃	13,64	15,94	15,56	14,77	15,83	14,78
FeO _{сум}	12,33	11,26	11,86	11,93	5,26	2,81
MgO	13,66	7,11	6,56	6,10	2,29	0,98
MnO	0,23	0,19	0,18	0,19	0,07	0,04
CaO	12,48	11,09	9,51	8,63	4,65	3,99
Na ₂ O	1,15	2,70	2,73	3,32	3,64	3,35
K ₂ O	0,35	0,71	0,56	0,82	1,08	0,65
Ba	60	138	306	346	730	818
Sr	140	206	294	306	280	314
Cr	400	207	166	45	60	28
Ni	200	117	107	33	38	24
Co	90	51	43	15	12	14
n	1	8	6	5	6	4

Примечание. 1 — двупироксеновый ультрамафит, 2 — амфибол-двупироксеновые кристаллические сланцы, 3 — двупироксеновые кристаллические сланцы, 4 — гиперстеновые кристаллические сланцы, 5 — мезократовые гиперстеновые плаггиогнейсы, 6 — лейкократовые гиперстеновые плаггиогнейсы. Содержание оксидов дано в %, элементов — в г/т.

зитовую или меланократовую (амфибол-двупироксеновые, двупироксеновые и гиперстеновые кристаллические сланцы) и плаггиогнейсовую или лейкократовую (гиперстеновые плаггиогнейсы тоналитового и трондьемит-плаггиогранитного состава).

Наиболее наглядно петрохимические характеристики пород иллюстрируют диаграммы, из которых для сравнения магматических серий чаще всего используется АФМ. На диаграмме (рис. 1) показаны тренды составов пироксеновых кристаллических сланцев и гранатовых амфиболитов Лапландского гранулитового пояса, взятые из работы [1]. Метабазиты Анабарского щита располагаются между этими трендами, ближе к толеитам, образуя небольшое поле. Вероятно, процессами гранулитового метаморфизма были охвачены первично-однородные магматические породы, близкие к толеитам. Точки составов плаггиогнейсов Анабарского щита образуют вытянутое поле, ориентированное по направлению к щелочно-углу треугольной диаграммы. В регионе практически отсутствуют породы промежуточных составов, проекции которых на диаграмме АФМ позволили бы объединить точки плаггиогнейсов и кристаллических сланцев в один тренд. В связи с этим можно предположить,

что породы бимодальной серии могли быть генетически разнородными образованиями.

В нормативных составах Ne—Ol—Di—Нур—Q метабазиты Анабарского щита проектируются в центральную часть треугольника Ol—Di—Нур и на сторону Ol—Di, что характерно для толеитов. По соотношениям нормативных минералов они отличаются от двупироксеновых кристаллических сланцев Сальных тундр. Последние располагаются вдоль стороны Нур—Di и часто содержат нормативный кварц. По нормативным составам анабарские метабазиты близки к гранатовым амфиболитам Лапландского гранулитового пояса. Плаггиогнейсы Анабарского щита относятся преимущественно к тоналитам, но в лейкократовых разностях увеличивается количество нормативных альбита и кварца, и точки составов смещаются ближе к трондьемитам.

В целях уточнения полученных данных ниже рассмотрено распределение в породах Анабарского щита и Лапландского гранулитового пояса элементов-примесей — Cr, Ni, Co, Ba, Sr.

Хром, никель и кобальт относятся к сидерофильным элементам, которые накапливаются в породах в ходе кристаллизации темноцветных минералов — оливина, орто- и клинопироксено-

на. В связи с этим наблюдается прямая зависимость содержаний Cr, Ni, Co от количества магния в магматических породах. То же самое отмечается и в породах гранулитовых комплексов.

На диаграмме MgO—Ni метабазиты Сальных тундр образуют четко выраженный тренд (рис. 2). Для сравнения с другими докембрийскими породами на диаграмму вынесена линия составов вулканогенных пород из зеленокаменных поясов [3]. В высокомагнезиальной области отчетливо прослеживаются различия между гранулитовыми (Лапландский гранулитовый пояс) и зеленокаменными породами по содержанию никеля (а также хрома и кобальта), что, вероятно, обусловлено кристаллизацией в метабазитах гранулитового пояса в качестве доминирующей фазы пироксена, а в породах зеленокаменных поясов — оливина. Точки составов кристаллических сланцев Анабарского щита образуют поле в области пересечения двух трендов. Содержание никеля в ультрамафитах, встречающихся среди плаггиогнейсов, близко к его содержанию в кристаллических сланцах гранулитового пояса. Это свидетельствует о том, что ультрамафитовые сегрегации возникли одновременно с плаггиогнейсами, возможно, в результате фракционирования пироксенов (а не оливина).

Точки составов плаггиогнейсов Анабарского щита концентрируются в низкомагнезиальной области. Однако, как видно на диаграмме, содержание никеля в них иногда такое же высокое, как в кристаллических сланцах. Для сравнения на диаграмму нанесено поле составов архейских гранитов Индии [6], в которых содержание никеля предельно мало. Следует отметить, что условия накопления никеля и других сидерофильных элементов в плаггиогнейсах отличались от таковых в гранитах. Поскольку общие данные по составу плаггиогнейсов и кристаллических сланцев не позволяют оценить направленность перераспределения элементов-примесей, нами были отобраны пары, а в некоторых случаях тройки проб из этих пород, находящихся в непосредственном контакте друг с другом. Химические составы пород приведены в табл. 2, а на диаграмме (см.

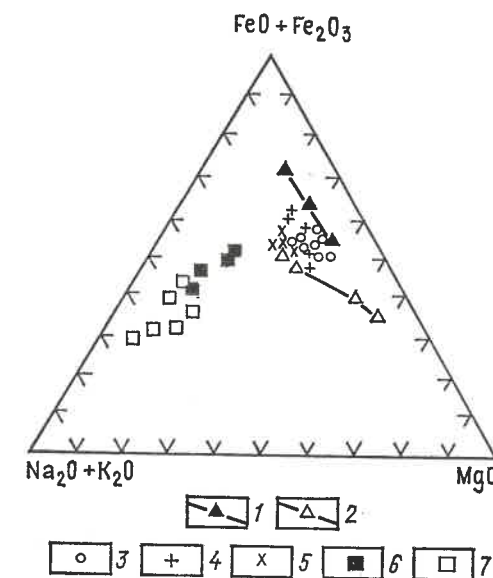


Рис. 1. Диаграмма АФМ для метаморфических пород:

Лапландский гранулитовый пояс: 1 — тренд и точки средних составов гранатовых амфиболитов, 2 — то же двупироксеновых кристаллических сланцев; Анабарский щит: 3 — амфибол-двупироксеновые кристаллические сланцы, 4 — двупироксеновые кристаллические сланцы, 5 — гиперстеновые кристаллические сланцы, 6 — мезократовые гиперстеновые плаггиогнейсы, 7 — лейкократовые гиперстеновые плаггиогнейсы

рис. 2) их точки соединены линиями. Эти линии субпараллельны. Содержание элементов в плаггиогнейсах тем выше, чем оно выше в кристаллических сланцах, т. е. наблюдается «унаследованность» содержаний сидерофильных элементов в плаггиогнейсах от находящихся среди них кристаллических сланцев.

Барий и стронций входят главным образом в состав полевых шпатов. В процессе кристаллизации магм они имеют тенденцию накапливаться в остаточных расплавах. Для анализа поведения элементов в плаггиогнейс-кристаллосланцевых сериях пород порода использовались бинарные диаграммы с осью абсцисс MgO. Поскольку в рассматриваемых породах обнаруживается сходство в распределении Ba и Sr в статье приводится лишь диаграмма Ba—MgO (рис. 3). Точки составов кристаллических сланцев Лапландского гранулитового пояса образуют вытянутое поле, а усредненные данные — тренд. В отличие от них плаггиогнейсы

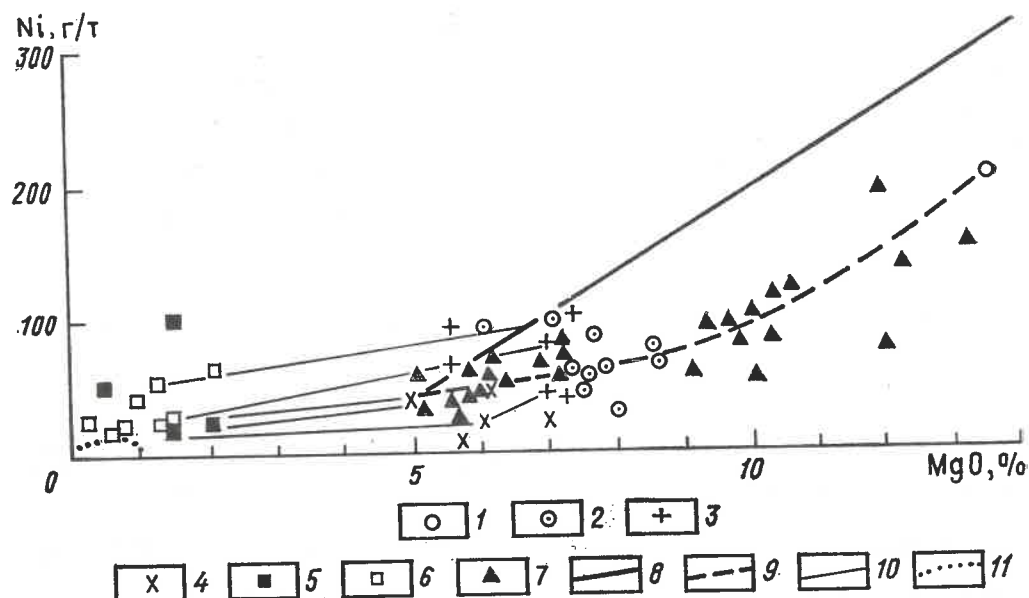


Рис. 2. Диаграмма MgO—Ni для метаморфических пород:

Анабарский щит: 1 — двупироксеновый ультрамафит, 2 — амфибол-двупироксеновые кристаллические сланцы, 3 — двупироксеновые кристаллические сланцы, 4 — гиперстеновые кристаллические сланцы, 5 — мезократовые ги-

нулитовый пояс: 7 — двупироксеновые кристаллические сланцы, 8 — тренд метабазитов Сальных тундр, 9 — тренд вулканических пород из зеленокаменных поясов [3]; 10 — соединительные линии; 11 — границы поля составов архейских гранитов Индии [6] перстеновые плагиогнейсы, 6 — лейкократовые гиперстеновые плагиогнейсы; Лапландский гра-

Таблица 2

Химический состав кристаллических сланцев и плагиогнейсов из смежных прослоев Анабарского щита

Окислы, элементы	1 (19-4)	2 (19-2)	1 (22-5)	2 (22-6)	1 (24-4)	2 (24-5)	1 (24-9)	2 (24-10)	1 (28-2)	2 (28-3)	1 (31-7)	2 (31-6)
SiO ₂	50,64	60,91	50,49	56,51	49,80	72,55	46,93	74,30	52,10	67,09	49,41	64,91
TiO ₂	0,98	0,51	1,31	0,42	1,23	0,22	1,57	0,22	1,22	0,48	0,95	0,17
Al ₂ O ₃	18,23	20,60	17,31	21,36	14,51	14,16	13,57	11,92	14,86	16,86	15,02	19,99
FeO _{сум}	9,06	4,56	11,03	6,25	12,53	2,5	14,92	3,59	12,69	5,80	11,70	2,57
MgO	7,07	1,48	4,90	2,01	7,08	1,09	7,50	1,31	6,10	1,68	7,43	0,49
MnO	0,13	0,05	0,21	0,11	0,21	0,05	0,22	0,05	0,23	0,08	0,19	0,03
CaO	8,76	5,94	9,08	6,54	10,20	4,55	12,05	4,39	7,42	4,19	11,37	5,64
Na ₂ O	2,78	4,46	3,44	4,53	2,78	3,21	2,12	2,56	3,35	1,84	2,05	4,57
K ₂ O	0,76	0,31	0,87	1,13	0,52	0,70	0,10	0,66	0,92	0,87	0,78	0,66
P ₂ O ₅	0,64	0,22	0,39	0,19	0,15	0,04	0,14	0,04	0,12	0,12	0,16	—
Сумма	99,05	99,04	99,03	99,05	99,01	99,01	99,12	99,04	99,01	99,01	99,00	99,03
Ba	470	520	320	410	90	140	160	130	90	140	250	280
Sr	340	520	660	940	60	140	180	160	110	100	70	140
Cr	160	28	16	19	100	36	200	130	70	28	140	29
Ni	44	10	32	17	80	29	100	53	50	20	53	13
Co	36	3	33	15	48	8	97	10	31	4	35	6

Примечание. 1 — амфибол-двупироксеновые и двупироксеновые кристаллические сланцы, 2 — гиперстеновые плагиогнейсы. 19-4—31-6 — номера проб. Пробы отобраны из верхнеанабарской и далдынской серий на участке верховья р. Ченёльх — устье р. Капрал. Содержание окислов дано в %, элементов — в г/т. Анализы выполнены рентгеноспектральным методом в ВИМСе и Бронницкой ГГЭ.

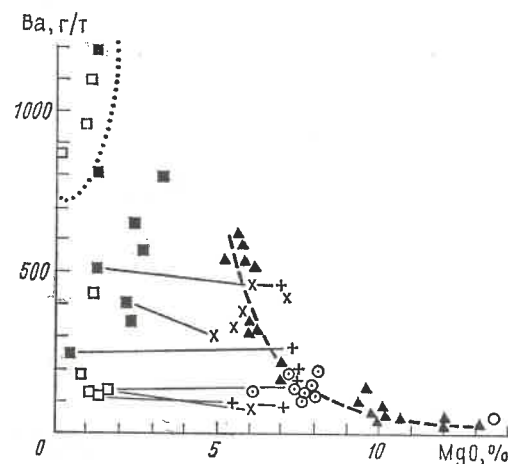


Рис. 3. Диаграмма MgO—Ba для метаморфических пород: усл. обозн. см. рис. 2

Анабарского щита концентрируются в низкомagneзиальной области и поле составов вытянуто вдоль оси Ba, а кристаллические сланцы — в железистой части поля метабазитов Сальных тундр. При этом составы пород Анабарского щита не ложатся на один тренд и между ними имеется разрыв. Наблюдается «унаследованность» содержания бария в плагиогнейсах от находящихся среди них метабазитов (соединительные линии на диаграмме субпараллельны).

Таким образом, в поведении когерентных (Cr, Ni, Co) и некогерентных (Ba, Sr) элементов прослеживается общая особенность: их содержания в кристаллических сланцах и плагиогнейсах взаимосвязаны и изменяются закономерно. Это необходимо учитывать при построении модели формирования бимодальных плагиогнейс-кристаллосланцевых серий в докембрии.

В гранулитовом поясе, как уже отмечалось, широко развиты двупироксеновые кристаллические сланцы, последовательная смена количественного минерального состава которых в разрезах и соответствующее изменение химического состава, совпадающее с трендами магматических серий, позволяют предполагать наличие здесь пород дифференцированной известково-щелочной магматической серии. Точки составов двупироксеновых кристаллических сланцев на петро- и геохимических диаграммах образуют вытянутые

поля (тренды) и могут быть использованы в качестве реперов при сопоставлении их с метабазитами других докембрийских комплексов. Среди пород Анабарского щита, также метаморфизованных в условиях гранулитовой фации, такой серии пород нет, вместо этого здесь распространены метатолиты.

Образование пород известково-щелочной серии в пределах гранулитового пояса связано с развитием глубинного разлома, разделяющего крупные блоки земной коры [2]. Этот магматизм, вероятно, сменил более ранний толеитовый, метаморфизованные продукты которого (амфиболиты) широко развиты среди беломорских гнейсов. При сравнении составов вулканических пород зеленокаменных поясов и метабазитов Лапландского гранулитового пояса выявлено существенное различие в распределении сидерофильных элементов в высокомagneзиальной области (см. рис. 2), обусловившее принципиальные особенности протоматических серий в пределах гранулитового и зеленокаменных поясов. Вместе с тем часть пород гранулитового пояса, а также метабазиты Анабарского щита, составы которых проектируются в область пересечения трендов, имеют близкие составы с вулканическими породами зеленокаменных поясов, поэтому без дополнительных данных невозможно установить сходство и различия древнего магматизма в этих докембрийских комплексах.

Широкое распространение метатолитов среди докембрийских пород и имеющиеся признаки их более поздней переработки в ходе гранитизации позволили В. М. Моралеву [4], Е. В. Павловскому [5], В. Е. Хайну (1973) сделать предположение о наличии первичной базальтовой коры, однако механизм процесса формирования огромных масс гранитоидов до сих пор недостаточно ясен. В последнее время обращается особое внимание на низкие концентрации литофильных элементов с большим ионным радиусом в гранулитовых комплексах [7, 8, 9; Г. П. Сигинольфи, 1971]. Эти особенности данные авторы связывают с образованием пород в результате фракционирования расплавов или воздействия потока флюидов, способствовав-

ших выносу ряда элементов из глубины в верхние горизонты земной коры.

На основании полученных данных по Анабарскому щиту выделены две главные особенности состава пород, которые необходимо учитывать при решении вопроса о происхождении гиперстеновых плагиогнейсов. Во-первых, исходя из характера распределения элементов в плагиогнейсах и кристаллических сланцах, можно считать, что они не являются членами одной магматической серии. Это видно на диаграммах AFM и MgO—Ba, где точки составов пород образуют два не связанных между собой промежуточными составами поля. В то же время породы чередуются между собой в разрезах, что обуславливает вторую важную особенность состава. Между кристаллическими сланцами и плагиогнейсами, находящимися в непосредственном контакте, намечается тесная корреляция по содержанию элементов-примесей. Это свидетельствует о том, что образование плагиогнейсов происходило на месте и на их состав влияли локальные флуктуации содержания элементов в метабазитах. Такие особенности состава пород бимодальной серии можно объяснить лишь широким развитием процессов гранитизации, которая включала в себя и метасоматическую проработку пород (палингенно-метасоматический тип гранитизации). Увеличение температуры метаморфизма до 800—900 °C не приводит к плавлению метабазитов и образованию по ним плагиогнейсов, что проиллюстрировано на примере Лапландского гранулитового пояса.

В процессе гранитизации привносились щелочи и кремнезем. При высоких температурах гранулитового метаморфизма калий, вероятно, оставался во флюиде и поднимался с ним в более верхние низкотемпературные горизонты земной коры, где и происходила калишпатизация пород. Влияние понижения температуры на образование щелочных полевых шпатов экспериментально установлено Ф. Орвилем (1963). Исходя из этого, широкое распространение плагиогранитизации наиболее древних архейских пород и смена ее гранитизацией калиевого ряда — результат общего понижения температуры земной коры.

В процессе воздействия флюидов при высокой температуре породы перекристаллизовывались и начинали плавиться, при этом выплавки сохраняли тесную связь с метабазитами, о чем свидетельствуют особенности распределения когерентных и некогерентных элементов в плагиогнейсах и кристаллических сланцах. Однако полного переплавления исходных пород с образованием крупных магматических очагов и расплавов, способных к дифференциации и перемещению, не было. Образование значительных объемов расплавов в условиях гранулитовой фации невозможно прежде всего из-за недостатка воды. Учитывая «унаследованность» плагиогнейсами геохимических особенностей состава исходных метабазитов, можно предположить, что низкие содержания литофильных элементов прежде всего обусловлены их низким содержанием в исходных породах.

В заключение необходимо отметить, что в состав гранулитовых комплексов Анабарского щита и Лапландского гранулитового пояса входили исходно разные протоматические серии пород. По аналогии с современной обстановкой образования базальтовых магм генерация известково-щелочных протобазитов гранулитового пояса, видимо, проходила в более глубинных условиях и при более высоких температуре и давлении, чем толентов Анабарского щита. Последние представлены амфибол-двупироксеновыми кристаллическими сланцами. Остальные породы бимодальной серии рассматриваются нами как производные палингенно-метасоматической гранитизации. Таким образом, несмотря на сходство PT-условий метаморфизма разная геодинамическая обстановка образования протопород и последующие процессы гранитизации обусловили характерные особенности гранулитовых комплексов Анабарского щита и Лапландского гранулитового пояса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев В. П. Петрохимические особенности и происхождение метабазитов Сальных тундр (Лапландский гранулитовый пояс) // Изв. АН СССР. 1986. № 4. С. 22—34.
2. Земная кора восточной части Балтийского щита. — Л.: Наука, 1983.

3. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. — М.: Мир, 1983.
4. Моралев В. М. Ранние этапы эволюции континентальной литосферы. — М.: Наука, 1986.
5. Павловский Е. В. Происхождение и развитие земной коры материков // Геотектоника. 1975. № 6. С. 3—14.
6. Condie K. C., Bowling G. P., Allen P. Origin of granites in an Archaean high-grade terrane, southern India // Contrib. Mineral. Petrol. 1986. Vol. 92. P. 93—103.
7. Drury S. A. The geochemistry of Precambrian granulite facies rocks from the Lewisian

- complex of Tiree, Inner Hebrides, Scotland // Chem. Geol. 1973. Vol. 11. P. 167—188.
8. Rudhick R. L., McLennan S. M., Taylor S. R. Large ion lithophile elements in rock from high-pressure granulite facies terranes // Geochim. Cosmochim. Acta. 1985. Vol. 49. P. 1645—1655.
9. Weaver G. L., Tarney J. Rare earth geochemistry of Lewisian granulite-facies gneisses northwest Scotland implications for the petrogenesis of the Archaean lower continental crust // Earth Planet. Sci. Lett. 1980. Vol. 51. P. 273—296.

Принята редколлегией 28 марта 1988 г.

УДК 551.263.036 : 551.8

© Э. Н. Янов, 1990

Условия образования красноцветных карбонатно-терригенных и карбонатных формаций

Э. Н. ЯНОВ (ВСЕГЕИ)

При изучении красноцветов обычно рассматривают происхождение красноцветных (пестроцветных) пород, а не формаций. Если же характеризуют красноцветные формации, то преимущественно терригенные континентальные. В то же время по парагенетическому принципу могут быть выделены различные типы красноцветных карбонатно-терригенных и карбонатных формаций, которые различаются и по условиям образования [8, 9].

О происхождении и генетических типах красноцветных пород имеются достаточно однозначные представления [1, 3]. Условия накопления формаций — образований полифациальных — не сводятся к условиям формирования отдельных слагающих их пород и образуют ряд от предгорных аллювиально-озерных равнин до морских бассейнов.

Большинство исследователей не предполагали столь широкий диапазон условий образования красноцветов. И. Вальтер, П. А. Тутковский, К. Гленье (1987), А. В. Орлова (1978) и др. их накопление связывали с пустынной обстановкой, Ч. Ляйелль, Л. В. Пустовалов (1937) и др. с дельтовой и мелководно-морской. Даже красноцветные отложения суши считаются дельтовыми или бассейновыми (И. П. Дружинин, 1973; В. М. Куршс, 1975; Н. Н. Верзилин, 1979, 1985). По мнению Б. Л. Личкова, Л. Б. Рухина (1948) и др., основной ландшафт красноцвет-

ных накоплений — предгорные аллювиальные равнины. Каждая из этих точек зрения справедлива для того или иного конкретного случая, в целом же условия накопления достаточно разнообразны.

В настоящей статье дается характеристика условий образования ряда пестроцветных формаций, с которыми связаны месторождения меди, сопровождаемые повышенными концентрациями свинца, цинка, кобальта, никеля, селена, серебра, ванадия, платины, рения, кадмия, иногда проявления урана, марганца, фосфоритов, флюорита и др.

Пестроцветная известняково-мергельно-песчаная формация впервые описана под названием «пестроцветная терригенно-карбонатная» (Э. Н. Янов, 1966). К ней отнесены три разновозрастные среднедевонско-франские формации Рыбинской и Кемчугской межгорных впадин Алтае-Саянской области, завершающие циклы осадконакопления и образующие маломощные (100—200 м) пластинообразные тела. Подстилаются они молассоидной или кварцево-песчаной формациями. Формация представлена коричнево-красными, фиолетовыми, зелеными и желтыми песчаниками, алевролитами, мергелями и серыми пелитоформными известняками, слагающими ритмы мощностью от единиц метров до 30 м. Встречаются редкие линзовидные прослои конгломератов и гравелитов.

Характерными литотипами известняково-мергельно-песчаной формации являются: 1) известняки массивные, серые, с прожилками халцедона; 2) известняк водорослевый, скорлуповатый; 3) известняк оолитовый; 4) мергели массивные, неслоистые, коричневатокрасные и пестроцветные, с мелкими карбонатными стяжениями и кальцитовыми трубочками; 5) узловые известняки и мергели из желваков (иногда столбчатых) серого пелитоморфного, ярко-розового глинистого, реже коричневатокрасного алевритистого известняка, сцементированных известняком или красноцветным мергелем; 6) обломочные известняки и мергели, в том числе известняковые песчаники и гравелиты, «икряные» известняки и мергели, брекчиевидные мергели и известняковые конгломераты; 7) алевриты неслоистые красно- и пестроцветные с многочисленными карбонатными «журавчиками» и кальцитовыми трубочками; 8) алевриты и реже аргиллиты коричневатокрасные и зеленые, тонкоплитчатые и листоватые, горизонтально-, волнисто- и тонкодиагонально-слоистые; 9) песчаники средне-крупнозернистые, аркозово-литические и гравелиты коричневатокрасные и фиолетово-серые, с крупной диагональной и перистой слоистостью, горизонтально-слоистые и неслоистые; 10) песчаники мелкозернистые и алевриты желтовато-серые, тонкоплитчатые, известковистые, с обильными растительными остатками; 11) песчаники кварцевые, белые, неслоистые, с линзами кварцевых мелкогалечных конгломератов; 12) конгломераты мелко-среднегалечные из гнейса, гранита, габбро, порфиринов, порфира, сланцев, кварца, кварцита и др.

Литотипы 9 и 12 могут рассматриваться как русловые фации рек и временных потоков. Литотип 8 — пойменные, старичные, отчасти, возможно, и озерные отложения. Кварцевые песчаники (литотип 11) — озерные и отчасти речные. Неслоистые алевриты (литотип 7) по гранулометрическому и минеральному составу идентичны современным неслоистым лёссам. Это субаэральные отложения сухих водораздельных пространств, возможно, эоловые. «Икряные» мергели — продукт переотложения неслоистых алев-

ролитов, образуются за счет концентрации «журавчиков» при выносе алевритового материала; иногда они косо-слоистые (русловые фации).

Широко распространены фации пресных озер. К ним относятся большинство литотипов известняков и мергелей, а также литотип 10 (песчаники и алевриты с растительными остатками).

Разрезы формации четко ритмичны (рис. 1). Ритмы дву-, трех- и многочленные, обычно трансгрессивные, иногда с редуцированной регрессивной частью. Мощность ритмов колеблется от 0,7 до 30 м, средняя мощность 7 м, а мода 4 м. Мощность зависит от количества членов ритмов. Средняя мощность двучленных ритмов 5,2 м, трехчленных — 7,1 м, четырех-пятичленных — 13,9 м.

Ритмичность обусловлена чередованием во времени различных фаций, обычно аллювиальных и озерных, иногда только аллювиальных — русловых и пойменных или только озерных — узловатых мергелей и массивных известняков либо известняков и известняковых конгломератов, возникавших при подводном размыве известняков. Пестрая смена озерных и аллювиальных фаций по разрезу и на площади дает основание считать, что озера были неустойчивые, мелководные, часто меняли очертания. Наиболее крупные и устойчивые озера возникали в восточной части Рыбинской впадины в конце амонашского и павловского времени.

В целом область накопления формации, приуроченная к межгорным впадинам орогенной области, представляла собой аллювиальную равнину с крупными, часто пересыхавшими озерами. Области сноса в это время были относительно пенеппенизированы по сравнению со временем накопления подстилающих молассоидных и красноцветных алеврито-песчаных формаций, о чем свидетельствует более высокая «зрелость» обломочного материала и широкое распространение хемогенных пород.

Пестроцветная известняково-алеврито-песчаная формация объединяет [8] ряд формаций геоантиклиналей и срединных массивов геосинклинальных областей, а также эпигеосинклиналь-

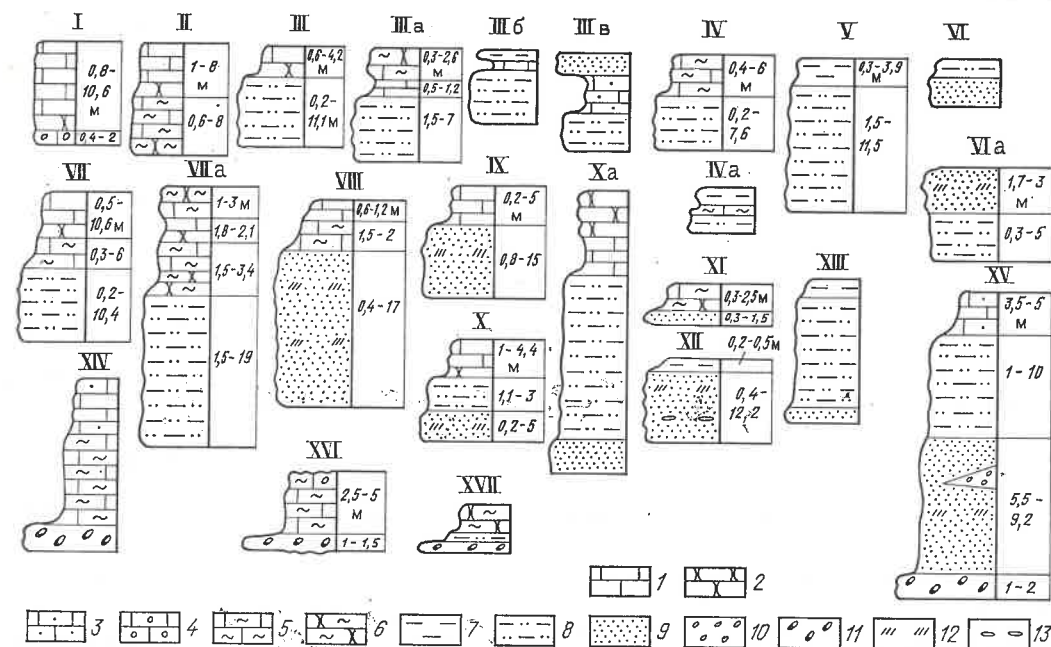


Рис. 1. Типы ритмичности в разрезах пестроцветной известняково-мергельно-песчаной формации:

известняки: 1 — массивные (литотип 1), 2 — узловые (литотип 5), 3 — песчаные (литотип 1), 4 — известняковый конгломерат (ли-

тотип 6); мергели: 5 — массивные (литотип 4), 6 — узловые (литотип 5); 7 — аргиллиты (литотип 8); 8 — алевриты (литотип 7 и 8); 9 — песчаники; 10 — гравелиты (литотип 9); 11 — конгломераты (литотип 12); 12 — косая слоистость; 13 — глиняная галька; римские цифры — типы ритмов

ные орогенные. В качестве примера можно привести ордовикско-силурийскую формацию Тувы. Ордовикская часть разреза (мощность до 5 км) — пестро-, красно- и сероцветные песчаники и алевриты, с прослоями и пачками (в основании разрезов седиментационных циклов) конгломератов и гравелитов, подчиненными известняками и аргиллитами. Силурийская часть разреза, включая самые верхи ордовика (мощность от 200 м до 4 км), — грязно-зеленые, серые, местами красноцветные песчаники, алевриты, аргиллиты, с пластами и линзами органо-генных известняков.

К основным литотипам известняково-алеврито-песчаной формации, по материалам Е. В. Владимирской, А. В. Кривободровой и др., относятся: 1) известняки рифогенные криноидно-коралловые; 2) известняки ракушничковые и детритовые брахиоподовые, пеллециподовые; 3) известняки и мергели комковатые; 4) известняки оолитовые; 5) обломочные известняки песчаной и гравийной размерности; 6) мергели глинистые, горизонтально-полосчатые,

с остатками брахиопод, криноидей, кораллов и др.; 7) аргиллиты известковистые, зеленовато-серые, микрогоризонтально- и линзовидно-слоистые; 8) аргиллиты серые и голубовато-серые, часто переслаивающиеся с алевритами и мелкозернистыми песчаниками; 9) алевриты зеленовато- и темно-серые, тонкогоризонтально-слоистые, с карбонатными конкрециями, часто четковидными; 10) алевриты зеленовато-серые листоватые; 11) алевриты серые и малиновые горизонтально-слоистые; 12) алевриты песчаные, пятнистые, с текстурами взмучивания и ходами илоедов; 13) чередующиеся лиловые, вишнево-красные алевриты, мелкозернистые песчаники и аргиллиты тонкогоризонтально-слоистые, с трещинами усыхания и знаками волновой ряби, следами ползания червей, остатками лингул и рыб; 14) песчаники лиловые, разнозернистые, слабо сортированные, с линзами гравелита и конгломерата крупнокослоистые (серии одно- и разнонаправленные, мощностью до 2 м); 15) песчаники лиловые, мелкозернистые тон-

когоризонтально- и косослоистые (слоистость перекрестная, перистая, реже мультислоистая), с трещинами усыхания, знаками ряби, буграми и валиками на поверхности пластов; 16) песчаники серые, зеленовато- и желтовато-серые, разномзернистые и мелкозернистые, с линзами мелкогалечного конгломерата и внутривластовыми брекчиями, горизонтально-, волнисто- и косослоистые, с трещинами усыхания, симметричными знаками ряби, бороздами течения, следами оплывин, знаками внедрения; 17) песчаники желтовато-серые и грязно-зеленые, мелкозернистые, с пятнистыми текстурами взмучивания илоидными животными, следами червей, фукоидами; 18) песчаники «перечные» и «дырчатые», серые, зеленовато- и желтовато-серые, мелко- и среднезернистые, известковистые, с шаровидными карбонатными стяжениями от 0,5 до 6 см, иногда до 15 см, при выветривании образующими пустоты, с алевритовой и глиняной галькой; 19) конгломераты валунно-галечные (валуны иногда до 50 см и даже до 1 м), массивные и неяснослоистые; 20) конгломераты мелкогалечные, гравелиты и разномзернистые песчаники красноцветные, реже сероцветные, с плохо окатанными и слабо сортированными обломками.

К собственно морским (мелководным) ордовикским отложениям принадлежат известняки и алевриты с карбонатными конкрециями (литотип 9). Большая часть ордовикских отложений, включая пестроцветные пачки алевритов и песчаников (литотип 13), может быть отнесена к лагунным, к собственно континентальным — конгломераты (литотип 19) и парагенетически связанные с ними красноцветные песчаники (литотип 14), представляющие собой, видимо, отложения временных потоков (развиты в основании разрезов седиментационных циклов).

В конце ордовика произошла трансгрессия моря: большая часть силурийских отложений нормально-морские мелководные. В прибрежных мелководных условиях формировались конгломераты и песчаники (литотипы 16 и 17), детритовые и ракушечниковые известняки (литотип 2). Более глубокие части шельфа заполняли алевриты с карбонатными конкрециями (ли-

тип 9), известковистые глины и глинистые комковатые известняки (литотип 3). На выступах дна на мелководных участках возникали небольшие криноидно-коралловые рифы. Существенно красноцветные толщи Северо-Восточной Тувы, вероятно, являются дельтовыми и отчасти аллювиальными образованиями.

Итак, пестроцветная известняково-алевритово-песчаная формация Тувы — паралическая, но с преобладанием морских и лагунных отложений. Формация накапливалась в Тувинском пригеосинклинальном прогибе, который отделялся от Западно-Саянской геосинклинали Аксугско-Куртушибинской геоантиклиналью, вследствие чего связь с морем в ордовике была затруднена и осуществлялась через узкие проливы. В силуре море проникло в Тувинский прогиб из Монголии.

В строении формации наблюдается ритмичность разного порядка. В целом это макроцикл трансгрессивного строения, начинающийся с континентальных и лагунных отложений и завершающийся морскими. Каждая из трех свит ордовика представляет собой самостоятельный цикл, начинающийся с конгломератовых пачек и заканчивающийся более тонкообломочными (в конседиментационных прогибах — существенно алевритовыми). Силурийская часть разреза формации также образует отдельный цикл (с более широким развитием известняков в середине разреза и с редуцированными элементами регрессивной части в его верхах).

Пестроцветная карбонатно-терригенно-туффовая формация выделена Г. Н. Бровковым [4] под названием карбонатно-терригенно-телепирокластическая. Она объединяет нижнекаменноугольные отложения Минусинских и Тувинской впадин. С ней сопоставляется олигоцен-миоценовая формация Араксинской межгорной впадины Кавказа.

Формация представлена мелкозернистыми песчаниками и алевритами (частично туффовыми), пелловыми туффитами и туфами, окрашенными в коричневатокрасный, лиловый, серый и желтоватосерый цвет. Второстепенные члены парагенеза — известняки с кремнями, туффовые мергели, арил-

литы, доломиты, средне-крупнозернистые песчаники, гравелиты и конгломераты. Формационные тела линзовидные и четковидные мощностью от сотен до первых тысяч метров.

Формация характеризуется ритмичностью разного порядка. Крупные ритмы (циклы) различными авторами выделяются неоднозначно. По нашему мнению, нижняя свита формации — быстринская — завершает фаменско-нижнетурнейский цикл. Следующий цикл составляют пестроцветная алтайская и сероцветная с известняками надалтайской свиты. Эти два цикла прослеживаются и по изменениям коэффициента мономинеральности. Третий цикл начинается самохвальская свита, в основании которой отмечаются признаки перерыва. Первый элемент третьего цикла представлен терригенно-туффово-самохвальской и пестроцветной кривинской свитами, второй — существенно известняковой соломенской, третий (регрессивный) — пестроцветными и зелеными туфами и туффитами комарковской и согринской свит. Этот крупный цикл фиксируется по изменениям коэффициентов мономинеральности и терригенности (Е. П. Акульшина, В. И. Бгатов, В. П. Казаринов, Н. И. Косолобов, 1960). Четвертый цикл составляют байновская и подсиньская свиты. Нижняя граница его четко отбивается по резкому падению значений коэффициента мономинеральности.

Карбонатно-терригенно-туффовая формация накапливалась в обширном бассейне типа «моря — озера», занимавшем почти всю территорию Минусинских впадин. Иногда в бассейн проникали морские воды, в результате чего повышалась соленость и на отдельных участках расселялась обедненная морская фауна. Такие ингрессии моря имели место в быстринское и надалтайское время (с севера из Колывань-Томской геосинклинали), а также в соломенское (с юго-запада из Кузбасса). В алтайское, кривинское и комарковское время бассейн опреснялся, видимо, мелел и в нем, преимущественно в его юго-западной части, накапливались пестроцветные отложения. Существенно пресноводным был бассейн в самохвальское и согринское время (перед началом самохвальского

времени большая часть бассейна осушилась).

В байновское время в связи с поднятием Батеневского кряжа единый бассейн разбился на крупные пресные озера. Поднятия областей сноса происходили периодически: в алтайское время, самохвальское (преимущественно Батеневский кряж), в меньшей степени в соломенско-кривинское время (в основном поднятие Восточного Саяна) и, наконец, в байновское время.

Отмечается также [4] присутствие по периферии Минусинского прогиба в быстринско-надалтайское время делювиально-пролювиальных и субаэральных отложений. В центре впадин зафиксированы единичные почвенные горизонты (надалтайская свита). Часть алевритов и песчаников (туффов) в комарковско-согринское время могут считаться подводно-дельтовыми. Для образования данной формации характерно обильное поступление пирокластического материала из удаленных центров вулканизма.

Пестроцветная известняково-глинисто-песчаная формация выделена на Восточно-Европейской платформе Н. М. Страховым (1951). Верхнекембрийская и среднеордовикская формации этого типа отмечаются на Сибирской платформе, девонские — на Восточно-Европейской и Сибирской, среднекаменноугольная и верхнепермская — на Восточно-Европейской платформе, меловые — на Западно-Сибирской плите. Члены парагенеза — ритмично переслаивающиеся коричневатокрасные, лиловые, серые песчаники, алевриты, ариллиты и разнообразные известняки и доломиты, часто органогенные. Конгломераты и гравелиты, а также пестроокрашенные мергели имеют подчиненное значение. Формационные тела пластинообразные (мощностью до сотен метров), в плане часто амебовидные, занимающие обширные площади в краевых частях синеклиз и на склонах антеклиз.

В составе верхнепермской (татарской) пестроцветной известняково-глинисто-песчаной формации восточной части Восточно-Европейской платформы намечаются следующие основные литотипы [3, 6]: 1) пеллециподовые ракушечники; 2) известняки серые, ка-

вернозные, с редкими остатками остракод; 3) известняки комковатые, глинистые; 4) известняки брекчиевидные; 5) известняки конкрециевидные, водорослевые; 6) известняки листоватые, микрослоистые, с мелкими знаками волновой ряби; 7) известняки темно-серые, до черных, обогащенные органическим веществом, с кристалликами пирита; 8) известняки «дырчатые»; 9) пятнистые доломиты и доломитовые известняки, слоистые, иногда кавернозные; 10) доломиты белые и светло-серые, с псевдоморфозами по гипсу и каменной соли; 11) мергели серые, серовато-коричневые, тонкогоризонтально-слоистые, переполненные тонкостенными раковинами остракод, гастропод, пелеципод; 12) «ленточные мергели»; 13) мергели пестрые, фиолетовые, коричневые, серые, горизонтально-слоистые, с остатками пелеципод, остракод, рыб; 14) мергели конгломерато- и брекчиевидные; 15) мергели и глины красноцветные, с мелкими ооидами, в мергелях отмечаются угловатые и плохо окатанные обломки карбонатных пород; 16) аргиллиты доломитистые, магнезиально-доломитистые, красновато-коричневые, горизонтально-слоистые, с псевдоморфозами по гипсу и каменной соли, иногда с трещинами усыхания; 17) аргиллиты, переслаивающиеся с алевролитами, красновато-коричневые, тонкослоистые, с массой трещин усыхания; 18) глины известковистые и алевролитистые, коричневатые-серые, серые, коричневатые-красные, вишнево-красные, горизонтально-слоистые с остатками пелеципод, остракод, рыб, филлопод; 19) глины серые и темно-серые, тонкогоризонтально-слоистые, насыщенные органическим веществом, пиритизированные, иногда «табачные», переслаивающиеся с алевролитами; 20) глины красновато-коричневые с зелеными пятнами и разводами, неслоистые, с карбонатными конкрециями и переплетением канальцев, заполненных кальцитом и представляющих собой следы водорослей; 21) аргиллиты и мелкозернистые алевролиты голубовато-серые, неслоистые и неяснослоистые; 22) глины комковатые, красновато-коричневые, с карбонатными стяжениями и остатками корневой системы растений; 23) алевролиты голубовато-серые, тонкогоризон-

тально-слоистые, с раковинами тонкостенных пелеципод и филлопод; 24) алевролиты коричневатые-красные и коричневые, горизонтально- и волнистослоистые; 25) алевролиты коричневатые-красные и коричневатые-серые, неслоистые, реже неяснослоистые, с карбонатными «журавчиками» и остатками корневой системы растений; 26) алевролит бледно-коричневый, магнезиально-доломитистый, плохо отсортированный, иногда с включениями гипса и палыгорскита; 27) песчаники литические (аркозово- и кварцево-литические), красновато-коричневые, мелкозернистые, плохо сортированные, волнисто- и мелкокосослоистые; 28) песчаники серые, кварцево-литические и литические, с крупной однонаправленной, перекрестной, мульдобразной слоистостью, с обломками обугленной древесины, костями наземных животных, раковинами пелеципод; 29) песчаник полевошпатово-кварцевый, белый, мелкозернистый, хорошо отсортированный; 30) песчаник полевошпатово-кварцевый, мелкозернистый, хорошо отсортированный, оранжевый, желтовато- или стальнотемный, с гипсовым цементом, с неправильной горизонтальной, иногда линзовидной слоистостью, изредка с золотой и волновой рябью; 31) конгломератобрекчии и конгломераты из неравномерно окатанных обломков пестроцветных аргиллитов, мергелей, известняков, песчаников, с костями парейазавров и др., обломками обугленной древесины; 32) глинистый микроконгломерат из хорошо окатанного глинистого гравия и мелкой гальки, погруженных в основную массу коричневатой-красной известковистой монтмориллонитовой глины.

В раннетатарское время на востоке Восточно-Европейской платформы широко распространяются лагунные фации («озера — моря», по В. И. Игнатьеву). Среди них преобладают солончатые фации открытой центральной части лагуны (литотипы 2, 7, 11, 18). В западной краевой части лагуны развиваются фации горько-соленого мелководного водоема (литотипы 10, 16, 26). В переходной между ними зоне накапливались пятнистые доломиты (литотип 9) и др. В краевой части лагуны в подводных дельтах и заливах

накапливались «листоватые известняки» и «ленточные мергели» (литотипы 6, 12), аргиллиты, глины и слоистые алевролиты (литотипы 16, 19, 21, 23, 24). К фации подводных русел отнесены серые слабо сортированные песчаники (литотип 28). Красноцветные волнисто-слоистые песчаники (литотип 27), по-видимому, формировались в прибрежно-лагунных условиях.

Позднее, по мнению В. И. Игнатьева, единый бассейн распался, возникли обширные озера, которые затем сменились мелкими остаточными озерными водоемами.

Впрочем, на севере Восточно-Европейской платформы в позднеататарское время, очевидно, сохранялись лагунные условия [6] и неоднократно происходили ингрессии моря. В результате формировались карбонатные отложения с фауной фораминифер, мшанок, кораллов, брахиопод, остракод и рыб.

Озера с повышенной соленостью существовали, согласно В. И. Игнатьеву, на северном склоне Токмовского свода (литотипы 16, отчасти 9). Фации солончатых озер включают комковатые и брекчиевидные известняки, пестроокрашенные мергели, красноцветные алевролитистые глины с остатками гастропод и остракод (литотипы 3, 4, 11, 13, 18). Фации пресных или слабосолончатых озер объединяют конкрециевидные, конгломератовидные, туфовидные и «дырчатые» известняки, пестроцветные глины и прослои белых полевошпатово-кварцевых и коричневатых-красных песчаников (литотипы 4, 5, 8, 18, 27, 29). На побережьях озер имелись такыры (литотип 17).

Аллювиальные фации приурочены обычно к нижним частям горизонтов и свит и с размывом залегают на подстилающих породах в шнуровидных промоинах. К русловым фациям принадлежат косослоистые песчаники и конгломератобрекчии (литотипы 28, 31). Пойменные фации объединяют косоволнисто-слоистые алевролиты, коричневые глины и красноцветные песчаники с мелкой косой слоистостью (литотипы 18, 24, 27).

К старичным фациям отнесены темно-серые пиритизированные глины (литотип 19).

К фациям сухих водораздельных пространств принадлежат красноцветные неслоистые алевролиты с «журавчиками» (литотип 25), в которых встречаются погребенные почвы, корни растений. Наконец, оранжевые пески с гипсовым цементом (литотип 30). В. И. Игнатьев считает золотыми отложениями (слоистость надувания и выдувания, золотая рябь, следы золотой обработки зерен и т. д.). Пространственно они связаны с береговой линией западной части раннетатарской лагуны.

Соотношения основных фациальных комплексов формации показаны на фациальных профилях (рис. 2).

Чередование в разрезе различных фациальных комплексов обуславливает ритмичность разного порядка. Каждый ритм начинается с наиболее грубообломочных пород. Средняя часть ритма характеризуется преобладанием карбонатных или наиболее тонкозернистых пород. В полных ритмах нередко выделяется регрессивная часть. Ритмы первого порядка отвечают горизонтам (свитам), ритмы второго — менее выделяются, ритмы третьего — прослеживаются преимущественно в восточных районах распространения формации.

Установлены ритмы лимнические, паралические и бассейновые [3]. Лимнические ритмы образованы чередованием аллювиальных и озерных отложений, паралические — дельтовых и лагунных. Бассейновые подразделяются на ритмы краевой части лагуны с широким развитием подводно-дельтовых и мелководных отложений и центральной части с распылчатыми градинами.

Верхнекембрийская и ордовикские пестроцветные известняково-глинисто-песчаные формации Сибирской платформы образовались в обстановке мелководных лагун. Обломочные зерна с железистыми «рубашками», по мнению В. П. Маслова (1954), золотого происхождения. В условиях жаркого климата влажные сезоны благоприятствовали накоплению на суше железистых гидроксидов, а сухие — золотому переносу. Напротив, В. А. Обручев (1892) и позднее В. Л. Либрович (1960) указывали на водный перенос материала из красноцветной коры выветривания, а бедность осадков лагуны органиче-

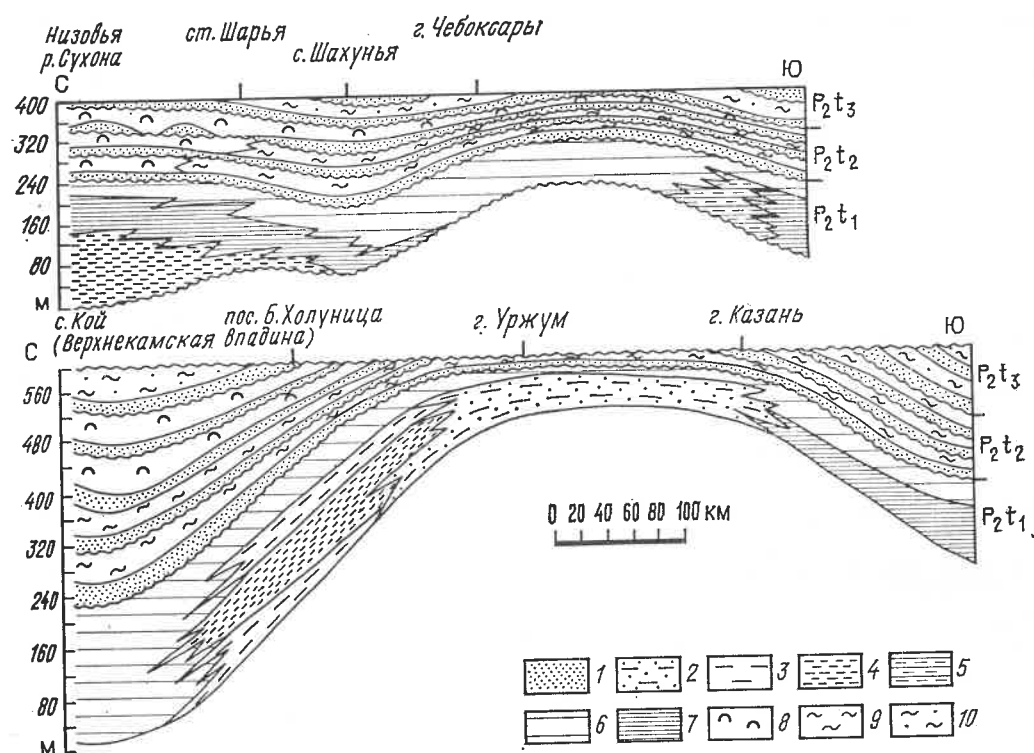


Рис. 2. Фациальные профили пестроцветной известняково-глинисто-песчаной формации восточной части Восточно-Европейской платформы (татарский ярус) [3]: фации: 1 — аллювиальные, 2 — дельтовые, 3 — подводно-дельтовые, 4 — лагунных мелко-

водных, периодически пересыхающих озер, 5 — краевой части лагуны, 6 — центральной, наиболее глубокой части лагуны, 7 — горько-соленой части лагуны, 8 — обширных солоноватоводных озер, 9 — обширных пресных и солоноватоводных озер, 10 — изолированных, периодически пересыхающих озер

ским веществом объясняли замутнением воды красным илом, приносившимся временными потоками.

Красноцветная известняковая формация рассматривается автором [10] на примере верхнетриасовой (норийской) шапкинской формации западной части межгорной впадины Передового хребта Кавказа, которая в восточном направлении замещается одновозрастной красноцветной континентальной алеврито-песчаной формацией.

Формация представлена фиолетовыми брекчиевидными алевритистыми и песчанистыми известняками, местами рифогенными, водорослевыми, с прослоями пестроцветных песчаников, гравелитов и конгломератов. Мощность ее до 500 м. Известняки состоят из кальцита без примеси доломита, окрашены гидроксидами железа, содержат примесь угловатых алевритовых и песчаных зерен кварца и остатки форамини-

фер, известковых водорослей и др. Для них характерна брекчиевидная текстура, часто отмечаются обломки серого известняка, песчаника, красноцветного алевролита, иногда гальки кварца. Встречаются многочисленные остатки одиночных кораллов, реже пелеципод и брахиопод.

К второстепенным членам формации относятся кварцевые и полевошпатово-кварцевые песчаники и гравелиты, а также конгломераты из мелких (до 5 см), хорошо окатанных галек кварца, кварцита, сланцев, слагающие прослой мощностью до 3 м.

Формация накапливалась в мелководном морском заливе с нормальной соленостью на орогенном этапе развития герцинид. Не исключается эоловый перенос красной пыли, однако в основном терригенный материал и гидроксиды железа приносились водными потоками из области накопления красно-

цветной алеврито-песчаной формации.

Формация («фация») красных желваковых известняков («аммонитико rosso») выделена в юрских отложениях Альп и Апеннин. «Аммонитико rosso» известны также в юрских и триасовых отложениях Динарид и Эллинид [11], в Карпатах [5], на юге Испании (О. Ф. Гейер, К. Хинкельбейн, 1971). В. И. Попов и В. Ю. Запрометов (1985) считают, что их аналогами является основная часть маломощных пермо-триасовых отложений Среднего и Южного Памира. И. О. Мурдмаа [2] с «аммонитико rosso» сопоставляет среднюю (красноцветную) часть верхнеюрско-барремской «древней карбонатной формации» северо-западной части Атлантического океана. К более древним их аналогам относят гриоттовые слои верхнего девона — нижнего карбона герцинид Западной Европы, в которых вместо аммонитов распространены гониатиты.

Характерным членом формации являются красные комковатые известняки, окраска которых обусловлена примесью гематита. Ярче окрашены мергелистые разности, а чистые известняки — розовые. Глинистая фракция представлена иллитом. Типичны «конденсированность» разреза (в Тироле мощность отложений от синемюра до оксфорда не превышает 17 м), наличие поверхностей перерывов, покрытых железомарганцевыми корками (хардграунд). Местами присутствуют обильные железомарганцевые конкреции. В Испании описаны лейасовые железо-оолитовые горизонты.

В известняках установлены остатки кокколлитов. Из органических остатков наиболее характерны ядра аммонитов, встречаются остатки брахиопод, членики криноидей, зубы рыб, найдены фораминиферы, остракоды, радиолярии и др., в трещинных выполнениях обнаружены скопления мелких гастропод и др.

В Средиземноморье «аммонитико rosso» залегают на рифовых известняках часто без видимого перерыва и замещаются по латерали и местами перекрываются радиоляритами и спилитами. В Тироле красные юрские известняки облекают триасовые рифовые, обычно с железомарганцевыми корками в основании [13].

Красные желваковые известняки часто приводят в качестве примера абиссальных отложений. А. Хейнрих (1913) полагал, что гальштатские известняки с аммонитами образовались на глубине 2700—4500 м, как и современные глобигериновые илы. Р. Е. Гаррисон и А. Г. Фишер (1969) указывали на глубины примерно 4000 м. А. Хэллем [7], К. Лейхс, Г. Удлюфт (1926), И. Вендт [13] и другие исследователи доказали, что в этой формации присутствуют мелководные отложения. Так, железомарганцевые корки и желваки в Альпах и Сицилии покрыты фораминиферами и серпулидами и несут следы деятельности сверлящих водорослей [13], в средне-верхнеюрских красных желваковых известняках на плато Трент в Венецианских Альпах описаны специфические онкоиды и строматолиты в ассоциации с ракушняками и криноидными песками [12]. Ядра онкоидов представляют собой известняковые желваки со следами роющих организмов и сверлильщиков. Они покрыты слойками, сформированными синезелеными водорослями. Строматолиты приурочены к прослоям хардграунда. Наличие онколито-строматолитовой фации с микроракушечниками штормового генезиса свидетельствует о мелководности этих отложений. Более мергелистые слои отлагались на глубине сотни метров. Ж. Обуэн [11] соответственно различает две разновидности «аммонитико rosso», из которых известняковая характеризует поднятия бриансонского типа и периферию поднятий типа Гаврово в Средиземноморской геосинклинальной области, а мергелистая — краевые части прогибов.

По мнению К. Лейхса и Г. Удлюфта, красный материал переотлагался морскими течениями, периодически возникавшими в связи с поднятием суши. Сохранению красной окраски способствовало медленное осадконакопление с частыми перерывами, условия хорошей аэрации и перемешивания водной толщи.

Верхнеюрская красноцветная толща северо-западной части Атлантического океана, по-видимому, более глубоководная, чем типичные «аммонитико rosso» Средиземноморья. В ней присутствуют остатки только пелагических

организмов — аммониты, кокколиты, радиолярии [2]. В отличие от «аммонитико rosso» «древняя карбонатная формация» не залегает на рифовых известняках, а замещает по латерали в сторону океана рифовую формацию плато Блейк и, в свою очередь, замещается в районе Бермудской возвышенности океаническими толелитовыми базальтами.

Вопрос о глубине бассейнов седиментации верхнеюрской толщи Атлантики пока не решен. Высказывалось мнение о глубине 4,5—5,5 км, о чем свидетельствует отсутствие планктонных фораминифер, раковины которых могли раствориться на большой глубине. Д. Бернулли (1972) называл глубины около 1000 м и более. И. О. Мурдмаа [2] склоняется к представлению об умеренно глубоководных условиях, на что указывает наличие фрагментов арагонитовых раковин (растворение биогенного арагонита происходит на глубине 2—2,5 км).

Итак, формация красных желваковых известняков накапливалась в условиях от мелководных до батинальных (но не абиссальных) на раннегеосинклинальной стадии в пределах внутригеосинклинальных поднятий и склонов геосинклинальных прогибов, удаленных от областей сноса, а также на ранней стадии развития океанов.

Не решен также вопрос о механизме образования желваковых текстур. Предполагаются подводное растворение (Р. Холлман, 1964), выпадение вещества из раннедиагенетических растворов [7], дезинтеграция хардграунда [5]. В Восточных Карпатах эти текстуры связаны с нептуническими дайками, в Центральной Атлантике — с переотложением осадков импульсивными течениями, генерированными сейсмической активностью дна.

Охарактеризованные выше пестроцветные карбонатно-терригенные и карбонатные формации образуют непрерывный ряд от континентальных лимнических (известняково-мергельно-песчаная формация) до пелагической батинальной и частью мелководной формации красных желваковых известняков. Промежуточными звеньями являются карбонатно-терригенно-туффитовая формация «морей — озер», паралические известняково-алеврито-песча-

ная и известняково-глинисто-песчаная и мелководно-морская красноцветная известняковая. Определяющим для сохранения красной окраски этих формаций является малая интенсивность накопления органического вещества в осадках или отсутствие условий для его захоронения и сохранения. Накапливались они в условиях жаркого, преимущественно сухого климата (часто наблюдаются ассоциации с эвапоритами, загипсованность пород).

По геотектоническим условиям образования формаций также прослеживается ряд от раннегеосинклинальной и раннеокеанической формации красных желваковых известняков до платформенной известняково-глинисто-песчаной. Ряд включает также орогенные и приуроченные к межгорным впадинам известняково-мергельно-песчаную, карбонатно-терригенно-туффитовую и красноцветную известняковую формации, а также известняково-алеврито-песчаную, ассоциирующую как с эпигеосинклинальными орогенными, так и с геосинклинальными формациями.

С многими формациями связаны определенные типы рудных месторождений. Формации аллювиально-озерная пестроцветная известняково-мергельно-песчаная, морские красноцветная известняковая и красных желваковых известняков по имеющимся данным безрудные. К пестроцветным карбонатно-терригенным формациям приурочены экзогенные месторождения меди с повышенными концентрациями свинца и цинка, характерные для зон семиаридного климата. В пестроцветной известняково-алеврито-песчаной формации, накапливавшейся в межгорных впадинах и пригеосинклинальных прогибах, распространены медистые песчаники джезказганского (дельтовые отложения в регрессивных рядах фации) и итаузского (песчаные осадки морских пляжей и зон морских течений) типов. С платформенной пестроцветной известняково-глинисто-песчаной формацией связаны медистые песчаники каргалинского и джезказганского типов, а также медистые известняки и сланцы. Медистые песчаники каргалинского типа в основном русловые, косослоистые (литотипы 28 и 31); залегают в корытообразных углублениях, врезанных в мергели и глины.

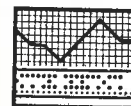
Медистые карбонаты характерны для средне-верхнекембрийской формации того же типа на юге Сибирской платформы и фиксируют ингрессии моря в эвенкийскую засоленную лагуну. К карбонатно-терригенно-туффитовой формации приурочены проявления фосфоритов (в скоплениях рыбных остатков) и флюорита.

Экзогенные месторождения урана встречаются не только в обогащенных органическим веществом «черносланцевых» и угленосных формациях, но и в платформенных и орогенных пестроцветных. Продуктивными в них могут быть сероцветные русловые и дельтовые песчаники (чаще аркозовые), обогащенные углефицированными растительными остатками, а также линзы озерных сероцветных глинисто-алеврито-песчаных отложений (Ф. Х. Бартел, 1976). Источником урана часто являются гранитные массивы и кислые вулканиты в области питания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Анатольева А. И.* Главные рубежи эволюции красноцветных формаций // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1978. Вып. 416.
2. *Геологические* формации северо-западной части Атлантического океана / Отв. ред. П. Л. Безруков. — М.: Наука, 1979.
3. *Игнатьев В. И.* Методы полевых исследований красноцветных отложений (на примере татарского яруса). Изд-во Казанского ун-та, 1966.
4. *Литология* среднепалеозойского вулканогенно-осадочного комплекса впадин востока Саяно-Алтайской складчатой области / Г. Н. Бровков, Г. С. Бучарская, А. Е. Могилов, И. Д. Забияка. — М.: Наука, 1967.
5. *Патрунов Д. К.* Юрские красные желваковые известняки с аммонитами (фашия «аммонитико rosso») от Восточных Карпат до запада Центральной Атлантики // Эволюция карбонатакопления в истории Земли. М.: Наука, 1988. С. 95—113.
6. *Пермские* красноцветные формации севера Русской плиты / В. А. Молин, Г. Ф. Буданов, Н. А. Колода, М. А. Плотноков. — Л.: Наука, 1986.
7. *Хэллем А.* Юрский период. Пер. с англ. — Л.: Недра, 1978.
8. *Янов Э. Н.* Осадочные формации подвижных областей СССР. — Л.: Недра, 1983.
9. *Янов Э. Н., Алексеева Л. Э.* Красноцветные (пестроцветные) формации аридных областей // Осадочные формации. Принципы и методы оценки рудоносности геологических формаций. Л., 1984. С. 68—110.
10. *Янов Э. Н., Логинов Ю. М.* О литологии осадочных формаций палеозоя и триаса Передового хребта Кавказа // Литология и полезные ископаемые. 1977. № 4. С. 98—106.
11. *Aubouin J.* Quelques problèmes de sédimentation géosynclinal dans les chaînes alpines de la Méditerranée moyenne // Geologische Rundschau. 1967. Bd. 56. H. 1. S. 19—68.
12. *Massari F.* Oncoids and stromatolites in the Rosso Ammonitico sequences (Middle-Upper Jurassic) of the Venetian Alps, Italy // Coated Grains. 1983. P. 358—366.
13. *Wendt J.* Stratigraphie und Paläogeographie des Roten Jurakalks im Sonnwendgebirge (Tirol, Österreich) // Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie. Abhandl., 1969. Bd. 132. H. 2. S. 219—238.

Принята редколлегией 28 марта 1988 г.



ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

УДК 553.98(476.2)

© Коллектив авторов, 1990

Отражение глубинного строения Припятского палеорифта в термобарических показателях платформенного чехла

Р. Г. ГАРЕЦКИЙ (Институт геохимии и геофизики АН БССР),
В. В. ПЕЧЕРНИКОВ (ИГиРГИ), Р. Е. АИЗБЕРГ,
С. В. КЛУШИН (БелНИГРИ)

Результаты глубинного сейсмического зондирования по региональным субмеридиональным профилям позволили пересмотреть и уточнить представления о тектоническом районировании Припятского палеорифта [2, 5]. В его пределах обособлены Северная зона

ступеней, совпадающая с Северной структурной зоной, и Внутренний грабен, охватывающий ранее выделявшиеся Центральную и Южную структурные зоны. Помимо указанных продольных структур, выделены и поперечные тектонические элементы вто-

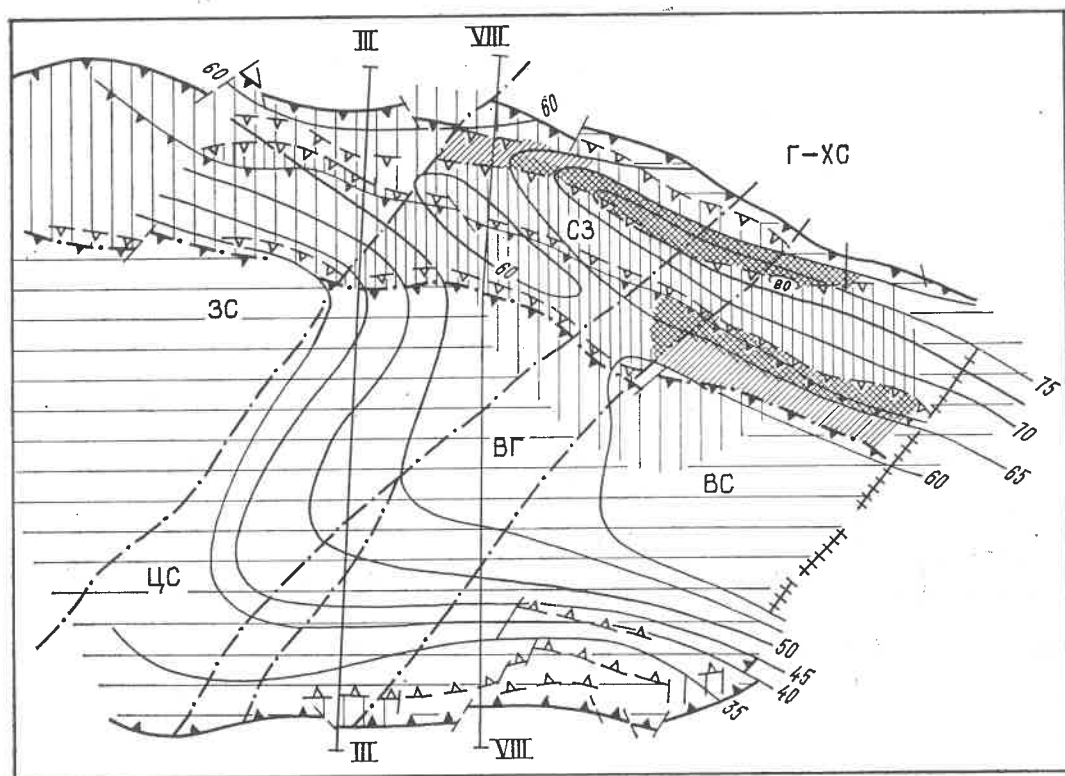


Рис. 1. Схема термобарических условий Припятского прогиба:

III—III, VIII—VIII — линии ГСЗ—МОГТ; разломы: 1 — суперрегиональные литрические мантийного заложения, 2 — региональный мантийного заложения, 3 — субрегиональный мантийного заложения, 4 — литрические, сопутствующие основным мантийным, 5 — Лоевский

глубинный, 6 — доплатформенные; 7 — изотермы, °С по срезу —3000 м; ΔP , МПа: 8 — больше 10, 9 — 10—8, 10 — 8—6, 11 — 6—3, 12 — меньше 3; СЗ — Северная зона ступеней, ВГ — Внутренний грабен, ЗС — Западный сегмент, ЦС — Центральный сегмент, ВС — Восточный сегмент, Г-ХС — Городокско-Хотеевская ступень

рого порядка — Западный, Центральный и Восточный сегменты, характеризующиеся различными уровнем и темпом погружения и особенностями строения.

Новая схема тектонического районирования Припятского палеорифта явилась основой при изучении современных термобарических условий платформенного чехла этой структуры. Они имеют сложный, дифференцированный облик, причем наблюдается определенное соответствие между геотермическим полем и уровнем пластовой энергии в нижней части платформенного чехла (подсолевой и межсолевой гидрогеологические комплексы). Уровни пластовой энергии, выраженные в превышении пла-

стового давления над гидростатическим ($\Delta P = P_{пл} - P_{гидр}$), и изотермы по срезу —3000 м [3] показывают, что высокие и аномально высокие значения этих параметров приурочены к Центральному и Восточному сегментам Северной зоны ступеней (рис. 1). Температуры здесь колеблются в пределах 60—80 °С, а ΔP — 6—10 МПа. Наблюдаются две узкие субширотные зоны максимальных уровней пластовой энергии ($\Delta P > 10$ МПа). Первая из них совпадает с опущенной по разлому восточной частью Речицко-Вишанской зоны поднятий; вторая — приурочена к Первомайско-Оземлинской зоне и протягивается в субширотном направлении вплоть до границы с Западным сегментом. Для назван-

ной зоны характерны и максимальные температуры, превышающие 80 °С на Восточно-Первомайской площади. В Западном сегменте Северной зоны отмечено довольно резкое снижение давлений и температур, и только в пределах узкой Борисовско-Дроздовской зоны приразломных поднятий ΔP превышает 6 МПа. В узкой полосе, протягивающейся вдоль субширотного Северо-Припятского и субмеридионального Лоевского глубинных разломов, ограничивающих Припятский палеорифт, значения пластовых давлений снижаются до гидростатических и даже ниже, что, по-видимому, объясняется сильным дренирующим влиянием этих разломов.

Во Внутреннем грабене значения и характер распределения пластовых давлений и температур резко изменяются. Здесь практически повсеместно пластовые давления близки к гидростатическим ($\Delta P < 3$ МПа), и только на участках Восточного и Центрального сегментов, примыкающих к Северной зоне, а также на двух небольших площадях вдоль Южно-Припятского разлома ΔP несколько возрастает.

По особенностям изменения температур Внутренний грабен четко разделяется на две части — северную и южную. В зоне их сопряжения простирается изотерм резко меняется на субмеридиональное, и в западной части Центрального сегмента температуры быстро возрастают от 40 до 55 °С. Восточная часть Центрального сегмента, так же как и весь Восточный сегмент, характеризуется практически изотермическими условиями: на первом участке температуры меняются незначительно — от 55 до 60 °С, а на втором — близки к 60 °С. В южной прибортовой части палеорифта изотермы снова приобретают субширотное простираение, и наблюдается довольно интенсивное снижение температур от 55 до 35 °С к югу, по направлению к Южно-Припятскому разлому.

Таким образом, тектоническим зонам Припятского палеорифта соответствуют термобарические зоны, т. е. по термобарическим условиям Припятский палеорифт также четко делится на две части, отвечающие Северной

зоне ступеней и Внутреннему грабену. Выявляется связь между пластовыми температурами, отмеченными на срезе —3000 м, и плотностью тепловых потоков. Максимальные значения их зарегистрированы в Первомайско-Оземлинской зоне, на севере Припятского прогиба (80—83 мВт/м²), а центральные и южные районы отличаются пониженной плотностью теплового потока (42—25 мВт/м²) [6].

Установленная геометрическая и гидродинамическая зональность совпадает с зонами различной современной тектонической активности Припятского палеорифта. Значения среднего градиента современных движений в Северной зоне достигают 3,6 мм/км, снижаясь в южной части Внутреннего грабена до 2,6 мм/км, а в северной — до 2 мм/км [4]. С целью выявления связи термобарических и геодинамических условий с особенностями глубинного строения сопоставлены результаты интерпретации ГСЗ — МОГТ [2] с данными по пластовым давлениям и геотермии (температуры по срезу —3000 м). Для Северной зоны ступеней характерно развитие серии литрических разломов мантийского заложения (рис. 2). Северо-Припятский разлом, ограничивающий Припятский палеорифт с севера, Речицко-Вишанский, ступенеобразующий, и Червонослабодско-Малодушинский, обособляющий Внутренний грабен с севера, проникают ниже поверхности Мохоровичича в коромантийную смесь и сопровождаются разломами-спутниками, сопряженными с основными вблизи этой поверхности. В описываемой зоне ступеней наблюдаются относительно повышенные температуры — до 60 °С и аномалия ΔP , достигающая 9 МПа.

Во Внутреннем грабене только Южно-Припятский литрический разлом, ограничивающий палеорифт с юга, достигает поверхности Мохоровичича, а остальные затухают в земной коре. В грабене зафиксировано обширное плато с температурой около 50 °С, снижающейся к югу до 35 °С. ΔP уменьшается более контрастно: от 9 МПа в Северной зоне до 2,5—3 МПа во Внутреннем грабене. На профиле III—III, расположенном западнее (см. рис. 1), основные литри-

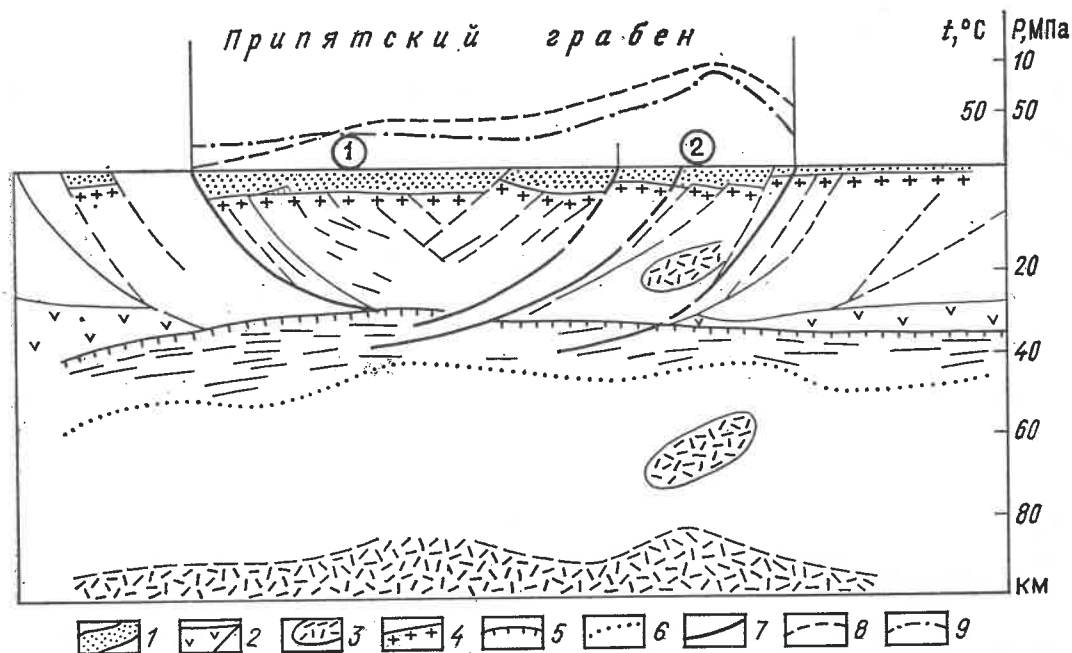


Рис. 2. Модель земной коры и верхней мантии Припятского палеорифта по линии VIII—VIII: 1 — платформенный чехол; 2 — клиноформа в низах земной коры; 3 — волноводы и их контуры; 4 — поверхность фундамента; 5 — по-

верхность Мохоровичича; 6 — нижняя граница коро-мантийной смеси; 7 — листрические разломы; кривые: 8 — температур на глубине 3 км; 9 — $\Delta P = P_{пл} - P_{гидр}$; цифры в кружках: 1 — Внутренний грабен, 2 — Северная зона ступеней

ческие разломы сохраняют положение в пространстве. Характер распределения температур практически не изменяется, хотя их абсолютные значения несколько снижены. В то же время кривая ΔP , оставаясь аналогичной ранее описанной для Внутреннего грабена, резко изменяется в Северной зоне ступеней, где аномальное значение снижается по сравнению с профилем VIII—VIII более чем на 3 МПа.

Изучение вертикальным сейсмическим профилированием псевдоакустических характеристик земной коры и верхней мантии в северной части профиля VIII—VIII позволило выявить ряд локальных аномалий с пониженными значениями интервальных скоростей, которые интерпретируются как волноводы, связанные с разуплотнением вещества. Один из таких волноводов на глубине порядка 60 км, видимо, обусловлен частичным плавлением вещества в области перехода к астеносфере и является изолированным магматическим очагом. Верхняя аномалия, вероятно, — часть неоднородного слоя очаговых трещинных раз-

уплотнений, расположенного на глубине порядка 20 км [2].

Как предполагалось ранее [3], именно на территории Северной зоны ступеней происходит активное вертикальное перемещение флюидов по разломам и, как следствие, — формирование зон аномально повышенных пластовых давлений и соответственно возрастание роли конвективной составляющей теплового потока и степени прогрева пород платформенного чехла. Термобарические условия здесь наряду с другими факторами (например, глубиной залегания поверхности Мохоровичича) в значительной мере, по-видимому, определяются развитием под земной корой локальных изолированных магматических очагов. В пользу этого свидетельствует то, что при общей тенденции погружения поверхности Мохоровичича от 34—36 км в центре палеорифта до 38—40 км в Северной зоне ступеней именно к ней приурочена высокотемпературная аномалия, развитая над предполагаемым магматическим очагом на глубине около 60 км.

Немаловажную роль играют здесь также дренажные зоны, сформировавшиеся в результате листрического раскалывания земной коры и обеспечивающие связь глубинных магматических очагов с чехлом. Сочетание всех перечисленных факторов, по-видимому, в основном и определило особенности термобарических условий чехла Северной зоны ступеней.

Поле температур Внутреннего грабена в отличие от такового Северной зоны характеризуется спокойным поведением и отсутствием контрастно выраженных локальных термобарических аномалий. Этот факт, а также общее снижение значений температур может свидетельствовать о том, что магматические очаги, типичные для Северной зоны ступеней (т. е. залегающие на относительно небольших глубинах), здесь отсутствуют. Следовательно, характер распределения термобарических условий в чехле Внутреннего грабена преимущественно определяется рельефом поверхностей более глубоких астеносферных образований. Об их геометрии можно качественно судить по поведению поверхности Мохоровичича, в рельефе которой отражаются в сглаженной форме особенности рельефа более глубоких границ раздела. Значит, можно ожидать, что структура тепловых полей во Внутреннем грабене будет в основном контролироваться структурными формами поверхности Мохоровичича.

Таким образом, характер тепловых полей в Припятском палеорифте преимущественно связан с положением неглубоко залегающих магматических очагов и с рельефом поверхности Мохоровичича, с одной стороны, и глубинными дренажными зонами, определяющими степень проявления конвективной составляющей теплового потока, с другой. Последнее весьма существенно для реализации термобарического потенциала источников глубинного тепла.

Представляется, что потенциал изолированного магматического очага в Северной зоне ступеней реализуется и в настоящее время (наличие здесь контрастных термобарических аномалий) именно через такие дренажные зоны, образуемые системой трех ос-

новных листрических разломов мантийского заложения и их спутников. Современная повышенная активность этой системы поддерживает ее относительно улучшенные дренирующие свойства.

Современная геотемпературная зональность Припятского палеорифта обусловлена особенностями его геодинамической истории: выявлены тесное взаимодействие и зависимость термальной и геодинамической эволюции [1]. Нарастание термальной жесткости началось здесь с воронежского времени (возможно, с начала франского века) и было обусловлено быстрым подъемом высокотемпературного астенолита. Максимально высокое его положение приходилось на заключительную часть главной фазы растяжения (время формирования соленых и межсолевого девонских комплексов). В результате остывания астенолита и его последующего «утяжеления» и погружения общая напряженность теплового поля рифта в каменноугольное время стала падать. Этот процесс изучен А. В. Кудельским и другими исследователями, которые выявили максимальную напряженность теплового поля и в позднефранско-раннетурнейское время, превышающую современную в 3—4 раза.

Формирование очагов вулканизма в восточной и северо-восточной частях палеорифта наложилось дополнительной компонентой на тепловое поле, обусловленное центрально-высокотемпературным астенолитом, повысив общую жесткость его только в пределах указанного района. В поздней перми — среднем триасе произошла термальная «релаксация» литосферы, вызванная «отмиранием» Припятского палеорифта. Процесс термальной деградации литосферы палеорифта существенно увеличился в мезозое вследствие завершения непосредственного теплового воздействия астенолита. Аномалии теплового поля с этого времени были обусловлены локальными неоднородностями земной коры и гидротермальными процессами в зонах разломов. Однако повышенная плотность современного теплового поля в северо-восточной части палеорифта связана, как отмечено ранее, скорее всего, с изолированным магма-

тическим телом. Несомненно, что термальная ослабленность литосферы в этом районе была подновлена в позднем мезозое или кайнозое тектономагматической активизацией, так как более ранний рифтовый термальный режим сохраняется, согласно расчетам И. Рамберга и П. Моргана, примерно 100 млн лет и менее.

Таким образом, локальные и региональные термобарические особенности платформенного чехла отражают глубинное строение и геодинамическую эволюцию Припятского палеорифта. Следовательно, появляется возможность прогнозировать особенности глубинного строения по имеющимся фактическим данным о распределении температур и давлений в чехле. Так, восточнее профиля VIII—VIII, где в Северной зоне ступеней отмечены рельефные термобарические положительные аномалии (см. рис. 1), ожидается более интенсивная миграция флюидов в породы фундамента и платформенного чехла.

Распространенные во Внутреннем грабене низкие давления и температуры могут быть обусловлены менее активным тепломассопереносом в осадочную толщу и соответственно более простым строением корового и подкорового вещества. Изменение температур по площади грабена контролируется положением поверхности Мохоровичича. Наблюдается общее сходство между конфигурациями температурной кривой и границы Мохоровичича (см. рис. 2). Соответственно характерное для Внутреннего грабена снижение температур к западу и югу, по-видимому, обусловлено погружением поверхности М в этих направлениях. Поведение изотерм (см. рис. 1) позволяет предположить, что сводовая часть глубинного астеносферного диатрипа (астенолита) тяготеет к северо-восточному углу грабена.

Наибольшие высокие значения пластических давлений и температуры фиксируются к востоку от профиля VIII—VIII. Западные, в районе профиля III—III, давление и температура снижаются. В соответствии с этим можно предположить, что выявленное в Северной зоне ступеней по данным ГСЗ—МОГТ гомогенное образование, контролируемое аномалиями повышен-

ных значений теплового потока и пластических давлений, имеет линейно вытянутую в субширотном направлении форму. Размеры его в поперечном сечении, судя по площади зоны аномально высокой температуры, в несколько раз меньше длины. К западу от профиля III—III оно постепенно выклинивается или погружается на большие глубины, а в восточном направлении либо увеличиваются его поперечные размеры, либо оно приближается к поверхности Мохоровичича.

Закономерное возрастание регионального фона теплового потока в северном направлении и приуроченность описанных термобарических аномалий к северной периферийной части палеорифта, более высокая современная тектоническая активность данной зоны с учетом обусловивших перечисленные явления глубинных факторов позволяют предположить, что в пределах северного плеча прогиба возможно также развитие локальных магматических очагов. Западные, восточнее VIII—VIII это плечо представлено Городокско-Хатецкой ступенью, мощность чехла в пределах которой превышает 2 км. Ступень почти не изучена бурением и сейсморазведкой. В то же время по данным ГСЗ—МОГТ по профилям VIII—VIII и III—III в пределах северного плеча Припятского палеорифта уверенно локализируются листрические разломы, достигающие мантии или проникающие в нее и сходные с такими же разломами Северной зоны ступеней.

Учитывая перечисленные обстоятельства, а также то, что в Северной зоне ступеней открыты наиболее крупные месторождения нефти Припятского прогиба, представляется целесообразным провести на Городокско-Хатецкой ступени сейсмические исследования в комплексе с параметрическим бурением. Прослеженная корреляция термобарических условий с особенностями глубинного строения требует дальнейшего изучения ее генетической природы с применением глубокого бурения фундамента в пределах выявленных аномалий, в первую очередь в связи с совершенствованием методологических основ прогноза нефтегазоносности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айзберг Р. Е. Геодинамическая эволюция Припятского палеорифта//Докл. АН БССР. 1986. № 5. С. 460—463.
2. Гарецкий Р. Г., Клушин С. В. Глубинное строение Припятского палеорифта//Докл. АН СССР. 1987. Т. 267. № 6. С. 1438—1442.
3. Печерников В. В., Шахновский И. М. Причины неравномерного размещения нефтяных месторождений на территории Припятской впадины//Геология нефти и газа. 1983. № 9. С. 31—35.
4. Современные вертикальные движения земной поверхности в нефтегазоносных областях/А. Т. Донабедов, В. А. Сидоров,

- В. А. Филькин и др.//Современные движения земной коры. Новосибирск, 1978. С. 162—176.
5. Тектоническое районирование поверхности фундамента Припятского палеорифта/Р. Е. Айзберг, Р. Г. Гарецкий, С. В. Клушин и др.//Докл. АН БССР. 1988. № 2. С. 152—156.
6. Цыбуля Л. А., Люсова Л. Н., Смирнова Е. В. Тепловой поток в Припятском прогибе и Балтийской синеклизе (Калининградская область)//Методика и результаты геолого-геофизических нефтепоисковых исследований в Припятском прогибе. Минск, 1984. С. 102—111.

Принята редколлегией 15 августа 1988 г.

УДК 551.24(479.224)

© Коллектив авторов, 1990

Структура поверхности фундамента северо-западной части Колхидской впадины

И. С. ВОЛЬВОВСКИЙ (ИФЗ АН СССР),
Н. И. АРЕШИДЗЕ (Грузгеология),
Т. Г. ОНОПРИШВИЛИ (Институт геофизики АН СССР),
И. Б. ТАЛЬ-ВИРСКАЯ (Ташкентский гос. университет)

В 1986—1987 гг. северо-западная часть Колхидской впадины была исследована сейсмическим методом градиентов времени (МГВ) с целью изучения структуры и глубины залегания поверхности фундамента [9]. Специфическая орографическая обстановка и сложные поверхностные сейсмогеологические условия прибрежной зоны исключают возможность проведения в ее пределах сейсмических работ традиционными методами. Так, исследование МОВ, в особенности в модификациях ОГТ, затруднены сложностью организации бурения взрывных скважин вдоль непрерывных профилей. Кроме того, одномерные линейные системы расположения пунктов взрыва и приема в МОГТ недостаточны для построения пространственной модели среды в районах со сложными сейсмогеологическими условиями. Отсутствие возможности учета поперечного сноса отражений, а также наложение на сейсмическую запись разнообразных волновых помех, распространяющихся от элементов среды, расположенных вне плоскости наблюдения, не позволяют воссоздать по линейным профилям МОГТ действительную картину геологического строения района.

Получение корреляционных систем КМПВ ограничено малыми поперечными размерами изучаемой территории (не более 20 км при необходимой глубинности исследований 7—9 км), в то время как все известные способы решения обратной задачи на головных волнах предполагают получение полных систем линейных продольных (и непродольных) годографов или закономерно ориентированных крестовых профилей [4].

Таким образом, перед нами стояла задача выбора оптимальной методики сейсморазведки для условий значительного ограничения возможностей изучения волнового поля равномерно по поверхности наблюдений (из-за неблагоприятных геоморфологических и экологических условий), т. е. методики пространственных зондирований с произвольным расположением регистрирующих станций и источников сейсмических колебаний, позволяющей определить глубину залегания и пространственную (трехмерную) ориентацию элементов геологического разреза.

В СССР и за рубежом разработано достаточно много различных модификаций пространственных систем наб-

амплитуды. Связано это в основном с тем, что регистрируются они в последующей части записи на фоне интенсивных колебаний разной природы. Точность отсчета времени вступления S -волн значительно ниже — в среднем 0,1 с. Нужно иметь также в виду, что даже при совершенно отчетливом характере вступления S -волны снятые с сейсмограмм времена ее пробега могут несколько отличаться от истинных вследствие особенностей поляризации S -волн, вступающих на фоне предшествующих колебаний.

Для оценки интервалов регистрации волн, их кажущихся скоростей, значений t_0 и ориентировочных глубин залегания опорных сейсмических границ под пунктами взрыва по материалам площадной расстановки были составлены встреченные продольные годографы P -волн Приморское — Гали (рис. 2). Годографы построены в эпицентральных расстояниях. В качестве нагоняемого использован годограф из пункта Река.

На годографе Приморское первыми в интервале наблюдений от 14—16 до 24—26 км выделяются волны P_1 с $v^* 4,4$ км/с, условно связываемые со среднеюрскими отложениями. Их сменяют на удалениях больших 30 км волны P_2 ($v^* 6—6,2$ км/с), преломленные на поверхности фундамента. Из юго-восточных пунктов взрыва Река и Гали в интервале наблюдений 17—32 км регистрируются волны с $v^* 4,6$ км/с, отождествляемые с кровлей верхнеюрских отложений, далее волны от поверхности фундамента с $v^* 6,2—6,4$ км/с. «Стратификация» последних сделана по сопоставлению с годографами КМПВ, полученными в районе Гали.

Максимальные удаления, на которых при нашем эксперименте зарегистрированы волны P_2 , 62 км из ПВ Приморское и 57 км из ПВ Гали.

На рис. 1 приведена карта рельефа поверхности фундамента ($v^* 6,2—6,5$ км/с). Оцифровка изолиний на ней сделана достаточно условно путем экстраполяции данных КМПВ из района Гали, а также путем наращивания разреза скважин Москва-9, Киндги-1, не вышедших на глубинах соответственно 3816 и 3645 из нижнемеловых

отложений; Очамчире-4, Моквисскали-17 и Верхняя Эшера-9, не вышедших из верхнеюрских отложений на глубинах соответственно 4501, 3705 и 3700 м.

Глубины до сейсмической границы с $v^* 6,2$ км/с на профилях КМПВ в районе Гали 7,5 км. При среднестатистической глубине до кровли юрских отложений в скважинах Очамчире-4 и 8 и Гали-1 3300 м и оценочной мощности юрских пород ~ 5000 м [3] можно считать, что глубина до фундамента здесь ~ 8300 м. С учетом подъема, по данным МГВ, поверхности фундамента в сторону Лабры нулевой изогипсе МГВ в этой точке условно приписана глубина 6,5 км. При такой оцифровке изолиний МГВ в районе Сухуми проходит изогипса 9 км, что согласуется с данными морской сейсморазведки (ГСЗ, МОГТ) [6, 8].

В рельефе поверхности фундамента выделяют крупные высокоамплитудные поднятия и глубокие впадины. К первым относят овальные структуры в районе Келасури (6×12 км) по замкнутой изогипсе 9,5 км (глубина в своде несколько меньше 8 км) и в районе Киндги — Тумуши соответственно 8×14 (по изогипсе 7 км) и 6 км. Огромный прогиб поверхности фундамента (до 10—11 км) выделяется вдоль оси Лекухона — Алексеевка. Впадина, вытянутая в северо-западном направлении, имеет размеры 10×16 км по изогипсе 10 км. Центральная часть впадины нарушена субширотным разломом, амплитуда которого около 1000 м. Примечательно, что к северу от этого разлома граничные скорости распространения сейсмических волн по поверхности фундамента не превышают 6,2 км/с (отдельные значения равны 5,7 км/с), а к югу от него, как правило, составляют 6,3—6,5 км/с.

Относительное поднятие поверхности фундамента выделяется в районе поселения Варча с минимальными отметками в пределах карты 8,5 км. Поднятие раскрывается в сторону моря. Ось погружения в северном направлении проходит по линии Варча — Пшани. Вместе с глубокой депрессией в районе Алексеевки это погружение образует огромную седловину между

Келасурским и Тумушским поднятиями поверхности фундамента.

Сформируем основные выводы.

Впервые в условиях прибрежной зоны северо-западного Закавказья для изучения структуры фундамента (и опорных горизонтов осадочного чехла) применена методика пространственной сейсморазведки МГВ. Метод реализован путем размещения источников колебаний (взрывов) и регистрирующих станций по произвольным ломаным линиям естественных маршрутов. Также впервые для района столь сложным глубинным строением и резко изменчивыми наземными условиями на реальном материале опробована технология трехмерной обработки пространственного массива сейсмических данных.

По результатам исследований составлена карта рельефа поверхности фундамента масштаба 1 : 200 000 на площади ~ 1000 км² междуречья Гумисты и Гализги. Выделены крупные поднятия фундамента в районе поселков Келасури и Тумуши — Киндги. Экономический эффект от применения МГВ составил более 200 тыс. р. (в расчете на 1000 км²).

УДК 550.834.53(571.53)

Использование сейсморазведки при изучении трещиноватых коллекторов

Г. Д. КВАРТАЛЬНАЯ (ПГО «Иркутскгеофизика»)

В пределах Иркутского амфитеатра отмечены находки жидкой нефти, а также жидких, вязких и твердых битумов гидротермального типа. Так, на Тубинской площади при разведке Мало-Желдонского месторождения (Е. А. Семнусов, И. А. Незабытовская, 1952) в керне колонковых скважин и образцах из канав были обнаружены твердые, вязкие и жидкие битумы, приуроченные к железорудным трубкам взрыва и зоне дробления в пределах надвига, осложняющего свод Тубинского вала (А. И. Скрипин, К. Г. Гинзбург, 1954). В образцах пород наблюдались небольшие изолированные друг от друга скопления битумов в виде гнезд. Скопления занимают пустоты и каверны кальцитовых прожилков в траппах и брекчированных рудах. Битумы имеют смолисто-черный цвет и легко воспламеняются. В поверхностных условиях жидкий битум быстро густеет, превращаясь в вязкий, затем постепенно затвердевает и становится хрупким. По данным анализов битумы относят к образованиям типа асфальтенов и тяжелых

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беспятов И. Б., Юрченко В. Г., Михайлов В. А. Площадные системы сейсмических наблюдений. — М.: ВИЭМС, 1980.
2. Богданов А. И. Основы пространственной сейсморазведки отраженными волнами // Нефтегаз, геология и геофизика. 1983. № 43. С. 19—24.
3. Вахания Е. К. Геологическое строение Колхидской низменности (в связи с нефтегазоносностью). — Тбилиси: Груз. отд. ВНИГНИ. 1973. Вып. 151.
4. Гурвич И. И. Сейсмическая разведка. — М.: Недра, 1980.
5. Елисеев Б. А. Технические средства объемной сейсморазведки. — Новосибирск: Наука, 1984.
6. Земная кора и история развития Черноморской впадины. — М.: Наука, 1975.
7. Пузырев Н. Н. Временные поля отраженных волн и метод эффективных параметров. — Новосибирск: Наука, 1979.
8. Строение и эволюция земной коры и верхней мантии Черного моря. — М.: Наука, 1988.
9. Таль-Вирская И. Б. Решение трехмерной обратной задачи сейсмологии на головных волнах // Строение и геофизические характеристики земной коры и верхней мантии центральной части Средней Азии. Ташкент, 1983. С. 79—85.
10. Тимошин Ю. В. Методика, техника и опыт применения площадной регистрации сейсмических колебаний. — Киев: Знание, 1984.

Принята редколлегией 27 февраля 1989 г.

© Г. Д. Квартальная, 1990

нефтей (И. И. Миронов, В. В. Болотов, 1954).

Все исследователи сходятся в мнении о том, что отмеченные скопления битумов явились результатом миграции углеводородов из гидротермальных растворов. Материалы сейсморазведочных исследований МОГТ, проведенных на Тубинской площади, дают возможность высказать некоторые дополнительные предположения о геодинамических условиях формирования скоплений битумов.

Участки находок битумов приурочены к своеобразным зонам интерференционной записи сейсмических волн, наблюдаемых на временных разрезах. Зоны пронизывают всю осадочную толщу и проникают в фундамент, не затухая на всю изученную глубину разреза (примерно до 3,5 км). Впервые зоны интерференционной записи были выделены в Верхнекатангском районе (Г. Д. Квартальная, А. Х. Сухенко, 1986). На основании анализа комплекса геолого-геофизических материалов они интерпретируются как оригинальные зоны вещественно-структурных неоднородностей, в

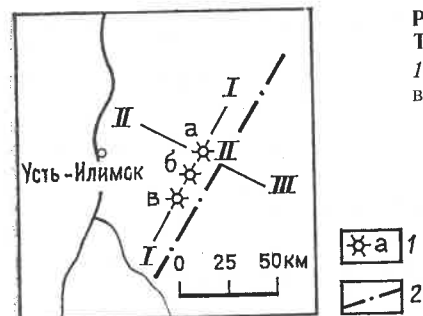


Рис. 1. Схема расположения сейсмических профилей на Тубинской площади:
1 — железорудные трубки взрыва; 2 — ось Тубинского вала

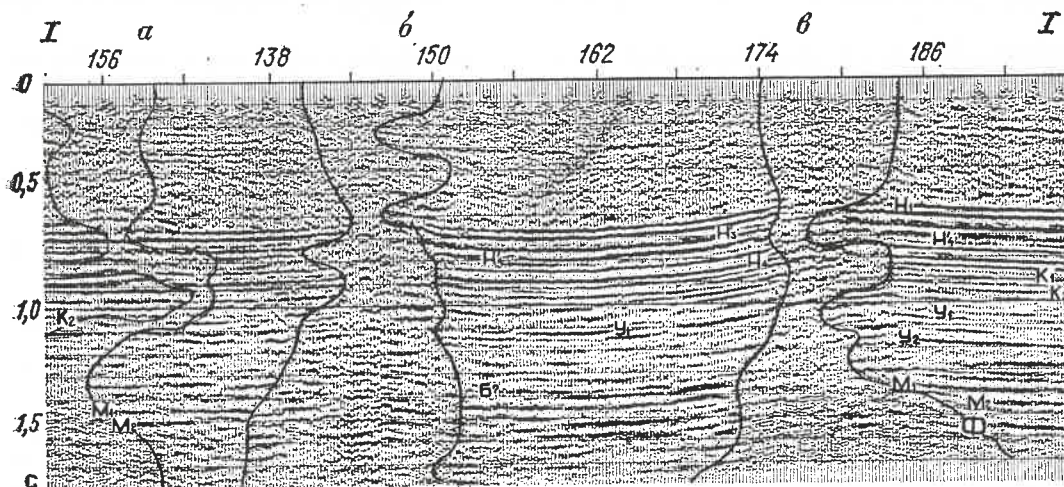


Рис. 2. Временной разрез через Мало-Желдонское месторождение по линии I—I':

основные отражающие горизонты: O — в над-солевых отложениях (ордовик), H₁, H₂, H₄, K₁, K₂, U₁, U₂ — в солевых отложениях кембрия, B (?), M₁, M₂ — в подсолевых отложениях

формировании которых существенная роль принадлежит процессам метасоматоза. В целом же эти зоны обусловлены, по-видимому, сочетанием ряда пока еще мало изученных природных явлений.

Особого внимания заслуживает связь зон интерференционной записи с проявлениями и месторождениями различных полезных ископаемых. В пределах Верхнекатангской площади отмечается четкая взаимосвязь региональных зон метасоматоза с трубками взрыва, которые являются единичными, стержневыми элементами общих зон. Они определяют перспективы района на такие полезные ископаемые, как железо, цветные металлы, алмазы и т. д. Предполагалась возможность приуроченности к этим зонам и нефтегазопроявлений. Однако в настоящее время на участках известных проявлений и месторождений нефти и газа зоны интерференционной записи с таких позиций не выделялись (если и отмечались, но не анализировались).

Впервые взаимосвязь прямых признаков нефтегазоносности (в виде находок битумов) и своеобразных зон интерференционной записи отраженных волн удалось установить в районе Тубинского вала. Здесь зоны интерфе-

ремента — венда, Ф — поверхность кристаллического фундамента (поведение отражающих горизонтов — по Б. В. Квашенкину); оконтурены зоны интерференционной записи сейсмических волн, к которым приурочены железорудные трубки взрыва а, б, в

ренции наблюдаются на участках трубок взрыва, а также трассируются в виде полосы вдоль свода вала, и к ним приурочены все находки битумов. Поэтому закономерно предположение о том, что в этом районе имели место благоприятные геодинамические условия для формирования коллекторов и скопления в них углеводородов.

В процессе развития и формирования участков вещественно-структурных неоднородностей (зон интерференционной записи), по-видимому, происходили изменения пород не только чисто химические как следствие явлений гидратации, дегазации, замещения, выпадения в осадок и т. д., но и физических параметров их структуры за счет выщелачивания, растрескивания, трещиноватости и т. д. Все они совершались под воздействием тектонических напряжений и интенсивных процессов метасоматоза гидротермального и пневматолитического типа. Вторичные явления эпигенеза, метасоматоза происходили при наличии ослабленных участков земной коры. Такими участками могли быть зоны глубинных разломов, деятельность и активность которых провоцировала начало процесса подтока гидротермальных растворов через зоны разуплотне-

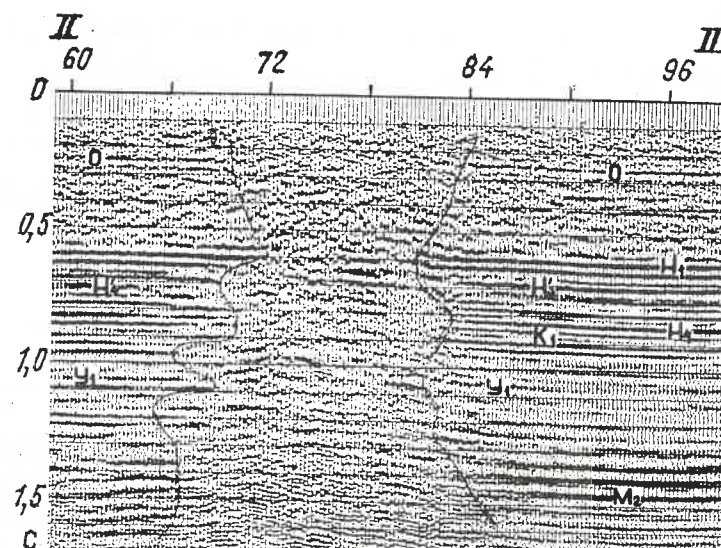


Рис. 3. Фрагмент временного разреза на участке трубки взрыва в по линии II—II':
усл. обозн. см. рис. 1 и 2

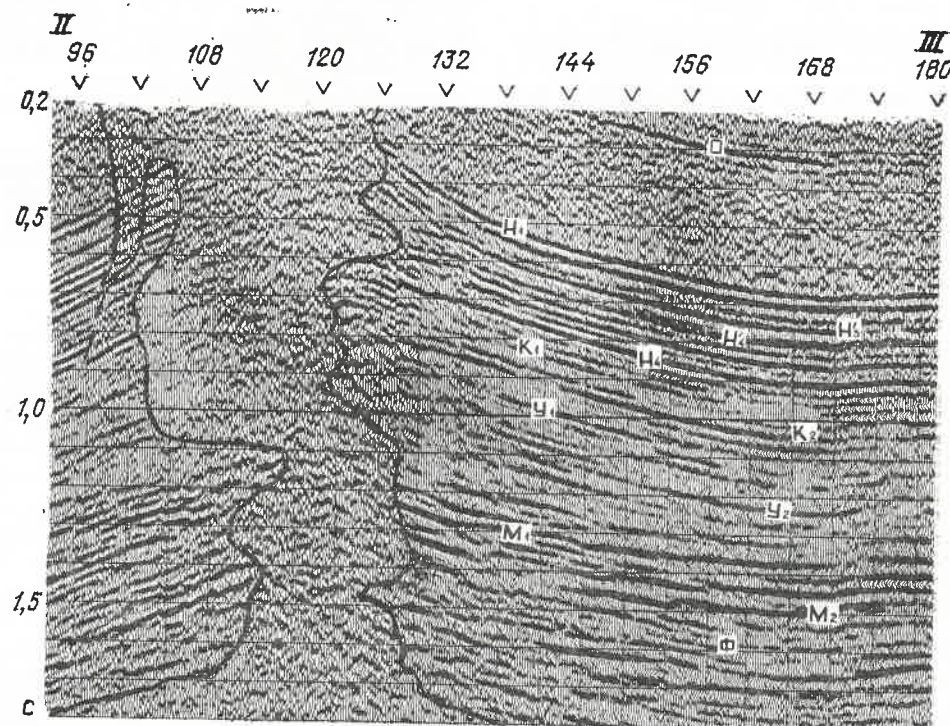


Рис. 4. Фрагмент временного разреза через сводовую часть Тубинского вала по линии II—III

усл. обозн. см. рис. 1 и 2

ния. В осадочной толще гидротермы перемещались снизу вверх либо по зоне уже имевшегося тектонического нарушения, либо проникая во вмещающие породы, частично ассимилировали их, выщелачивали, создавали условия для формирования проницаемых зон.

Те же самые ослабленные, проницаемые зоны, по-видимому, являлись путями проникновения и разгрузки трапповой магмы, рудоносных и углеводородных флюидов. В зависимости от состава гидротерм образовывались скопления различных полезных ископаемых.

Особенности зон проницаемости определяются их генетическими признаками. Так, на примере Тубинского района можно выделить две разновидности зон проницаемости, в пределах которых обнаружены находки битумов. Одна разновидность проявляется на временных разрезах субвертикальными, изометричными в плане зонами интерференционной записи сейсмических волн (рис. 1 и 2). К ней относятся железорудные трубки взрыва Мало-Желдонского месторождения, в трещиноватых брекчированных траппах и рудах которых отмечались находки битумов. Другая разновидность зоны проницаемости представлена трассирующей через весь район полосой зоны интерференции, связываемой с тектоническим нарушением, проходящим вдоль свода Тубинского вала (рис. 3 и 4).

По динамике формирования указанные типы зон трещиноватости и проницаемости существенно различаются. В первом случае превалирующим тектоническим процессом было формирование вулкано-тектонической структуры типа трубки взрыва. Соответственно и зоны интерференционной записи здесь характеризуются специфическими морфо-генетическими особенностями, которые подробно рассмотрены на геолого-геофизических материалах по Верхнекатангской площади [1]. Во втором случае основная роль принадлежит процессу развития взбросо-надвига. Однако наблюдается и сходство указанных типов зон: в пределах района отмечаются явления переобработки разреза процессами метасоматоза, вследствие чего здесь широко распространены кальцитизация, цеолитизация, скарнирование, образование железных руд и т. д. Кроме того, и в той, и в другой зонах, по-видимому, были созданы благоприятные геодинамические условия для формирования трещинных и трещинно-поровых коллекторов, что подтверждается находками битумов.

Коллекторами на данной площади являются не традиционные осадочные породы, а трещиноватые, брекчированные траппы и руды. Не исключено, конечно, что при бурении здесь будут встречены трещиноватые коллекторы и в осадочных породах.

В мире известно более 300 месторождений нефти и газа, которые частично или полностью связаны с трещиноватыми коллекторами кристаллического фундамента [2]. Такую возможность можно предположить и на рассматриваемой территории на том основании, что зоны интерференционной записи, к которым приурочены участки улучшенной проницаемости, захватывают не только осадочную толщу, но и разрез от поверхности фундамента и глубже.

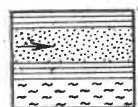
При формировании проницаемых зон в исследуемом районе, вероятно, немаловажную роль играло его местоположение на стыке двух надпорядковых структур — Непско-Ботубинской антеклизы и Присаяно-Енисейской синеклизы — на участке резкого погружения кристаллического фундамента. Тубинский вал, развиваясь как надразломная структура, испытывал напряжения как вертикальной, так и горизонтальной направленности, что способствовало созданию зон повышенной проницаемости.

Таким образом, на основании анализа комплекса геолого-геофизических материалов на территории Тубинского вала можно предполагать наличие благоприятных геодинамических условий для формирования трещинных коллекторов и скопления в них углеводородов как в осадочной толще, так и в породах кристаллического фундамента.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Квартальная Г. Д., Сухенко А. Х. Возможности сейсморазведки МОГТ при изучении трубок взрыва // Сов. геология. 1988. № 3. С. 88—94.
2. Павлов Н. Д. Прогнозирование коллекторов нефти и газа Прикаспийской впадины по геолого-геофизическим данным: Обзор. Экономика минерального сырья и геологоразведочных работ. — М.: ВИЭМС, 1987.
3. Терещенко А. Н. К тектонике Тубинского вала // Тектоника Сибирской платформы и смежных областей. — Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1971.

Принята редколлегией 26 июля 1988 г.



ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

УДК 556.5.01

© Л. А. Анисимов, Г. А. Московский, 1990

Интерпретация гидрогеологических данных по Прикаспийской впадине

Л. А. АНИСИМОВ,
Г. А. МОСКОВСКИЙ (Саратовский гос. университет)

Основные гидрогеологические параметры осадочной толщи, определяемые при проведении поисково-разведочных работ, — пластовые температу-

ра и давление, химический состав пластовых вод. До середины 70-х годов они, как правило, находились при испытании скважин после спуска

эксплуатационных колонн. Были разработаны методики и инструкции по испытанию скважин, аппаратура для отбора проб воды и определения растворенного газа, а также для замера пластовой температуры. Возможность значительного отбора жидкости из призабойной зоны (десятки и сотни кубических метров) и длительного процесса притока позволила получать достоверные пробы воды, определять газовый фактор и пластовые температуры.

В связи с увеличением количества объектов с плохой проницаемостью на площадях Нижнего Поволжья время на испытание глубоководящих отложений неоправданно затягивалось. Для повышения экономической эффективности были внедрены испытатели пластов в необсаженных скважинах. Изменение технологических приемов испытания скважин существенно повлияло на характер и объем гидрогеологической информации. С одной стороны, резко возросло количество испытанных объектов, с другой, изменилось качество гидрогеологической информации. При качественном испытании объектов, хороших коллекторских свойствах пласта и его значительном объеме определения пластовых давлений в основном получают достоверные. Эти данные с учетом значительного объема информации по гидропроводимости пластов позволяют устанавливать распространение резервуаров, их неоднородность и степень изоляции.

Значительно ухудшилось качество гидрохимической информации вследствие резкого снижения достоверности проб воды, что, в свою очередь, связано с весьма коротким периодом воздействия на пласт при испытании необсаженных скважин. По этой же причине невозможно получение массовой информации о температуре пластов. Химический состав вод глубоких горизонтов Прикаспийской впадины анализировался или при активных водопроизведениях в процессе бурения скважин, или при испытании водонасыщенных зон на Астраханском, Карачаганакском и других месторождениях. Отбор достоверных проб пластовых вод при испытании необсаженных скважин в большинстве случаев не-

возможен, так как нет гарантии, что пластовая вода в течение времени притока (несколько часов) может полностью вытеснить промывочную жидкость из призабойной и призабойной зон. Если же увеличить число проб, взятых с забоя, и число определенных ингредиентов подземных вод, то можно извлечь больше информации о характере подземных вод и степени их разбавления промывочной жидкостью.

В то же время получаемая геологическая информация пока недостаточно анализируется на основе комплексной интерпретации геофизических, гидродинамических и геохимических параметров. Например, данные испытания необсаженных скважин (а в Нижнем Поволжье проведено уже более 10 тыс. испытаний) используются лишь для исследования характера притока. Однако, как показывает опыт проведения поисково-разведочных работ в бортовой зоне Прикаспийской впадины, получение положительных гидрогеологических показателей нефтегазоносности и даже прямые их проявления в скважинах в большинстве случаев не свидетельствуют о наличии промышленной залежи. В условиях высокой степени неоднородности коллекторских свойств пластов именно объем резервуара и его гидродинамическая характеристика важны при их оценке как объектов разведки.

В настоящее время поиски крупных залежей углеводородов в подсолевых отложениях Прикаспийской впадины сводятся к открытию крупных карбонатных массивов, ограниченных непроницаемыми преимущественно терригенными толщами. Следовательно, необходимо выделить те признаки, которые отличали бы эти массивы от резервуаров ограниченного объема. Рассмотрим возможности такого подхода на основе анализа гидрогеологических данных, полученных в последние годы.

Гидродинамические особенности. Для подсолевого разреза Прикаспийской впадины характерно широкое распространение зон аномально-высоких пластовых давлений, что, прежде всего, свидетельствует о хорошей изоляции резервуаров от

протяженных водонапорных систем внешних зон впадины и от надсолевых отложений, где давления близки к нормальным гидростатическим. Если в надсолевых отложениях на одной и той же глубине диапазон колебаний приведенных давлений не превышает 4–5 МПа, то в подсолевых отложениях он достигает 40 МПа.

Другая особенность подсолевой толщи — существование довольно четких гидравлических границ между резервуарами. Характерна в этом отношении каменноугольная карбонатная толща, прослеженная по профилю Южная — Тенгиз — Каратон. Так, в скв. 1 Южной на глубине 5053 м давление равно 56,7 МПа. На Тенгизском месторождении, в 40 км северо-восточнее, давление на этой глубине уже составляет 87 МПа. Различаются гидродинамические параметры и между Тенгизской и Каратонской структурами. Существенного изменения разреза в пределах этих структур не наблюдается и различие давлений обусловлено, скорее всего, промежуточным литологическим экраном.

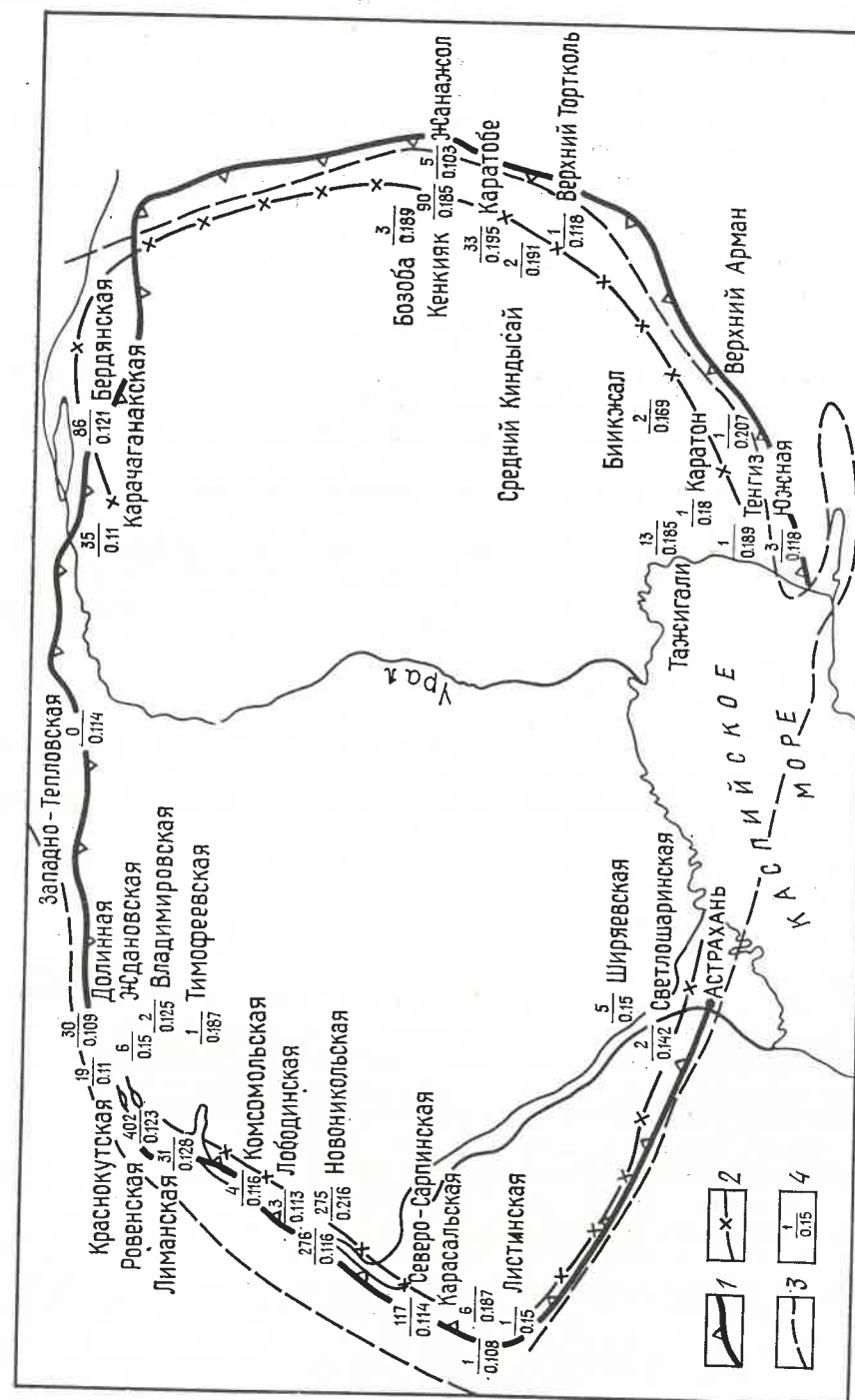
Аналогичные проявления гидродинамического барьера в нижнепермских и каменноугольных отложениях зафиксированы на ряде пересечений бортовой зоны Прикаспийской впадины: Астраханском, Новоникольском, Краснокутском, Кенкиякском. Как правило, граница между нормальными и аномальными давлениями по каменноугольным отложениям смещена во внутреннюю зону и находится в 10–15 км от бортового уступа (рисунок). На севере региона положение гидродинамической границы пока не установлено. На Карачаганакской площади водонапорная система находится в зоне нормальных давлений и, видимо, гидравлически связана с водонапорной системой, к которой принадлежит Оренбургская газоконденсатная залежь.

Таким образом, можно говорить о существовании гидравлического барьера, разделяющего водонапорные системы перми и карбона почти по всему периметру Прикаспийской впадины. Его природа не совсем ясна. Помимо соли, которая перекрывает палеозойские отложения, боковую изоляцию могут обеспечить мощные терри-

генные толщи, прослеженные в южной и восточной частях впадины, где она сочленяется с герцинскими складчатыми сооружениями. В западной бортовой зоне роль литологического экрана также могут выполнять мощные терригенные толщи, примером которых служат породы, вскрытые скв. 263 Лободинской и 25 Краснокутской. Мы предполагаем существование универсального механизма, сформировавшего вдоль всей прибортовой зоны геосинклинальные и грабенообразные прогибы, заполненные преимущественно глинистыми отложениями, которые определили гидродинамические особенности и могли служить основной преградой для латеральной миграции углеводородов из внутренних частей Прикаспийской впадины.

Гидрогеохимические особенности. Признание вертикальной миграции углеводородов лежит в основе использования различных геохимических методов поисков месторождений нефти и газа. В условиях Прикаспийской впадины прогноз характера резервуаров, их гидрогеологических параметров и характера их насыщения приобретает особое значение с точки зрения безопасности бурения. Геохимический контроль при бурении глубоких скважин обычно дает предупреждение о подходе к продуктивной зоне по показаниям газового каротажа. Спектр прогнозных показателей миграции может быть расширен с использованием особенностей состава подземных вод соленосных отложений и наличия сероводорода в составе нефтей, газов и подземных вод подсолевых отложений региона.

Характер миграционных процессов в пределах Прикаспийской впадины во многом определяется свойствами соленосной толщи. С одной стороны, являясь совершенной крышкой при пластовом залегании, эти свойства могут ухудшаться при образовании соляных куполов. С другой стороны, подземные воды, генетически связанные с соленосными породами или прорывающиеся через них в процессе миграции, существенно меняют облик вод надсолевых отложений. Последнее обстоятельство создает уникальные возможности для изучения миграционных процессов в



Положение гидравлического барьера в подсолевых отложениях Прикаспийской впадины (нижняя пермь — карбон): 1 — бортовой уступ; 2 — гидравлический барьер; 3 — граница распространения соли; 4 — скважина (числитель — ее номер, знаменатель — градиент пластового давления)

разрезе осадочной толщи Прикаспийской впадины при наличии соответствующей информации о составе рассолов соленосной толщи (или о фациях соленосных отложений).

Для Прикаспийской впадины наиболее характерны процессы разгрузки подземных вод. Нисходящее движение фиксируется редко. А. Н. Поливановой и М. Г. Валяшко делается вывод о возможности опускания тяжелых рассолов в подсолевые горизонты [6]. Анализ геохимических и гидрохимических данных показывает, что в условиях Прикаспийской впадины этот процесс недостаточно развит. По данным Г. А. Московского [3], полученным при изучении Сафроновского и Краснокутского разрезов бортовой зоны, каменная соль, а также сульфатно-карбонатные породы базальных пластов некоторых ритмопачек содержат заметные количества вторичного карналлита, однако мощность этих зон не превышает 2—5 м.

Химический состав вод подсолевых отложений обычно не отражает влияния соленосных пород: они, наоборот, имеют пониженную минерализацию. Исключением являются воды нижнепермских отложений Карасальской площади и каменноугольных площади Каратон, минерализация которых порядка 300 г/л. Это вызвано отсутствием на данных площадях глинистых водоупоров нижней перми между солью и карбонатными резервуарами. Широко распространенная вертикальная разгрузка вод в надсолевой комплекс подтверждается высокой минерализацией вод триасовых отложений почти на всей территории впадины, а также проявлением других следов миграции флюидов. Например, наличие в терригенных отложениях триаса регенерированного калиевого полевого шпата связывается с воздействием на полевой шпат вод, обогащенных калием [10]. Естественно, что более четко процессы вертикальной миграции вод можно изучать на основе анализа химического состава подземных вод надсолевых отложений. Зоны разгрузки должны фиксироваться гидрохимическими аномалиями, отражающими состав вод выщелачивания соленосных отложений.

Как правило, испытания объектов

в соляных отложениях характеризовались отсутствием притока, однако имеются многочисленные свидетельства о существовании в соленосных толщах линз, трещин и пор, заполненных рассолом. Хлормagneвые рассолы встречены при бурении по всему западному и северному борту Прикаспийской впадины [1, 7]. Продолжительность их проявлений исчислялась месяцами. Кратковременные проявления характерны для соляных куполов.

В скважинах, пробуренных в своде Индерского купола, отмечались примазки нефти, включения битума и кратковременные выбросы горючего газа. Избыточное давление на устье достигало 0,2—0,5 МПа. В пределах Челкарского соляного купола также неоднократно фиксировались капельно-жидкая нефть и примазки густой нефти в кавернозных ангидритах, в соли и терригенных прослойках внутри соленосной толщи [8]. Встречены также крупные полости, заполненные хлормagneвым рассолом. Многочисленные нефтегазопоявления в соляных породах, а также наличие пустот и протяженных полостей указывают на возможность миграции углеводородов через соль в пределах соляных куполов. Большое значение при этом приобретают сведения о химическом составе легкорастворимых соленосных пород и рассолов.

Еще в 1957 г. С. М. Корневский указал на дифференциацию солей в кунгурском солеродном бассейне и выделил фации галогенного кунгура. В дальнейшем была проведена детализация фациальных условий соленосного бассейна и открыты мощные залежи калийных и магниевых солей хлоридного и сульфатного составов [7]. Эти хорошо растворимые соли могут влиять на состав вод надсолевого комплекса при их прорывах из подсолевых отложений при активизации тектонических процессов. Не меньшее значение может иметь мобилизация седиментационных вод, заполняющих линзы и поры самих соленосных пород.

Для линз седиментационных рассолов кунгурских отложений Прикаспийской впадины устанавливается преимущественно хлормagneвый состав рапы. Отличие состава рассолов

кунгурских отложений Прикаспийской впадины от рассолов Днепровско-Донецкой впадины и Припятского прогиба, Ангара-Ленского бассейна, Предкавказского прогиба, по-видимому, связаны с выносом из вод седиментационного бассейна огромного количества кальция в девонское и каменноугольное время. Объем карбонатных пород, накопившихся на юго-востоке Восточно-Европейской платформы в период, предшествующий галогенезу, свидетельствует об активных процессах вывода ионов кальция в течение длительного времени, и его масштабы не идут ни в какое сравнение с аналогичными процессами других районов соленакпления.

Химический анализ рассолов включений в соленосных породах Прикаспийской впадины, выполненный в НИИГеологии Саратовского государственного университета, также свидетельствует о преимущественно хлормagneвом составе рапы [3]. В рассоле часто отмечается повышенное содержание ионов сульфата (до 20 г/л), что связывается с выносом ионов кальция уже в начальной стадии садки галита. Все эти данные подтверждают заключение о своеобразии кунгурского солеродного бассейна, рапа которого имела в основном хлоридно-магнийевый состав.

С учетом приведенных данных интересно открытие в бортовых зонах впадины хлоркальциевых рассолов как в линзах, так и в виде включений в минералах, состав которых приближается к аналогичным рассолам других бассейнов. При этом увеличивается доля кальция и соответственно уменьшается концентрация сульфатов и магния. Присутствие кальция в концентрациях более 10 г/л отмечалось и ранее: скважины Николаевская опорная, Пигаревская 20, Чинаревская П-2 [1]. Однако во всех случаях магний резко преобладал над кальцием. В юго-восточной части Прикаспийской впадины, на Восточно-Сарпинской, Чарлактинской площадях, а также на Астраханском газоконденсатном месторождении были получены существенно хлоркальциевые рассолы. Особенно интересна рапа Чарлактинской скв. 2, где катионы почти полностью представлены кальцием.

Причины появления хлоркальциевой рапы можно понять, изучив распространение рассолов включений в галите по разрезам некоторых скважин Сафроновского участка в юго-западной части Прикаспийской впадины и в Саратовском Заволжье. Здесь встречены два типа бессульфатной рапы во включениях. Первый, хлормagneвого состава, характерен для седиментационного галита; отношение $\text{Ca/Mg} < 1$. Это галит преимущественно перистой структуры или с её реликтами. Как правило, такие разности галита генетически связаны с калийно-магниевыми породами. Включения второго типа преимущественно хлоркальциевые, приурочены к интервалам диагенетической перекристаллизации соленосных пород, обычно содержащих примесь терригенного материала. В разрезе таких отложений иногда отмечаются и отдельные прослои терригенных пород; содержание кальция достигает 81,9 г/л.

Появление в рассолах иренского горизонта повышенных концентраций кальция должно привлекать пристальное внимание и оцениваться в плане как условий седиментации глинисто-галогенных отложений, так и миграции вод из подсолевых отложений, где отношение $\text{Ca/Mg} > 2...3$. В последнем случае возможен прямой выход на решение вопросов нефтегазоносности, однако этот критерий должен подтверждаться дополнительными доказательствами, в качестве которых можно использовать содержание таких микроэлементов, как бром и иод.

Данные о концентрации брома в седиментационных рассолах Прикаспийской впадины [1, 7] говорят об его аномально высоком содержании именно в хлормagneвых рассолах — до 3—5 г/л, а иногда 12 г/л (Светлоярская площадь к югу от г. Волгограда). Эти воды характеризуются низким содержанием иода — до 10 мг/л. В то же время хлоркальциевые рассолы Прикаспийской впадины отличаются высоким содержанием иода при низком брома. Так, в скв. 1 Восточно-Сарпинской при водопоявлении с глубины 3097 м рассол имел минерализацию 317 г/л, отношение $\text{Ca/Mg} = 3,34$, содержание $\text{I} = 169$, $\text{Br} = 151$ мг/л.

Таким образом, с привлечением данных о концентрациях и соотношении иода и брома можно сделать вывод о диапазоне миграционных процессов. Появление хлоркальциевых вод, обогащенных иодом, с большей вероятностью свидетельствует о влиянии терригенного источника, обогащенного органическим веществом, а хлормagneиных с высоким содержанием брома — о влиянии седиментационных рассолов самих соленосных пород. Исследования содержания в пластовых водах иода и брома весьма актуальны для решения вопроса о масштабах миграции и для идентификации подземных вод.

Как показал анализ информации, составы растворенного и сорбированного газа подсолевых и соленосных отложений существенно различаются. Если для подсолевых отложений характерны газы с высоким содержанием сероводорода, углекислого газа и тяжелых углеводородов, то для соленосных отложений — с часто повышенными концентрациями азота, хотя в пределах известных месторождений отмечается появление в составе газа углеводородов. Например, в солях, перекрывающих залежь Оренбургского месторождения, содержание УВ достигает 89,24 %, а гомологов метана 7,6 % [7].

В некоторых случаях в солях устанавливается возрастание содержания УВ (сорбированных и заключенных в полужакрытых порах пород) к нижним частям разреза. Однако для разработки достаточно надежных поисковых критериев нужно оценить относительные масштабы вертикального миграционного потока УВ, временные интервалы его проявления и др. Необходимо комплексное изучение соленосной толщи: выяснение особенностей структуры и генезиса соленосных пород; определение содержания и спектра УВ газов (сорбированных в породе или содержащихся в ней в виде пленок); исследование включений УВ в кристаллах соли. Подобная работа выполнялась для некоторых разрезов солей Прикаспия Г. А. Московским и Б. А. Головиным [4]. Один из существенных вопросов, возникающих при этом, — что служит путями миграции УВ в толще соли?

Обычно считалось, что пути миграции — густая сеть макро- и микротрещин, пересекающих кристаллы соли, причем возникновению трещин способствует не пластическое, а хрупкое поведение соли в определенных условиях. Изучение структурно-текстурных особенностей галогенных пород различных групп включений в слагающих их минералах показало, что миграция УВ в солях осуществляется в большинстве случаев не просто по каким-либо микротрещинам, а по периодически вскрывающимся и вновь изолирующимся вторичным включениям, расположенным на границах минералов.

Оценка характера резервуара. При погружении осадочных пород в зоны высоких температур и давлений наряду с интенсификацией процессов нефтегазообразования происходит мобилизация других компонентов пород и органического вещества: связанной и кристаллизационной воды, кислых газов (H_2S и CO_2), тяжелых металлов и других микроэлементов. Мобилизационные способности тонкодисперсных глинистых пород в условиях проявления процесса метаморфизма намного выше, чем пород-коллекторов. Именно в глинистых породах на больших глубинах формируются «возрожденные», по А. А. Карцеву, воды, которые по химическому составу резко отличаются от резервуарных вод, слабо изменяющихся в аналогичных условиях. Возможность использования химического состава вод для оценки характера резервуара была продемонстрирована на примере терригенных пород девона Антиповско-Щербаковской зоны [2]. В зависимости от соотношения толщины контактирующих пластов глин и песчаников менялось соотношение в песчаных резервуарах первоначальных резервуарных вод и «возрожденных», выжатых из глин. Снижение уровня минерализации вод песчаников определялось долей маломинерализованной воды, которая была тем выше, чем меньше объем резервуара относительно объема мобилизованной воды из контактирующих с ним глинистых толщ.

Аналогично можно показать, что именно соотношение гравитационных и «возрожденных» вод определяет кон-

Сравнение параметров газовых месторождений

Месторождение	Глубина залегания, м	Градиент пластового давления	Минерализация воды, г/л	Концентрация, %	
				H_2S	CO_2
Оренбургское	1700—2200	1,15	240—250	2,5	3
Карачаганакское	3800—5300	1,15	115—200	5	5
Астраханское	3900—4100	1,50	70—110	25	20

центрацию в нефтях и газах таких компонентов, как сероводород и диоксид углерода. Хорошая растворимость этих газов в пластовых водах ведет к тому, что в случае больших размеров водонапорной системы большая часть этих газов перейдет в пластовые воды. Роль соотношения объемов углеводородов и подземных вод в водонапорной системе, где формируется залежь, хорошо видна из сравнения параметров Оренбургского, Карачаганакского и Астраханского месторождений, крупнейшие газовые залежи которых приурочены к сходным карбонатным резервуарам (таблица).

Различия параметров газовых месторождений-гигантов объясняются прежде всего замкнутостью резервуара, его соотношением с уплотняющимися глинистыми толщами. Для Оренбургского месторождения, где залежь принадлежит протяженной водонапорной системе большой толщины, характерны высокая минерализация воды и относительно низкие концентрации в газе хорошо растворимых компонентов. Для Карачаганакского месторождения, газовая залежь которого принадлежит той же водонапорной системе, проявляются некоторые качества, связанные с усилением влияния «возрожденных» вод и процессов метаморфизма: снижается минерализация, увеличивается концентрация H_2S и CO_2 . Однако основной фактор — незначительная доля углеводородов и «возрожденных» вод в водонапорной системе — не ведет к существенному росту концентраций H_2S и CO_2 . О протяженности водонапорной системы свидетельствует и тот факт, что здесь пластовое давление в зоне водонефтяного контакта приближается к гидростатическому ($P_{пл}/P_{гидр} = 1,15$).

8 Советская геология № 3 — 1990 г.

Для Астраханского месторождения, где концентрации H_2S и CO_2 на порядок выше, чем на Оренбургском, характеризующемся низкой минерализацией пластовых вод и аномально-высоким давлением, можно говорить о замкнутости резервуара и значительной роли в составе подземных вод «возрожденной» воды. Объем подземных вод в резервуаре соизмерим с объемом газа, поэтому при образовании залежи активной «очистки» углеводородного газа от хорошо растворимых в воде соединений H_2S и CO_2 не происходило. Геологическая позиция Астраханской залежи (положение в окружении молласовых формаций) не противоречит высказанным представлениям о характере геохимических процессов при формировании месторождения.

Среди геохимических показателей, свидетельствующих о гидродинамической активности подземных вод, следует обратить внимание на свойства твердых битумов, прежде всего на их радиоактивность. Твердые, или «резервуарные» битумы, заполняющие поры и трещины, широко распространены в палеозойских отложениях Нижнего Поволжья. Проявления твердых битумов зафиксированы в карбонатных резервуарах подсолевых девонских отложений Антиповско-Щербаковской зоны, продуктивных частях Оренбургского, Тенгизского и других месторождений. Мы обратили внимание на то, что при сходстве свойств твердых битумов они различаются гамма-активностью в зависимости от характера резервуара.

Твердые битумы саргаевского горизонта имеют более высокую радиоактивность по сравнению с фоновой радиоактивностью глин. Породы сар-

гаевского гарнизона представлены известняками микрозернистыми, с обломками органики и неравномерно доломитизированными, органогенными. Поры в известняках, составляющие 15—30 % объема, залечены твердым битумом; свободная пористость незначительна (0,5—1 %). Наряду с твердыми битумами присутствует легкая парафинистая нефть. При вскрытии саргаевского горизонта получены притоки нефти, которые вскоре иссякали, что указывает на замкнутый характер резервуара.

Твердые битумы Тенгизского месторождения, как правило, обладают низкой радиоактивностью. В этом отношении они сходны с твердыми битумами продуктивных зон палеозоя Западной Канады и также представлены пористыми и кавернозными карбонатными породами.

Низкая радиоактивность битумов в карбонатных породах интересна с точки зрения характера тех гидрогеологических процессов, которые возникают при формировании залежей. В карбонатных породах вторичная ураноносность связана с битумами, заполняющими трещины, стилолитовые швы, поры и каверны. При этом содержание эпигенетического урана в битумах на порядок выше, чем рассеянно-го, сингенетического [9]. С другой стороны, известны факты повышенной радиоактивности вод нефтегазоносных зон, особенно на водонефтяных контактах, а также высокая радиоактивность солей из этих вод. Эти данные свидетельствуют о перераспределении в определенных условиях радиоактивных элементов между битумами и пластовыми водами. Такой процесс может служить принципиальной основой для оценки активности гидрогеологических процессов и соотношения объемов подземных вод и углеводородов, которые контактируют в зонах залежей. Отсюда возможна и корреляция между объемами всего резервуара и его продуктивной части.

Сформулируем основные выводы.

1. Геологическая интерпретация гидрогеологических данных в условиях Прикаспийской впадины может основываться на оценке показателей миграционных процессов и характере резервуаров.

2. Показатели миграционных процессов отражают результаты прохождения подземных вод и газов через соленосные отложения и терригенную надсолевую толщу. Особенности гидрохимических показателей связаны с распространением галогенных фаций кунгура. Газовые показатели определяются наличием сорбированных углеводородных газов в соленосных отложениях и сульфидной минерализации в терригенных.

3. Показатели характера резервуаров отражают перераспределение концентраций компонентов между породами, пластовыми водами и углеводородами в условиях активизации процессов метаморфизма. Наиболее отчетливо это перераспределение связано с минерализацией вод, концентрацией в них иода, соотношением концентраций H_2S и CO_2 между углеводородами и пластовыми водами, радиоактивностью резервуарных битумов. Эти показатели, по сути, фиксируют соотношения между объемом воды в резервуаре и углеводородами — резервуарной и «возрожденной» водой.

4. Предложенные показатели значительно расширяют спектр гидрогеологических и геохимических критериев нефтегазоносности, которые могут быть использованы в рациональном комплексе исследований Прикаспийской впадины.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анисимов Л. А., Кисельгоф С. М. Условия залегания и химический состав седиментационных рассолов соленосных толщ Прикаспийской впадины // Докл. АН СССР. 1972. Т. 202. № 4. С. 932—934.
2. Анисимов Л. А., Новиков А. А. Пластовые воды глубоких отложений девона Нижнего Поволжья // Докл. АН СССР. 1977. Т. 236. № 1. С. 188—192.
3. Московский Г. А. Исследования физико-химических условий седиментации кунгурских галогенных отложений западной части Прикаспийской синеклизы по включениям в минералах: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. — М., 1983.
4. Московский Г. А., Головин Б. А., Гарянов Б. А. Опыт изучения включений в минералах солей по керну и шламу (районы Прибортовой зоны и центральной части Прикаспийской синеклизы) // Новые данные по геологии, геохимии, подземным водам и полезным ископаемым соленосных бассейнов. Новосибирск, 1982. С. 115—119.

5. Нижнепермская галогенная формация Северного Прикаспия // В. С. Деревягин, С. А. Свидзинский, В. И. Седлецкий и др. — Ростов н/Д: РГУ, 1981.
6. Поливанова А. Я., Валяшко М. Г. Специфика гидрогеохимии подсолевых отложений и характерный для них комплекс полезных ископаемых // Гидрогеология и нефтегазоносность. Минск, 1982.
7. Севастьянов О. М. Рассолы Оренбургского газоконденсатного месторождения // Литолого-фациальные и геохимические проблемы соленакпления. М., 1986. С. 140—152.
8. Скроцкий С. С. Следы вертикальной миграции УВ через соли (на примере запад-

ной части Прикаспийской впадины) // Докл. АН СССР. 1974. Т. 217. № 4. С. 929—930.

9. Твердые битумы в глубоких горизонтах девона Волгоградского Поволжья // Д. А. Бабич, Л. А. Анисимов, А. Н. Астахова, А. Я. Кушлинский // Геология нефти и газа. 1987. № 6. С. 16—18.
10. Яночкина З. А., Букина Т. Ф. Об аутигенных калиевых полевых шпатах в триасовых отложениях района озера Индер // Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. Саратов, 1985. С. 46—49.

Принята редколлегией 27 марта 1989 г.



ДИСКУССИИ, ОБСУЖДЕНИЯ

УДК 551.7

© В. А. Прозоровский, 1990

Региональные стратиграфические схемы и формы их представления

В. А. ПРОЗОРОВСКИЙ (ЛГУ)

Отражением каждого этапа геологического изучения толщи горных пород любой территории поверхности Земли является составление стратиграфической схемы. Она представляет собой «графическую модель первичных пространственно-временных отношений между конкретными геологическими телами, выделяемыми по тем или иным признакам» [4]. Такое обобщение может быть названо корреляционной или рабочей (в зависимости от обоснованности сопоставлений) стратиграфической схемой [5, прил. 4, § 2, п. 3]. Приведение же указанных отношений к какому-то эталону — следующая стадия освоения территории. Эталон для определенного региона служит система региональных стратиграфических подразделений или региональная стратиграфическая шкала (РСШ)*. Вся операция создания подобной усложненной графической модели состоит в разработке региональной стратиграфической схемы (РСС). Руководит этой деятельностью Межведомственный стратиграфический комитет СССР (МСК), и многие схемы уже утверждены. Создание РСС свя-

зано с определенными сложностями объективного и субъективного характера. Они вытекают прежде всего из недостаточной ясности конечной цели: что должны представлять собой РСС и для чего они составляются.

В ответ на первый вопрос Л. С. Либрович (Геологический словарь, 1973, с. 289) писал: «Региональная стратиграфическая схема — таблица, показывающая подразделения отложений той или иной системы в пределах различных частей (структурно-фациальных зон или подзон) крупного геологического региона и возрастные соотношения этих подразделений, а также сводный региональный стратиграфический разрез отложений данной системы... РСС состоит из двух основных частей (или) схем — корреляционной и унифицированной. Первая содержит разрезы отложений различных частей геологического региона и их возрастную корреляцию. В ней показываюются местные подразделения (серии, свиты, пачки), а также подразделения свободного пользования (комплексы, толщи и др.). Унифицированная схема представляет результаты обобщения данных корреляционной части региональной схемы. Содержит унифицированные, т. е. единые для

* Роль РСШ в ряде случаев может играть общая стратиграфическая шкала (ОСШ).

всего региона стратиграфические подразделения и их биостратиграфическую характеристику — региональные горизонты... или слои с географическим названием, а также региональные фаунистические и флористические зоны».

Согласно Стратиграфическому кодексу СССР РСС «должны отражать стратиграфические соотношения и основные особенности разрезов различных частей (структурно-фациальных зон или подзон) крупных регионов и показывать возрастные соотношения выделяемых стратиграфических подразделений с общей стратиграфической шкалой и стратиграфическими схемами смежных регионов... Унифицированная региональная стратиграфическая схема содержит сводный для региона стратиграфический разрез, состоящий из региональных стратиграфических подразделений (горизонтов и лон) с их обоснованием (характерные комплексы фауны и флоры), а также схему корреляции местных стратиграфических разрезов».

Приведенные определения все же позволяют по-разному толковать создаваемые РСС. Во-первых, что такое «крупный регион» в стратиграфическом смысле? Понятие само по себе неопределенное. В геологической справочной литературе подобные понятия определяются лишь как структурные или структурно-формационные. Например, регион — «довольно крупная область, характеризующаяся общностью истории своего геологического развития [4, с. 163], а тектонический регион — «участок или блок земной коры, представляющий собой сложное тектоническое тело, состоящее из двух и более структурно-формационных комплексов или частей, ограниченных на поверхности и на глубину земной коры контурами последнего комплекса или его частями» (по Б. П. Бархатову [1, с. 35]).

Однако выяснить «общность истории геологического развития» или пространственное распространение «структурно-формационных комплексов» можно главным образом только на стратиграфической основе, после проведения стратиграфических исследований и создания РСС. Собственно одной из важных задач, решаемых

РСС, является обоснование структурного (или структурно-формационного) районирования, а не наоборот. Кроме того, в зависимости от рассматриваемой системы или систем, для которой (или которых) создается РСС, распространение структурно-формационных комплексов (куда они входят) не остается постоянным: оно то расширяется, то сужается по площади (вероятно, это одна из основных причин спорности тектонического районирования и проведения границ между сложными структурами).

Кстати, декларируемая многими и подразумеваемая в вышеприведенных определениях Геологического словаря и Стратиграфического кодекса привязка РСС к тектоническому районированию на практике не выдерживает никакой критики. Так, Прикаспийская синеклиза в нижнемеловой РСС попала в Казахстан и не будет фигурировать в соответствующей схеме Восточно-Европейской платформы. Горный Мангышлак входил то в мезозойские схемы Средней Азии (1971 г.), то в схемы Казахстана (1986 г.). Вряд ли тектонисты включают Скифскую платформу в состав Восточно-Европейской, а стратиграфы для меловой системы это вполне могут сделать. Таким образом, очевидно, что понятие «регион» используется совершенно произвольно при «нарезке» поверхности земной коры для составления РСС.

Во-вторых, вряд ли можно согласиться с тем, что РСС состоит из простого сочетания конкретных и сводного стратиграфических разрезов. Вероятно, это конкретные последовательности местных стратонов, скоррелированных с региональной стратиграфической шкалой.

В-третьих, представляется, что унифицированная часть РСС или РСШ не является просто результатом обобщения данных корреляционной части схемы, хотя, конечно, основывается на них. Это не формальное собрание разрозненных признаков, а тщательно отобранное и проанализированное сочетание черт, позволяющих сопоставлять по положению в разрезе земной коры встречающиеся в соответствующих районах отложения. Данное сочетание представляет собой последова-

тельность особых подразделений [5, гл. IV], выраженных в каждом районе (колонке корреляционной части схемы) местным стратоном или его частью.

Что же касается значения РСС для геологии, то об этом достаточно полно сказано в Приложении 5 по организации и проведению межведомственных стратиграфических совещаний [5]. Но ведь совещания — только форма проведения обсуждений результатов или организации каких-то исследований, причем не всегда рекомендуемый Кодексом порядок их проведения является удачным. Значение же как практическое, так и теоретическое имеют сами исследования и их результаты. Поэтому, вероятно, роль РСС (а не совещания) сводится: 1) к подготовке стратиграфической базы для проведения всего комплекса геологических работ в данном регионе для рассматриваемого интервала разреза; 2) к подведению итогов стратиграфических и палеонтологических исследований в регионе, осуществляемых со времени последнего совещания; 3) к созданию основы легенд средне- и крупномасштабного геологического картирования; 4) к публикации оформленных материалов соответствующих РСС и объяснительных записок к ним.

Опубликованные решения совещаний по утверждению РСС являются исходным материалом при составлении других документов геологического содержания при планировании буровых, прогнозных, поисковых и геологоразведочных работ, а также научных и научно-производственных исследований. Они должны быть основанием для контрольной деятельности научно-редакционных советов. Однако утвержденные РСС не следует считать «истиной в последней инстанции» для соответствующей части разреза той или иной территории, как, к сожалению, иногда полагают отдельные руководители геологических служб. Более углубленные стратиграфические и другие исследования рано или поздно приведут к существенным уточнениям и обоснованиям наших представлений о геологии данного района, в связи с чем последует новый этап его изучения и потребуются составление очередной РСС, которая, в свою очередь,

должна оказать позитивное влияние на проведение самых разных геологических работ.

Что же касается формы представления РСС, то простое следование требованиям Кодекса обычно приводит к созданию огромных полотнищ, почти лишенных наглядности. Такие РСС чрезвычайно сложны в изготовлении и крайне неудобны в работе. Их вид не только не способствует использованию всего огромного материала, который содержится в них, но может отпугнуть геологов-практиков, для кого они в первую очередь предназначены. При этом постоянное укрупнение масштаба исследований, возрастание детальности характеристик стратонов, а также выявление все новых особенностей разреза, желательных для помещения в схему (палеомагнитных, абсолютного возраста, каротажных и др.), вызывают увеличение площади, занимаемой текстом, и количества колонок в РСС. Таким образом, при сохранении принятой формы неизбежно будет усложняться их применение. Необходимо пересмотреть способ подачи материала.

Следует отметить, что настоящая статья не первая, поднимающая этот вопрос. На Казахстанском стратиграфическом совещании (г. Алма-Ата, 1986 г.) Д. П. Найдин совершенно по-другому представил верхнемеловую РСС Закаспия, составленную им, В. Н. Беньямовским и Л. Ф. Копаевич [3]. В ней в качестве ОСШ фигурировала шкала Европейской палеобиогеографической области [2], а правая часть представляла собой максимально расширенную подробную РСШ или унифицированную часть РСС. Корреляционная часть в схеме вообще отсутствовала. Вариант, безусловно, интересный, очень компактный, однако, имеющий, вероятно, ограниченное применение. Он с успехом может использоваться для сравнительно небольшого района, где разрез сложен однообразными фациями, хорошо охарактеризован фаунистически и доступен для непосредственного изучения. В районе же сложного фациального строения, в котором широко использованы данные бурения, обычно без подъема керна, вряд ли можно отка-

заться от помещения в РСС корреляционной части. В 1987 г. в Баку на заседании бюро МСК с критикой существующей формы РСС выступил М. С. Месежников (его предложения, примерно соответствующие взглядам автора настоящей статьи, изложены ниже). Однако большинство членов бюро не поддержали М. С. Месежникова, отстаивая старые требования, хотя и отмечали большие размеры некоторых РСС, как отрицательное их качество. А. И. Жамойда в связи с этим предложил представить в МСК РСС в двух вариантах, (новом и старом) и постараться защитить новую форму.

Ниже мы попытались сформулировать основные положения РСС, составленные не по традиционной форме. Итак, РСС — *графическая модель скоррелированных первичных пространственно-временных отношений между конкретными местными стратонами в регионе*. При этом главной целью схемы, кроме перечисленных в Приложении 5 Кодекса, является корреляция отложений определенной части разреза в пределах заранее заданного пространства. Последнее отражает существующее положение, когда по предложению МСК или РМСК РСС создаются для крупных административных подразделений — союзных республик, одной или нескольких, или для значительной части одной из них. Связь избранной территории с единицами тектонического, палеобиогеографического или седиментологического районирования обычно очень приближительна. Поэтому на совещаниях по рассмотрению РСС в большинстве случаев обсуждается не одна схема, а несколько, отражающих разные палеорегионы. Вероятно, именно данное обстоятельство привело к включению в нижнемеловую РСС Казахстана Прикаспийского региона. Сказанное, видимо, может свидетельствовать о преимуществе географических, а не тектонических или других специальных терминов для обозначения заданной для построения РСС и ее частей территории.

Со стратиграфических позиций под регионом можно было бы понимать *площадь, в пределах которой определенная (интересующая нас) часть раз-*

реза земной коры может быть скоррелирована одной системой региональных (или заменяющих их общих) стратиграфических подразделений. Другими словами, пределы региона определяются лишь возможностью корреляции отложений конкретным сочетанием унифицирующих подразделений. Стремление видеть соответствие региона палеохориям высокого ранга или палеобассейнам седиментации далеко не всегда отвечает материалу (хотя, безусловно, справедливо в ряде случаев). Так, верхняя часть юрской и низы меловой систем Мангышлака и Туркмении представляли собой разные палеобассейны накопления осадков, относящиеся к разным палеобиогеографическим областям. Однако единая система унифицирующих подразделений позволяет для данной части разреза считать их одним регионом. Возможно, то же можно сказать и о мезозойских рифтовых впадинах Забайкалья. С другой стороны, меловые отложения Туркмении, Юго-Западного Узбекистана и Таджикистана формировались в одном бассейне седиментации, относимся к одной палеобиогеографической области. Тем не менее, они выделены в два региона с двумя самостоятельными РСШ. В пределах избранного пространства для разных частей разреза количество регионов в большинстве своем будет меняться, так же как и занимаемая ими площадь. Эта смена отражает направленность и скорость палеогеографических и палеотектонических (главным образом) процессов. Поэтому не следует стремиться к единообразию в районировании РСС для различных интервалов ОСШ, которое обычно приветствовалось.

Главными частями РСС являются таблица и объяснительная записка к ней. Первая должна быть относительно небольшой по размеру и обязательно наглядной в смысле четкости отражения в ней соотношения конкретных основных местных подразделений с региональной и (или) общей стратиграфическими шкалами. Что же касается объяснительной записки, то, вероятно, объем ее должен быть значительно расширен. В ней следовало бы приводить достаточно подробную комплексную характеристику всех ис-

пользованных в данной схеме единиц и обоснование принятой корреляции. Кроме того, как предписывалось Кодексом, записка должна содержать обоснование районирования, особые мнения и, возможно, дополнительные схемы, уточняющие рисунки и т. п. В отдельных случаях здесь же могут даваться более детальные схемы расчленения отдельных частей региона, эталонных или наиболее перспективных на проведение каких-либо геологических исследований.

Итак, как же может выглядеть РСС, составленная по предлагаемой форме? Во-первых, корреляционная часть ее отражает районирование внутри региона не по структурно-фациальному признаку, а по особенностям строения разреза рассматриваемого стратиграфического интервала (структурно-фациальные построения основываются на стратиграфических, а не наоборот). Каждая колонка соответствует своему, отличному от смежных, вертикальному набору стратонов, т. е. определенному типу разреза. Количество колонок отвечает числу районов со специфическими чертами геологического строения (иногда современному состоянию изученности территории). Во-вторых, для наглядности схемы содержание колонок сводится лишь к названиям соответствующих стратиграфических подразделений, обозначаемых терминами групп стратонов I, II или III [5, ст. II. 2], и показу характера границ их ограничивающих (вертикальных и латеральных). Предпочтение следовало бы отдавать литостратонам — основным единицам легенд крупномасштабных геологических карт и разрезов буровых скважин (устанавливаемых обычно по геофизическим данным). Кроме названий подразделений и их границ в частных колонках РСС следовало бы указывать абсолютный возраст, примерно соблюдая положение пробы в разрезе, и особым знаком маркирующие, промысловые и другие вспомогательные подразделения, имеющие близкий к линейному характер выражения.

В объяснительной же записке к РСС после обоснования районирования территории по типу разреза должны содержаться подробные литологи-

ческие и палеонтологические характеристики стратонов, критерии их выделения, обоснования положения границ, геофизические, геохимические и другие особенности. При этом можно отметить присутствие, кроме помещенных в таблице, стратонов другой природы, например, средней части какой-то свиты соответствуют «слои с...» или какая-нибудь комплексная зона; граница подсвита совпадает с площадкой преломления сейсмических волн и т. п.

Унифицированная часть РСС образуется из РСШ и граф, содержащих данные о палеонтологическом обосновании унификации отложений. РСШ представляет собой последовательность горизонтов, подгоризонтов и лон — подразделений, границы которых устанавливаются в пределах всего или большей части региона. Вероятно, необходимость в региональных единицах возникает тогда, когда в разрезе исследуемого стратиграфического интервала в пределах определенного пространства отложения удаётся скоррелировать в подразделения, объемы которых более или менее отличаются от стратонов ОСШ. Однако в целом ряде РСС используются региостратоны, сопоставленные с ярусами, зонами и т. п. ОСШ. Границы тех и других проведены на одних уровнях и показаны сплошными линиями, т. е. адекватность их объемов считается доказанной. Представляется, что такие региональные единицы не нужны и лишь усложняют стратиграфическую терминологию соответствующего региона. Их роль в данном случае с успехом выполняют подразделения ОСШ. Другими словами, выделение особых унифицирующих единиц оправдано только при невозможности непосредственного перехода от местной к общей шкале (например, рязанский горизонт Русской плиты, сопоставить который с берриасским ярусом пока не удается). Наконец, РСШ может состоять и из чередования региональных и общих стратонов.

Следующие, справа от РСШ, графы представляют собой перечень палеонтологических таксонов, каждая из которых принадлежит к одной или нескольким группам органических остатков, изученных в данном регионе. В

большинстве своем это списки видов и родов, разделенные горизонтальными линиями, соответствующими границам региональных или общих подразделений. В этом случае мы имеем лишь палеонтологическую характеристику региостратонов или общих стратонов, причем многие таксоны по вертикали повторяются и не дают ключа к использованию на практике различных биофоссилий. В то же время количество таких граф велико и будет расти по мере освоения все новых групп ископаемых организмов. В. Л. Егоян, приступая к созданию меловой РСС Кавказа, пытался представить каждую графу как стратиграфическую шкалу данной группы в пределах региона. К сожалению, из этой в принципе очень перспективной попытки почти ничего не получилось. На совещании меловой секции СредАзРМСК (Душанбе, 1988 г.) Д. П. Найдин предложил изображать распространение каждой отдельной группы графически в виде «генеалогического древа», не учитывая, конечно, генетических связей, а используя лишь их стратиграфическую последовательность. Предложение, безусловно, интересное, но вряд ли при этом намного сократятся размеры РСС.

Можно предложить еще один вариант формирования данной части РСС. Учитывая, что РСШ — инструмент корреляции отложений определенного региона, в рассматриваемые графы следовало бы помещать только биостратиграфические подразделения (биостратиграфические зоны, «слои с...»), с помощью которых сопоставляются отложения разных районов в регионе. Тогда сократится количество колонок (останутся лишь с выделенными биостратонами), биоединицы будут более индивидуализированы, резко уменьшится текст, более четко выделятся наиболее важные биостратиграфические подразделения. И, наконец, это стимулирует биостратиграфов тщательнее анализировать стратиграфическое значение изучаемых групп. Полную же палеонтологическую характеристику как подразделений РСШ, так и специфических комплексов биостратонов следует помещать в объяснительной записке. В ней же необходимо приводить биостратиграфические

критерии выделения единиц РСШ и ОСШ (в данном регионе).

Что касается левой части РСС, то в Кодексе достаточно полно сказано о ее использовании. Однако хотелось бы подчеркнуть обязательность помещения в составляемой схеме ОСШ в виде, утвержденном последним для данного времени пленумом МСК рассматриваемой системы (систем). Наименее важными в ней являются последовательности ярусов, подъярусов и зон, а для четвертичной системы также и звеньев. Следует всячески избегать довольно обычных попыток показа искусственного соответствия единиц РСШ и ОСШ, если это не доказано. Наличие вопросов и сомнений (пунктирных линий на схеме) не умаляет, а увеличивает ценность РСС, ибо активизирует специалистов на поиски дальнейших доказательств их корреляции. В объяснительной записке все эти вопросы должны быть достаточно полно отражены.

Между ОСШ и РСШ возможно помещение граф с подразделениями палеобиохории высокого ранга (пояса, области), как предложил для верхнего мела Закаспия Д. П. Найдин с соавторами. Тогда в объяснительной записке необходимо рассмотреть вопрос об удобстве использования данной шкалы в регионе, показать отличие ее от ОСШ и сопоставить с последней.

Как известно, совещания по принятию РСС, утверждение их в МСК и публикация разделены значительными промежутками времени (охватывающими часто несколько лет). За это время материал может в той или иной степени устареть, поэтому в РСС иногда вносятся довольно существенные изменения. С одной стороны, последнее противоречит коллективному решению совещания, с другой — делает РСС более современными. Вероятно, следует стремиться к максимально возможному сокращению сроков между упомянутыми процедурами. Исключая время на сдачу РСС в издательство и публикацию, сократить сроки все же можно. Для этого схемы на совещание необходимо представлять в наиболее близком к окончательному виде. Такое возможно, если предварительно и таблицы, и объ-

яснительные записки неоднократно согласовать между авторами. Тогда на совещании в макет будут внесены лишь незначительные изменения, дополнения и т. п. Отсюда, едва ли не основной процедурой составления РСС являются рабочие совещания авторов для выработки общих позиций или альтернативных суждений. Последние, наверное, должны определить особые мнения.

Высказанные предложения по уточнению содержания и изменению формы составления РСС, вероятно, помогут сделать ее более удобной и наглядной и при этом не менее информативной.

Памятные даты

К 125-летию Николая Константиновича Высоцкого

© Л. В. Громов, С. А. Данильянц, 1990

Исполнилось 125 лет со дня рождения одного из крупнейших исследователей геологии и полезных ископаемых Урала и Западной Сибири Николая Константиновича Высоцкого (1864—1932).

Н. К. Высоцкий после окончания в 1891 г. Петербургского горного института был командирован к Геологическому комитету, сотрудником которого оставался всю свою жизнь. Его практическая деятельность началась с гидрогеологических и инженерно-геологических изысканий в бывшем Задонском уезде Воронежской губернии. С 1893 г. он проводит геологические исследования по плану Геолкома на линии строящейся Транссибирской железной дороги, в течение 1893—1895 гг. осуществляет ряд маршрутов по Оби, Иртышу и Тоболу. Представленные им в 1896 г. отчеты по изучению столь обширной территории, явились первым обобщающим трудом по геологическому строению Западно-Сибирской равнины.

С 1896 г. Н. К. Высоцкий проводит исследования на Урале — занимается детальной геологической съемкой, специальными исследованиями и экспертизами, уделяя при этом особое внимание золото-платиновым месторождениям. В 1897 г. он избирается штатным геологом Геолкома, а в 1905 г. переводится на должность старшего геолога.

Интерес Н. К. Высоцкого к изучению платиновых месторождений Урала не случаен. Урал в начале XX века был основным районом по добыче платины, обеспечивающим до 96 % ее поставок на мировой рынок. Собранный по платиновым месторождениям материал лег в

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геологические тела (терминологический справочник)/Под ред. Ю. А. Косыгина, В. А. Кулындышева, В. А. Соловьева.— М.: Недра, 1986.
2. Найдин Д. П. Некоторые вопросы биостратиграфии мезозоя и кайнозоя континентов и океанов//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1983. Вып. 6 (58). С. 92—104.
3. Найдин Д. П., Беньямовский В. Н., Копеевич Л. Ф. Схема биостратиграфического расчленения верхнего мела Европейской палеобиогеографической области//Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1984. № 5. С. 3—15.
4. Общая стратиграфия (терминологический справочник)/Под ред. Ю. А. Косыгина, Ю. С. Салина, Р. Ф. Черкасова.— Хабаровск: Хабаровское кн. изд-во, 1979.
5. Стратиграфический кодекс СССР. Л., 1977.

Принята редколлегией 30 октября 1989 г.

основу капитального труда Н. К. Высоцкого «Платина и районы ее добычи», издание которого началось в 1923 г. на средства АН СССР и треста «Уралплатина» и закончилось в 1933 г. уже после смерти автора.

В 1922 г. Геологический комитет отзывает Н. К. Высоцкого с Урала в Петроград и назначает его вначале заведующим секцией золота и платины, а позднее заведующим Уральской секцией. Наряду с исследованиями по металлогении платины и работами по подготовке к публикации многотомника «Платина и районы ее добычи», он составляет несколько годовых обзоров по добыче платины в СССР, работает экспертом Научно-технического совета ВСНХ СССР. В эти же годы, проведя сравнительное изучение отечественных и зарубежных месторождений платины, Н. К. Высоцкий устанавливает новый ранее неизвестный в СССР тип месторождений платины, названный им «норильским». Благодаря прогнозу Н. К. Высоцкого в годы первой и второй пятилеток в Норильском районе были открыты и разведаны промышленные медно-никелевые месторождения, содержащие также и платину.

В Уральской секции Геолкома, затем в Институте геологической карты Н. К. Высоцкий вместе со своими ближайшими помощниками организовывает работу по составлению и редактированию первой сводной Геологической карты Урала (мелкомасштабной), пишет несколько разделов объяснительной записки к ней. В дальнейшем он участвует в разработке планов систематического детального картирования Урала, а также в составлении Геологи-

ческой карты Урала (среднемасштабной).

Научные труды Н. К. Высоцкого обогатили и в значительной степени развили учение о рудных месторождениях. Ему принадлежит приоритет в установлении контроля оруденения магматогенных месторождений крупными разломами. Он является одним из создателей нового структурного направления в изучении рудных месторождений в СССР. В частности, Н. К. Высоцкий одним из первых отметил приуроченность обогащенных участков в рудных жилах Кочкарского золоторудного месторождения к искривленным участкам рудоносных трещин.

Н. К. Высоцкий оставил богатое научное наследие, которое вот уже много лет изучают и развивают уральские и сибирские геологи, занимающиеся вопросами петрологии и метал-

логении благородных, цветных и черных металлов, их поисками, разведкой и добычей, а также геологическим картированием, особенно в областях распространения магматических пород. По содержанию работы Н. К. Высоцкого выходят далеко за пределы уральской и сибирской тематики, за пределы изучения золото-платиновых месторождений. Они часто по-новому освещают разнообразные геологические проблемы.

Многолетний и высокопродуктивный труд Николая Константиновича Высоцкого высоко оценен. В 1923 г. ему было присвоено почетное звание заслуженного деятеля науки. Именем Н. К. Высоцкого назван минерал — сульфид палладия и никеля, впервые обнаруженный в Норильском рудном районе.

Л. В. Громов, С. А. Данильянц (ВИЭМС).

К 125-летию Карла Ивановича Богдановича

© Л. В. Громов, С. А. Данильянц, 1990



Исполнилось 125 лет со дня рождения выдающегося геолога Карла Ивановича Богдановича (1864—1947).

К. И. Богданович в 1886 г. окончил курс Петербургского горного института. В 1886—1888 гг. под руководством И. В. Мушкетова он проводит геологические исследования в Копетдаге, необходимые для строительства Закаспийской железной дороги. В 1889 г. по направлению Русского географического общества участвует в качестве геолога в Тибетской экспедиции, возглавляемой М. В. Певцовым. К. И. Богданович был первым русским геологом, проникшим в глубь Азии до Тибета, а полученные научные данные были первыми русскими сведениями о геологии этой части Центральной Азии. В 1892—1894 гг. К. И. Богданович осуществляет геологические изыскания

вдоль строящейся Сибирской железной дороги. Им была исследована область от Оби до Байкала, изучены месторождения железных руд Минусинского края и в бассейне Ангары, бурого угля, соляных рассолов и строительных материалов. В 1895—1898 гг. К. И. Богданович возглавляет Охотско-Камчатскую экспедицию по изучению золотоносности побережья Охотского моря, западного берега Камчатки и Шантарских островов, месторождений золота в районе Порт-Артура, а в 1900 г. — экспедицию по исследованию золотоносности Чукотского полуострова. Работы Карла Ивановича на Камчатке легли в основу знаний о геологии полуострова и вместе с тем явились первым исследованием действующих вулканов на территории России.

В 1901 г. К. И. Богданович был избран геологом Геологического комитета. С этого времени он начал проводить исследования на Кавказе, которые имели выдающееся значение для разработки вопросов стратиграфии и особенно тектоники высокогорной части Кавказа. На основании результатов исследований Кубано-Черноморского нефтяного района (1907—1912 гг.) он разработал стратиграфию третичных и частично меловых отложений, позднее распространенную на всю южную часть России. Была установлена приуроченность нефтяных залежей к определенным стратиграфическим горизонтам. Благодаря этим работам русские геологи завоевали международный авторитет среди специалистов по нефтяной геологии, вытеснили из русской нефтяной промышленности иностранных геологов, стали привлекаться в качестве экспертов при определении перспектив нефтеносности России.

С 1912 г. Карл Иванович как геолог-консультант частной фирмы руководил разведкой в районе Эмбы. В 1914 г., после смерти Ф. Н. Чернышева, он избирается на пост директора Геологического комитета. К. И. Богданович разработал проект подразделения Комитета на секции: предметную — по роду

полезных ископаемых и региональную — по составлению общей геологической карты России.

С 1903 по 1919 гг. К. И. Богданович — профессор геологии Горного института, в последние годы — декан геологоразведочного факультета. Он создал новый самостоятельный курс по геологии рудных месторождений, издал первый в России капитальный двухтомный труд по рудным месторождениям. В первые годы Советской власти Карл Иванович энергично взялся за подготовку геологов-нефтяников, читал лекции по геологии нефтяных месторождений. Его ученики были первыми советскими геологами, участвовавшими в восстановлении нефтяной промышленности страны. В конце 1919 г. он уезжает в Польшу, ставшую самостоятельным государством. Здесь он

заведует кафедрой в Краковской горной академии. Во время оккупации Польши он был арестован. После освобождения из тюрьмы становится директором Государственного геологического учреждения. За годы пребывания в Польше (1919—1947 гг.) К. И. Богданович опубликовал целый ряд трудов по геологии и месторождениям полезных ископаемых, особенно по нефти.

Карл Иванович Богданович внес крупный вклад в познание геологии и полезных ископаемых Евразии, а как директор Геологического комитета и профессор Горного института создал школу русских геологов. Его именем названы вулкан на Курилах, мыс на Сахалине, а также минерал из класса теллуридов.

Л. В. Громов, С. А. Данильянц (ВИЭМС)

Из редакционной почты

Металлодетекторы — важный элемент новой технологии геологопоисковых работ

© Л. Д. Зонов, А. А. Котов, 1990

На базе достижений современной микроэлектроники в 1987—1989 гг. группой специалистов объединения «Полярноуралгеология» (Л. Д. Зонов, А. А. Котов и др.) при помощи Министерства геологии СССР и с участием творческих коллективов ряда организаций других отраслей и ведомств (в первую очередь, Челябинского политехнического института, где разработки проводились под руководством В. А. Цыганкова и Б. А. Петренко) была создана приборная основа специализированных поисков — высокочувствительные металлошнуродетекторы и их модификации для изучения керна (металлокернодетекторы) и для микросканирования приполюсов.

Разработанные металлодетекторы по основным параметрам — чувствительности, глубинности, избирательности, помехоустойчивости не уступают, а по отдельным характеристикам превосходят зарубежные модели. Следует отметить, что глубинность металлодетекторов определяется их физическими основами и для большинства моделей равна диаметру катушки-датчика прибора. Для существующих модификаций приборов она достигает 10—40 см, в зависимости от величины объекта обнаружения.

К настоящему времени имеются и разрабатываются следующие варианты металлодетекторов: полевые металлошнуродетекторы; металлокернодетекторы для первичного изучения керна, образцов, шлама (в том числе, при бурении с гидротранспортом керна); скважинные и лабораторные варианты.

Металлодетекторы являются индикаторными приборами и с учетом их функционального назначения имеют стрелочную, цифровую или пороговую звуковую индикацию. Последние модели металлодетекторов приближаются к

уровню измерительных приборов и позволяют благодаря двум каналам одновременно фиксировать в каждой точке наблюдения значения магнитной восприимчивости (в единицах СИ) и относительные значения электропроводности изучаемых объектов.

С помощью металлодетекторов можно осуществлять приборные поиски золота и сопутствующих рудных обломков и решать ряд геологопоисковых и горно-эксплуатационных задач.

Металлодетекторы прошли начальный этап апробации на объектах Приполярного, Среднего и Южного Урала, где была доказана принципиальная возможность их применения при производстве геологоразведочных работ. Двухлетний опыт использования поискового детектирования в Шугорском металлоносном районе в сопоставлении с масштабными «традиционными» горно-буровыми работами специализированной экспедиции, показал, что эквивалентные поисковые задачи были более успешно решены по новой технологии при значительно меньших затратах.

Появление новой технологии поиска и нового технического средства позволяет осуществлять «экологически чистые» поиски без ущерба для природы даже на территории заказников.

В настоящее время Мингео СССР приняло решение о выпуске малой серии металлодетекторов на одном из заводов отрасли. Базовая партия, организованная в ПГО «Полярноуралгеология» для разработки методики специализированных поисков и ускорения внедрения ее в геологоразведочное производство, продолжает совершенствование металлодетекторов, в первую очередь, в направлении увеличения глубинности и избирательной возмож-

ности приборов (для дифференцированного обнаружения магнетита, металлического железа и благородных металлов). Внедрение этой технологии в практику геологоразведочных работ повысит эффективность поисков.

Необходимо также отметить возможность успешного использования металлодетектора в следственной практике, о чем свидетельствует официальный документ, направленный в объединение «Полярноуралгеология» прокуратурой Удмуртской АССР. В этом документе

зафиксирован факт обнаружения важного вещественного доказательства при расследовании особо опасного преступления. В результате непродолжительного поиска с применением высокочувствительного металлодетектора в режиме сканирования в рыхлом грунте на глубине 6—8 см на расстоянии 15—16 см от катушки-датчика была найдена пуля от пистолета.

Л. Д. Зонов, А. А. Котов
(ПГО «Полярноуралгеология»)

Постановлением Совета Министров СССР от 30 декабря 1989 г. № 1186 «Вопросы аттестации научных и научно-педагогических кадров» введено в действие с 1 июля 1990 г. новое Положение о порядке присуждения ученых степеней и присвоения ученых званий (приказ Мингео СССР от 2 февраля 1990 г. № 36).

В связи с этим отменен ряд приказов Министерства геологии СССР, в том числе приказ от 30 декабря 1985 г. № 649 «О порядке рассмотрения тем диссертационных работ, выполняемых руководящими работниками организаций Мингео СССР, и использования при подготовке диссертаций служебных материалов».

За время работы апробационной комиссии были рассмотрены и рекомендованы к утверждению темы диссертационных работ следующих специалистов отрасли, большая часть которых успешно защитила диссертации на соискание ученой степени кандидата и доктора геолого-минералогических, экономических и технических наук: тт. Азроянца Э. А., Бакулина Ю. И., Барышева А. С., Берилко Б. И., Брагина Ю. Н., Воеводина В. Н., Глумова И. Ф., Дурандина А. В., Ибрагимова А. Г., Камалова С. М., Костюка С. Д., Лещикова В. И., Осмонбетова К. О., Пельменёва М. Д., Фазлуллина М. И., Флерова И. Б., Шамалая А. И.

Contents

METHODOLOGY, ECONOMICS, MANAGEMENT

- Eremeev A. N., Poluarshinov G. P.
Methods for appraisal of uranium resources 3
- Kulagin A. V.
A mathematical model of terrigenous carbonate sedimentation 5
- Degtyarev V. V.
On conversion factors when delineating and appraising complex ore reserves 15

ENERGY RESOURCES

- Belonin M. D., Budanov G. F., Golovan' A. S., Karetnikov L. G., Yarov B. A.
Searches of hydrocarbon pools at great depth in the Timano-Pechorskaya oil and gas province 19
- Gushchin V. A.
A problem of diagnosis of the matter state in oil and gas pools 24

METALS AND NON-METALS

- Ruchkina Yu. P.
Lithofacies of gold-bearing black slate strata as indicators of the ore formation environment 32
- Miguta A. K., Pakul'nis G. V., Pisarevskiy V. M.
On a problem of „non-conformity“ type deposits and presence of ore in Precambrian depression structures 41

STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY

- Khudoley K. M.
Paleobiogeography of water areas of the Earth at the Triassic and Jurassic boundary 51

REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS

- Maximov E. M.
Rhythmic formations of the West Siberian plate 60

- Nikol'skiy A. P.
Relations of plagiogranites and rocks of the Krivorozhskaya and Kurskaya series 67

MINERALOGY, PETROGRAPHY, LITHOLOGY

- Andreev V. P.
Chemical properties of the rocks of granulite complexes building up the Anabarskiy shield and Laplandia belt 76
- Yanov E. N.
Conditions of the formation of red carbonaceous-terrigenous and carbonaceous formations 83

GEOPHYSICS AND DEPTH STRUCTURE

- Garetskiy R. G., Pechernikov V. V., Aizberg R. E., Klushin S. V.
Reflection of the depth structure of the Pripyatskiy paleorift by thermobar values of the platform mantle 93
- Vol'vovskiy I. S., Areshidze N. I., Onoprishvili T. G., Tal'vinskaya I. B.
The basement surface structure of the northwestern part of the Kolkhidskaya depression 99

- Kvartal'naya G. D.
The application of seismic prospecting when studying fractured reservoirs 103

HYDROGEOLOGY AND ENGINEERING GEOLOGY

- Anisimov L. A., Moskovskiy G. A.
Interpretation of hydrogeological data obtained from the Caspian depression 106

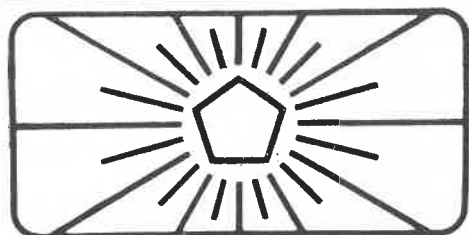
DISCUSSIONS

- Prozorovskiy V. A.
Regional stratigraphic schemes and ways of their presentation 115

NOTABLE DATES

- The 125-th anniversary of Nikolai Konstantinovich Vysotskiy 121
- The 125-th anniversary of Karl Ivanovich Bogdanovich 122
- Editorial correspondens 123

Если Вы используете



**АНАЛИЗАТОРЫ
СПЕКТРОВ**

СК4-72 или СК4-72/2

Ваш профессионализм

только выигрывает!

Вы получаете возможность оценить и исследовать различные сейсмические характеристики как периодических, так и случайных одиночных сигналов

Краткие технические данные анализатора спектра вычислительного СК4-72/2

Диапазон частот входного сигнала 0,05 Гц—20 кГц

Приведенная погрешность измерения частоты не более $\pm 1\%$

Приведенная погрешность измерения частотных интервалов между гармоническими составляющими по экрану индикатора не более $\pm 1\%$

Число частотных каналов не менее 200
Динамический диапазон не менее 54 дБ

Избирательность частотного канала не хуже 54 дБ при расстройке от центральной частоты канала на ± 15 каналов

Неравномерность амплитудно-частотной характеристики не более ± 1 дБ
Измеряет напряжение сигнала на входе на семи пределах от 80 мВ до 8 В с приведенной погрешностью не более $\pm 4\%$

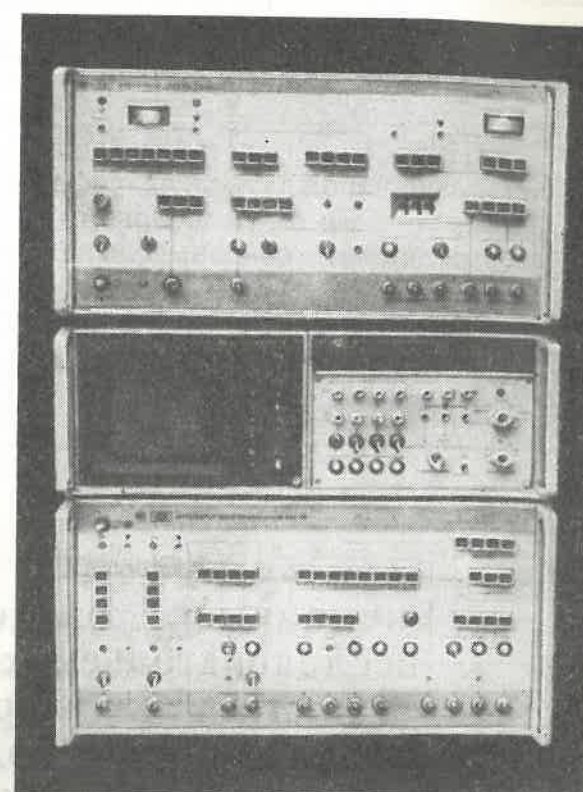
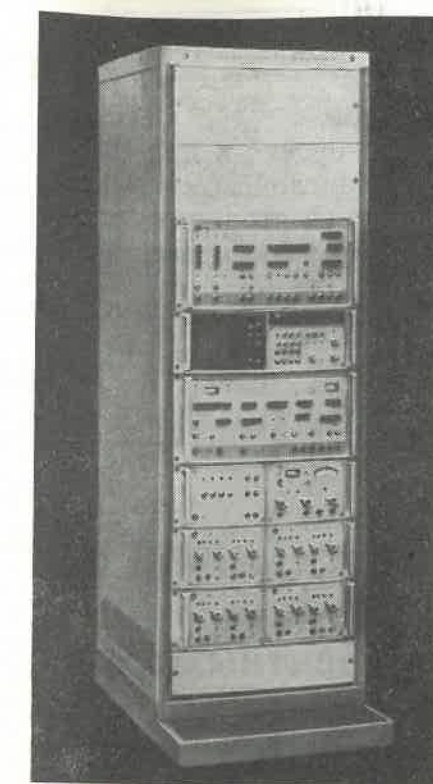
Мощность, потребляемая от сети, не превышает 390 В·А

Имеются следующие возможности:

увеличение коэффициента усиления измерительного тракта в 10 и 20 раз на каждом пределе;

относительное измерение мощности входного сигнала с приведенной погрешностью не более $\pm 4\%$;

измерение отношений уровней спектральных составляющих;



синхронизация развертки внутренним сигналом;

медленный вывод сигналов на самописец;

экспоненциальное усреднение;

поканальный выбор максимальных значений;

вычисление средних значений;

построение гистограмм;

измерение в цифровой форме площади, ограниченной участком функции, наблюдаемой на экране индикатора;

рельефное изображение наблюдаемого процесса;

растровое изображение спектра, изменяющегося во времени;

цифровой выход значений измеряемых параметров.

Стоимость прибора 17 000 р.

Технические данные анализатора спектра многоканального СК4-72 соответствуют данным, приведенным для анализатора спектра СК4-72/2. Кроме того он обеспечивает следующее:

порядковый анализ в диапазоне частот первой гармоники от 2 Гц до 2 кГц;

коммутацию входных аналоговых сигналов, поступающих на 16 входных каналов;

усиление восьми входных сигналов на 60 дБ.

Мощность, потребляемая от сети, не превышает 600 В·А

Стоимость прибора 25 500 р.

Телефоны для справок: по вопросам приобретения — 464-12-39, 461-73-81;
по вопросам применения и технического использования — 464-10-57.

**Московский завод измерительной аппаратуры
Центральное агентство «Реклама»**

1 р. 60 к.

Индекс 70824

ISSN 0038-5069. СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ. 1990. № 3. 1-128.