

**ИЗВЕСТИЯ
АКАДЕМИИ НАУК
ТУРКМЕННОЙ ССР**

**СЕРИЯ ФИЗИКО-ТЕХНИЧЕСКИХ, ХИМИЧЕСКИХ
И ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК**

5

1966

СОДЕРЖАНИЕ

	Аширов С. — Операторное уравнение типа Вольтерра с запаздывающим аргументом	3
	Мяликулыев Г., Юсупов Т. М. — О температурной зависимости продольного термомагнитного эффекта в железо-хромистых сплавах	10
	Суханов С., Петрова И. В., Петин В. П. — Исследование потокочувствительных головок с датчиком Холла	15
	Овезгельдыев О., Лежнева А. В. — Исследование расслоения в E_2 и M, N отражений в ионосфере	20
	Голубков В. В. — Об устойчивости кажущихся импедансов	25
	Сергиенко С. Р., Гарбалинский В. А., Гукасова Р. Г., Талалаев Е. И., Кульджаев Б. А. — Углеводородный состав конденсата Оджакского газового месторождения	32
	Сергиенко С. Р., Гарбалинский В. А., Гукасова Р. Г., Талалаев Е. И., Кульджаев Б. А. — Углеводородный состав конденсата Кизылкумского газового месторождения	43
	Нурагдыев М., Седельников Г. С. — Образование гипсово-глауберитовых осадков в Кара-Богаз-Голе	51
✓	Васильев И. В. — Особенности строения восточной части Ербент-Чешминской тектонической зоны	58
✓	Бакиров Э. А., Самсонов Ю. В., Туранов В. А., Тораев О. — Особенности палеотектонического развития центральной части Каракумского свода в меловой период	63
	Машрыков К., Юферев Р. — К палеотектонике ниже-среднеюрских отложений территории Туркменской ССР	68
	Раевский М. И. — Акчагыл района Теджена	72
✓	Тановицкая Т. Х., Кожевинова Г. Е. — Условия осадконакопления центрального Копет-Дага в палеогеновое время	82
✓	Томашаев К. — Типы карбонатных пород верхней юры Копет-Дага	89
	КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ	194

Мындыев В. М., Юсупов Т. М. — Продольный четный термомагнитный эффект на сплавах системы никель-медь в области точки Кюри (94). Сергиенко С. Р., Гарбалинский В. А. — Исследование состава конденсата Газлинского месторождения (96). Ниязов А. Н., Якименко В. П. — Циклоалкиловые эфиры нафтеновых кислот (99). Кривошеев В. Т. — Минералогические комплексы нижнемеловых отложений Центральных Кара-Кумов и их стратиграфическое значение (102). Кулиев А. — Ярозит из Кугитанга (104). Аманниязов К. — О присутствии некоторых бореальных аммонитов в верхнеюрских отложениях Кугитанг-Тая (105). Судо М. М., Крымус В. Н. — Устричники *Ostrea gryphoides* Schlotheim в Центральном Копет-Даге и возраст карагауданской свиты (111). Ельфинов П. Т. — О палеоценовом размыве в Западном Копет-Даге. (113).

МЕТЕОРНЫЙ БЮЛЛЕТЕНЬ

Саврухин А. П. — Значение параметров неустойчивости атмосферных течений для М-зоны (115).

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Отв. редактор — академик Академии наук Туркменской ССР С. Р. Сергиенко.
 Отв. секретарь — кандидат физико-математических наук А. А. Аширов.
 Академики Академии наук Туркменской ССР Р. Г. Аниаев, В. А. Баум, П. И. Калугин, К. К. Машрыков, Г. С. Седельников; члены-корреспонденты Академии наук Туркменской ССР А. А. Бердыев и А. Н. Ниязов; кандидаты физико-математических наук Я. Агаев, А. Нарчаев, Р. Непесов, А. Ханбердыев, О. Худайверенов; кандидат геолого-минералогических наук О. Одеков.

ТҮРКМЕНИСТАН ССР
ЫЛЫМЛАР АКАДЕМИЯСЫНЫҢ
ХАБАРЛАРЫ

ФИЗИКА-ТЕХНИКИ, ХИМИКИ ВЕ ГЕОЛОГИК
ЫЛЫМЛАРЫҢ СЕРИЯСЫ

5

1966

А ш г а б а т

ИЗВЕСТИЯ
АКАДЕМИИ НАУК
ТУРКМЕНСКОЙ ССР

СЕРИЯ ФИЗИКО-ТЕХНИЧЕСКИХ, ХИМИЧЕСКИХ
И ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

5

1966

Ашхабад

ОПЕРАТОРНОЕ УРАВНЕНИЕ ТИПА ВОЛЬТЕРРА С ЗАПАЗДЫВАЮЩИМ АРГУМЕНТОМ

Пусть E — некоторое банахово пространство. Через E_T обозначим пространство непрерывных на $[0, T]$ функций со значениями в E . Норму в нем определим формулой

$$\|x(t)\|_{E_T} = \max_{0 \leq t \leq T} \|x(t)\|_E.$$

Пусть $S(x_0, r)$ и $S_T(x_0, r)$ — шары соответственно из E и E_T с радиусом r центром в точке x_0 .

Исследуем решение нелинейного операторного уравнения типа Вольтерра с запаздывающим аргументом

$$\begin{aligned} x(t) &= x_0(t) + F[t, x_t(s), x_t(s-\tau(s))] \quad (0 \leq t \leq T), \\ x(t) &= x_0(t) \quad (-\tau \leq t \leq 0) \end{aligned} \quad (1)$$

где $F[t, x_t(s), x_t(s-\tau(s))]$ — оператор типа Вольтерра, то есть оператор, значения которого определяются значениями функции $x(s)$ и $x(s-\tau(s))$ при $0 \leq s \leq t \leq T$, действующий $R = [0, T] \times S_t(\theta, r) \times S_t(\theta, r)$ в $S_T(\theta, r_2)$ ($r_1 + r_2 \leq r$), здесь $x_0(t) \in S(\theta, r_1)$ — заданная функция, $\tau(t)$ — непрерывная, неотрицательная функция, определенная при $0 \leq t \leq T$ и ограниченная числом τ : $\tau(t) \leq \tau$.

Я. Д. Мамедовым [1] исследовано уравнение (1) для случая, когда оператор $F[t, x_t(s), x_t(s-\tau(s))]$ не зависит от запаздывания. В данной статье рассматриваются аналогичные вопросы для уравнения (1). Заметим, что некоторые частные теоремы для уравнения (1) доказаны ранее [2].

1. Ниже будем пользоваться следующей очевидной леммой об интегральных неравенствах с запаздывающим аргументом [3], [4].

Пусть $u(t)$ является решением скалярного интегрального уравнения Вольтерра с запаздывающим аргументом

$$\left. \begin{aligned} u(t) &= a(t) + \int_0^t \varphi[t, s; u(s), u(s-\tau(s))] ds \quad (0 \leq t \leq T) \\ u(t) &= a(t) \quad (-\tau \leq t \leq 0), \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

а непрерывная функция $v(t)$ является единственным решением интегрального неравенства

$$\left. \begin{aligned} v(t) &\leq \alpha(t) + \int_0^t \varphi[t, s; v(s), v(s-\tau(s))] ds & (0 \leq t \leq T) \\ v(t) &= \alpha(t) & (-\tau \leq t \leq 0) \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

Лемма. Пусть функция $\varphi(t, s; u, v)$ непрерывна при $0 \leq s \leq t \leq T$, $|u|, |v| \leq r$ и неубывает по u, v . Функции $\alpha(t)$ и $\tau(t) \geq 0$ — непрерывные на $[0, T]$. Тогда справедливо неравенство

$$v(t) \leq u(t) \quad (0 \leq t \leq T).$$

2. Допустим, что оператор $F[t, x_t(s), x_t(s-\tau(s))]$ удовлетворяет условию (0) в R , если выполнено неравенство

$$\begin{aligned} &\|F[t, x_t(s), x_t(s-\tau(s))] - F[t, y_t(s), y_t(s-\tau(s))]\| \leq \\ &\leq \int_0^t \varphi[t, s; \|x(s) - y(s)\|, \|x(s-\tau(s)) - y(s-\tau(s))\|] ds \\ &(t \in [0, T], x, y \in S_t(\theta, r)), \end{aligned}$$

где $\varphi(t, s; u, v)$ удовлетворяет условиям леммы и уравнение

$$\left. \begin{aligned} u(t) &= \int_0^t \varphi[t, s; u(s), u(s-\tau(s))] ds & (0 \leq t \leq T) \\ u(t) &= 0 & (-\tau \leq t \leq 0) \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

имеет только нулевое решение.

Определим последовательные приближения Пикара $\{x^{(n)}(t)\}$ равенствами

$$\left. \begin{aligned} x^{(n)}(t) &= x_0(t) & (-\tau \leq t \leq T, n=0, 1, 2, \dots) \\ x^{(n)}(t) &= x_0(t) + F[t, x_t^{(n-1)}(s), x_t^{(n-1)}(s-\tau(s))] & (0 \leq t \leq T, n=1, 2, \dots) \end{aligned} \right\} \quad (5)$$

Теорема 1. Пусть непрерывный оператор $F[t, x_t(s), x_t(s-\tau(s))]$ действует из R в $S_T(\theta, r_2)$ ($r_1 + r_2 \leq r$) и удовлетворяет условию (0).

Тогда существует единственное решение уравнения (1) в $S_T(\theta, r)$, являющееся пределом последовательных приближений Пикара, определенных равенствами (5).

Доказательство. Пусть $x(t)$ и $y(t)$ являются решениями уравнения (1). Тогда

$$\begin{aligned} \|x(t) - y(t)\| &\leq \|F[t, x_t(s), x_t(s-\tau(s))] - F[t, y_t(s), y_t(s-\tau(s))]\| \leq \\ &\leq \int_0^t \varphi[t, s; \|x(s) - y(s)\|, \|x(s-\tau(s)) - y(s-\tau(s))\|] ds. \end{aligned}$$

Отсюда

$$\left. \begin{aligned} v(t) &\leq \int_0^t \varphi[t, s; v(s), v(s-\tau(s))] ds & (0 \leq t \leq T) \\ v(t) &= 0 & (-\tau \leq t \leq 0), \end{aligned} \right\}$$

где

$$v(t) = \|x(t) - y(t)\|.$$

Применяя лемму, получим

$$v(t) \leq u(t),$$

где $u(t)$ является решением уравнения (3). По условию $u(t) \equiv 0$, по-

этому $v(t) \equiv 0$. Следовательно, $x(t) = y(t)$, то есть решение уравнения (1) из $S_T(\theta, r)$ единственно.

Докажем существование решения уравнения (1).

Для этого воспользуемся последовательными приближениями Пикара $\{x^{(n)}(t)\}$ для уравнения (1).

Из (5) имеем

$$\|x^{(n)}(t) - x^{(m)}(t)\| \leq \int_0^t \varphi [t, s; \|x^{(n-1)}(s) - x^{(m-1)}(s)\|, \|x^{(n-1)}(s - \tau(s)) - x^{(m-1)}(s - \tau(s))\|] ds.$$

Введем обозначения

$$v_{n,m}(t) = \|x^{(n)}(t) - x^{(m)}(t)\|,$$

$$v(t) = \limsup_{n \rightarrow \infty} v_{n',m'}(t).$$

Тогда

$$\left. \begin{aligned} v_{n,m}(t) &\leq \int_0^t \varphi [t, s; v_{n-1,m-1}(s), v_{n-1,m-1}(s - \tau(s))] ds \quad (0 \leq t \leq T) \\ v_{n,m}(t) &= 0 \quad (-\tau \leq t \leq 0). \end{aligned} \right\} (6)$$

Учитывая, что $\varphi(t, s; u, v)$ не убывает по u и v , из (6) получим

$$\left. \begin{aligned} v(t) &\leq \int_0^t \varphi [t, s; v(s), v(s - \tau(s))] ds \quad (0 \leq t \leq T), \\ v(t) &= 0 \quad (-\tau \leq t \leq 0) \end{aligned} \right\} (7)$$

Применяя лемму, имеем

$$v(t) \leq u(t) \equiv 0,$$

следовательно,

$$\lim_{n, m \rightarrow \infty} \|x^{(n)}(t) - x^{(m)}(t)\| = 0.$$

Итак,

$$\lim_{n \rightarrow \infty} x^{(n)}(t) = x^*(t), \quad \lim_{n \rightarrow \infty} x^{(n)}(t - \tau(t)) = x^*(t - \tau(t))$$

равномерно по $t \in [0, T]$. Переходя к пределу в (5), находим, что $x^*(t)$ является решением уравнения (1). Теорема доказана.

3. Через $x(t)$ и $\bar{x}(t)$ ($x, \bar{x} \in S_T(\theta, r)$) обозначим соответственно решения уравнений (1) и

$$\left. \begin{aligned} \bar{x}(t) &= x_0(t) + F[t, \bar{x}_t(s), \bar{x}_t(s - \tau(s))] \quad (0 \leq t \leq T), \\ \bar{x}(t) &= x_0(t) \quad (-\tau \leq t \leq 0), \end{aligned} \right\} (8)$$

где $\bar{\tau}(s)$ удовлетворяет тем же условиям, что и $\tau(s)$.

Теорема 2. Пусть оператор $F[t, x_t(s), x_t(s - \tau(s))]$ определен в R и в нем удовлетворяет условию (0). Пусть существует непрерывная производная $\frac{dF}{dt}[t, x_t(s), x_t(s - \tau(s))]$ при $t \in [0, T]$, $x(t) \in S(\theta, r)$.

Пусть, наконец, начальная функция $x_0(t)$ непрерывна дифференцируема при $t \in [-\tau, 0]$.

Тогда имеет место неравенство

$$\|x(t) - \bar{x}(t)\| \leq u(t),$$

где $u(t)$ является решением уравнения

$$u(t) = \alpha(t) + \int_0^t \varphi [t, s; u(s), u(s-\tau(s))] ds \quad (0 \leq t \leq T),$$

$$u(t) = 0 \quad (-\tau \leq t < 0),$$

$$\text{где } \alpha(t) = \int_0^t \varphi [t, s; 0, \beta |\bar{\tau}(s) - \tau(s)|] ds,$$

$$\beta = \max_{-\tau \leq t \leq T} \left(\left\| \frac{dx_0(t)}{dt} \right\| + \left\| \frac{dF}{dt} [t, x_t(s), x_t(s-\tau(s))] \right\| \right).$$

Доказательство. Из (1) и (8) имеем

$$\begin{aligned} \|x(t) - \bar{x}(t)\| &\leq \|F[t, x_t(s), x_t(s-\tau(s))] - F[t, x_t(s), x_t(s-\bar{\tau}(s))]\| + \\ &+ \|F[t, x_t(s), x_t(s-\bar{\tau}(s))] - F[t, \bar{x}_t(s), \bar{x}_t(s-\bar{\tau}(s))]\| \leq \\ &\leq \int_0^t \varphi [t, s; 0, \|x(s-\tau(s)) - x(s-\bar{\tau}(s))\|] ds + \\ &+ \int_0^t \varphi [t, s; \|x(s) - \bar{x}(s)\|, \|x(s-\bar{\tau}(s)) - \bar{x}(s-\bar{\tau}(s))\|] ds. \end{aligned}$$

$$\text{Пусть } v(t) = \|x(t) - \bar{x}(t)\|.$$

$$\text{Тогда } v(t) \leq \int_0^t \varphi [t, s; 0, \|x(s-\tau(s)) - x(s-\bar{\tau}(s))\|] ds + \quad (9)$$

$$+ \int_0^t \varphi [t, s; v(s), v(s-\bar{\tau}(s))] ds \quad (0 \leq t \leq T),$$

$$v(t) = 0 \quad (-\tau \leq t < 0).$$

Оценим разность $\|x(t-\tau(t)) - x(t-\bar{\tau}(t))\|$. Рассмотрим три возможных случая:

а) пусть $t-\tau(t) < 0$, $t-\bar{\tau}(t) < 0$. Тогда

$$\begin{aligned} \|x(t-\tau(t)) - x(t-\bar{\tau}(t))\| &= \|x_0(t-\tau(t)) - x_0(t-\bar{\tau}(t))\| \leq \\ &\leq \left\| \frac{dx_0(t^*)}{dt} \right\| \cdot |\bar{\tau}(t) - \tau(t)|, \end{aligned}$$

$$\|x(t-\tau(t)) - x(t-\bar{\tau}(t))\| \leq \left\| \frac{dx_0(t^*)}{dt} \right\| \cdot |\bar{\tau}(t) - \tau(t)|, \quad (10)$$

где $t^* \in (t-\tau(t), t-\bar{\tau}(t))$;

б) пусть $t-\tau(t) \geq 0$, $t-\bar{\tau}(t) \geq 0$. Тогда

$$\begin{aligned} \|x(t-\tau(t)) - x(t-\bar{\tau}(t))\| &= \|F[t-\tau(t), x(s), x(s-\tau(s))] - \\ &- F[t-\bar{\tau}(t), x(s), x(s-\tau(s))]\| \leq \left\| \frac{dF}{dt} \left[\tilde{t}, \tilde{x}(s), \tilde{x}(s-\tau(s)) \right] \right\| \cdot |\bar{\tau}(t) - \tau(t)|, \end{aligned}$$

$$\|x(t-\tau(t)) - x(t-\bar{\tau}(t))\| \leq \left\| \frac{dE}{dt} \left[\tilde{t}, \tilde{x}(s), \tilde{x}(s-\tau(s)) \right] \right\| \cdot |\bar{\tau}(t) - \tau(t)|, \quad (11)$$

где $\tilde{t} \in (t-\tau(t), t-\bar{\tau}(t))$;

в) пусть, наконец, $t - \tau(t) < 0$, $t - \bar{\tau}(t) > 0$, $(t - \tau(t)) > 0$, $t - \bar{\tau}(t) < 0$. Тогда в силу (10) и (11) из неравенства

$$\|x(t - \tau(t)) - x(t - \bar{\tau}(t))\| \ll \|x(t - \tau(t)) - x(0)\| + \|x(0) - x(t - \bar{\tau}(t))\|$$

получим

$$\|x(t - \tau(t)) - x(t - \bar{\tau}(t))\| \ll \left\| \frac{dx_0(t^*)}{dt} \right\| \cdot |\tau(t) - \bar{\tau}(t)| + \\ + \left\| \frac{dF}{dt} \left[\tilde{t}, x(s), x(s - \tau(s)) \right] \right\| |\bar{\tau}(t) - \tau(t)|,$$

где $t^* \in (t - \tau(t), 0)$, $\tilde{t} \in (0, t - \bar{\tau}(t))$

$$(t^* \in (0, t - \tau(t)), \tilde{t} \in (t - \bar{\tau}(t), 0)).$$

Итак, во всех трех случаях мы показали, что имеет место

$$\|x(t - \tau(t)) - x(t - \bar{\tau}(t))\| \ll \beta |\bar{\tau}(t) - \tau(t)|. \quad (12)$$

Так как $\varphi(t, s; u, v)$ не убывает по v , из (9)

имеем

$$v(t) \ll \alpha(t) + \int_0^t \varphi[t, s; v(s), v(s - \bar{\tau}(s))] ds \quad (0 \ll t \ll T), \\ v(t) = 0 \quad (-\bar{\tau} \ll t \ll 0).$$

Применяя лемму, получим утверждение теоремы.

Следствие. Из этой теоремы следует корректность решения уравнения (1) по запаздыванию, то есть при достаточно малых $|\tau(t) - \bar{\tau}(t)|$ разность решений $\|x(t) - x^-(t)\|$ также достаточно мала.

Помимо уравнения (1), рассмотрим уравнение

$$\left. \begin{aligned} y(t) &= y_0(t) + F[t, y_t(s), y_t(s - \tau(s))] + \\ &+ \alpha[t, y_t(s), y_t(s - \tau(s))] \quad (0 \ll t \ll T) \\ y(t) &= y_0(t) \quad (-\tau \ll t \ll 0), \end{aligned} \right\} (13)$$

где $\alpha[t, y_t(s), y_t(s - \tau(s))]$ — нелинейный оператор типа Вольтерра с запаздывающим аргументом.

Теорема 3. Пусть оператор $F[t, x_t(s), x_t(s - \tau(s))]$ определен в R и удовлетворяет условию (0).

Пусть оператор $\alpha[t, y_t(s), y_t(s - \tau(s))]$ действует из $S_t(\theta, r)$ в E_T .

Тогда решение $x(t) \in S_T(\theta, r)$ и $y(t) \in S_T(\theta, r)$ уравнений (1) и (13) удовлетворяет неравенству

$$\|x(t) - y(t)\| \ll u(t) \quad (0 \ll t \ll T),$$

где $u(t)$ является решением интегрального уравнения

$$u(t) = \|x_0(t) - y_0(t)\| + \| \alpha [t, y_t(s), y_t(s, -\tau(s))] \| + \\ + \int_0^t \varphi [t, s; u(s), u(s - \tau(s))] ds \quad (0 \ll t \ll T), \\ u(t) = \|x_0(t) - y_0(t)\| \quad (-\tau \ll t \ll 0).$$

Доказательство почти очевидно (см. [2]).

Утверждение этой теоремы означает, что решение уравнения (1) «корректно» по отношению к малым возмущениям начальных данных и малым возмущениям правых частей уравнения.

Покажем некоторые примеры, приводящие к уравнению (1).

Применение теоремы 1—3 к этим уравнениям приводит нас к обобщениям или дополнениям ряда известных результатов.

1. Рассмотрим задачу

$$\left. \begin{aligned} \frac{dx(t)}{dt} &= f[t, x(t), x(t - \tau(t))] \quad (0 \ll t \ll T) \\ x(t) &= x_0(t) \quad (-\tau \ll t \ll 0) \end{aligned} \right\} \quad (14)$$

в пространстве E . Предположим, что оператор $f(t, x, y)$ определен на топологическом произведении $[0, T] \times S(\theta, r) \times S(\theta, r)$ и $\|f(t, x, y)\| \ll M$, причем $M\tau \ll r$, кроме того, удовлетворяет условию (0), то есть

$$\|f(t, x_1, y_1) - f(t, x_2, y_2)\| \ll \varphi_0(t, \|x_1 - x_2\|, \|y_1 - y_2\|) \\ (x, y \in S, t \in [0, T]),$$

где функция $\varphi(t, s; u, v) = \varphi_0(t, u, v)$ удовлетворяет условию леммы.

Очевидно, что эта задача эквивалентна следующему интегральному уравнению вольтерровского типа с запаздывающим аргументом

$$x(t) = x_0(0) + \int_0^t f[s, x(s), x(s - \tau(s))] ds \quad (0 \ll t \ll T), \\ x(t) = x_0(t) \quad (-\tau \ll t \ll 0),$$

причем оператор

$$F[t, x_t(s), x_t(s - \tau(s))] = \int_0^t f[s, x(s), x(s - \tau(s))] ds$$

удовлетворяет условиям вышеуказанных теорем. Следовательно, соответствующим образом можно сформулировать аналогичные теоремы для задачи (14).

Как уравнение вида (14), можно рассматривать интегродифференциальные уравнения

$$\frac{\partial x(P, t)}{\partial t} = \int_G K[P, t, Q, x(Q, t), x(Q, t - \tau(t))] dQ + \\ + F[P, t, x(P, t), x(P, t - \tau(t))] \quad (0 \ll t \ll T)$$

с начальным условием

$$x(P, t) = x_0(P, t) \quad (-\tau \ll t \ll 0).$$

2. Рассмотрим систему счетного числа интегральных уравнений с запаздывающим аргументом

$$\left. \begin{aligned} x_i(t) &= x_i^{(0)}(t) + \int_0^t K_i[t, s; x_1(s), \dots, x_1(s-\tau(s)), \dots] ds \\ &\quad (i=1, 2, \dots, \quad 0 \leq t \leq T), \\ x_i(t) &= x_i^{(0)}(t) \quad (-\tau \leq t \leq 0). \end{aligned} \right\} \quad (15)$$

Здесь функции $K_i[t, s, x_1, \dots, y_1, \dots]$ определены и непрерывны при $0 \leq s \leq t \leq T$, $|x_i|, |y_i| \leq r$ и удовлетворяют условию

$$K_i[t, s; \bar{x}_1, \dots, \bar{y}_1, \dots] - K_i[t, s; \bar{x}_1, \dots, \bar{y}_1, \dots] \leq \varphi[t, s; \|\bar{x} - \bar{x}\|, \|\bar{y} - \bar{y}\|]$$

где $\varphi(t, s; u, v)$ удовлетворяет условиям леммы. Если теперь в вышеуказанных теоремах за E принять l^2 , то оператор

$$F[t, x_i(s), x_i(s-\tau(s))] \equiv \left\{ \int_0^t K_i[t, s; x_1(s), \dots, x_1(s-\tau(s)), \dots] ds \right\}_{i=1, 2, \dots}$$

будет удовлетворять условиям этих теорем, и, следовательно, соответствующие теоремы можно сформулировать и для системы (15).

3. Приведем еще пример.

Рассмотрим нелинейное уравнение

$$\left. \begin{aligned} x(t) &= \Phi \left[t, \int_0^t K[t, s; x(s), x(s-\tau(s))] ds \right] \quad (0 \leq t \leq T), \\ x(t) &= x_0(t) \quad (-\tau \leq t \leq 0), \quad x_0(0) = \Phi(0, 0), \end{aligned} \right\} \quad (16)$$

где функции $\Phi(t, u)$, $K[t, s, x, y]$ определены и непрерывны соответственно по $0 \leq t \leq T$, $|u| \leq r_1$, $0 \leq s \leq t \leq T$, $|x|, |y| \leq r_2$ и удовлетворяют условиям

$$\left. \begin{aligned} |\Phi(t, u) - \Phi(t, v)| &\leq L |u - v| \quad (t \in [0, T], |u|, |v| \leq r_1), \\ |K[t, s; x_1, y_1] - K[t, s; x_2, y_2]| &\leq \varphi[t, s, |x_1 - x_2|, |y_1 - y_2|] \\ &\quad (t, s \in [0, T], |x_i|, |y_i| \leq r_2, \quad i=1, 2), \end{aligned} \right\}$$

где $\varphi(t, s; u, v)$ удовлетворяет условиям леммы.

Тогда очевидно, что оператор

$$F[t, x_i(s), x_i(s-\tau(s))] \equiv \Phi \left[t, \int_0^t K[t, s; x(s), x(s-\tau(s))] ds \right]$$

удовлетворяет условию (0) и, следовательно, можно сформулировать соответствующие теоремы также для уравнения (16).

ЛИТЕРАТУРА

1. Мамедов Я. Д.—СМЖ, т. 5, № 6, 1964.
2. Гусейнов А. И., Мамедов Я. Д.—Учен. зап. АзГУ, сер. физ. мат. наук, № 3, 1960.
3. Сеидов З. Б.—Применение интегральных неравенств к исследованию решений нелинейных дифференциальных и интегральных уравнений с запаздывающим аргументом. Кандидатская диссертация, Баку, 1963.
4. Логунов А. И.—Интегральные неравенства с запаздывающим аргументом. Кандидатская диссертация, Воронеж, 1964.

О ТЕМПЕРАТУРНОЙ ЗАВИСИМОСТИ ТЕРМОМАГНИТНОГО ЭФФЕКТА В ЖЕЛЕЗО-ХРОМИСТЫХ СПЛАВАХ

Продольный термомагнитный эффект в двойных ферромагнитных сплавах на основе железа в зависимости от температуры неизучен. В литературе есть лишь данные об исследованиях температурной зависимости продольного термомагнитного эффекта на чистых образцах железа [1, 2], причем имеется несоответствие в ходе кривых и значениях эффекта, найденных этими авторами. Возможно, что это несоответствие связано с различными условиями термообработки и наличием примесей неферромагнитных компонент в железе.

В настоящей работе исследован в широком интервале температур (от комнатной до точки Кюри) продольный четный термомагнитный эффект на чистом железе и железо-хромистых сплавах с малыми примесями неферромагнитного компонента хрома и полученные результаты сопоставлены с данными работ [1, 2]. Наряду с этим, при комнатной температуре измерен продольный четный гальваномагнитный эффект указанных сплавов, поскольку совместное изучение двух четных эффектов позволяет глубже понять внутренние процессы, происходящие в структурах металлов и сплавов.

Исследовано 7 образцов, химический состав которых приведен в табл. 1.

Плавилась образцы в корундовых тиглях высокочастотной печи под слоем флюса, а расплавы всасывались в накалинные кварцевые трубки диаметром 3 мм.

Все образцы с помощью многократного промежуточного отжига и закалки вытягивались в волоочильной установке в проволоку диаметром 0,7 мм. Для снятия внутренних напряжений перед

измерениями образцы подвергались обжигу в вакууме. Порядок обжига был следующий: образцы нагревались в фарфоровых капиллярах до температуры 1000°C, выдерживались при этой температуре в течение 10 часов, затем медленно охлаждались вместе с печью

Таблица 1

Номера образцов	Состав сплава, вес. %	
	железо	хром
1	100,0	0
2	99,90	0,10
3	99,56	0,44
4	97,70	2,30
5	94,35	5,65
6	89,70	10,30
7	87,02	12,98

до комнатной температуры со скоростью 120° в час. В этом состоянии все образцы подвергались исследованию.

Методика исследований температурной зависимости продольного

терромагнитного эффекта в ферромагнитных металлах и сплавах подробно описана ранее [3].

На рис. 1—3 показаны кривые продольного терромагнитного эффекта чистого железа (рис. 1) и сплавов железо—хром с 5,65 и 12,93%-ным содержанием хрома (рис. 2 и 3).

Из рис. 1 видно, что в слабых полях (менее 100 эрстед), соответствующих процессу смещения границ спонтанного намагничивания, эффект очень быстро растет с ростом поля. В стадии перехода от процесса смещения к процессу вращения рост эффекта значительно замедляется, полностью прекращаясь в пределах полей 100—150 эрстед, соответствующих полям технического насыщения. При дальнейшем увеличении поля и температуры эффект, обусловленный парапроцес-

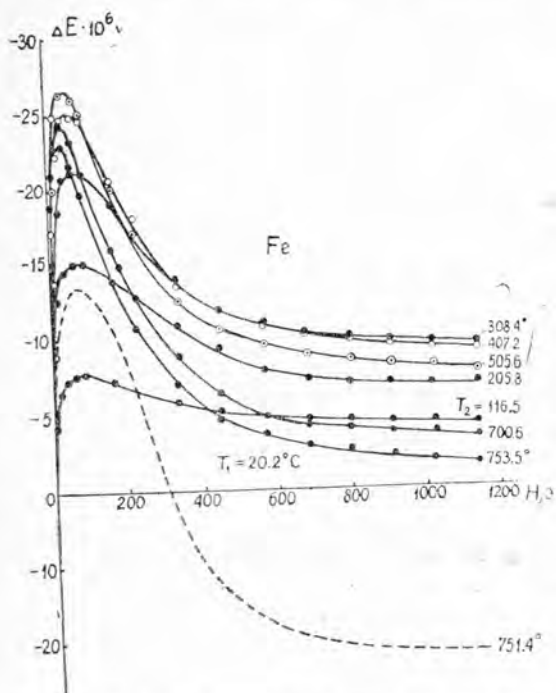


Рис. 1. Кривые продольного терромагнитного эффекта чистого железа при различных температурах.

сом, сначала интенсивно, а затем медленно достигают насыщения, то есть стано-

вятся почти параллельными оси абсцисс, не пересекая последней. Аналогичный ход имеют кривые эффекта для железо-хромистых сплавов, вплоть до 5,65%-ного содержания хрома (рис. 2). Кривые гальваномагнитного эффекта обнаруживают наибольший рост в области относительно сильных полей. Для сплава с 5,65%-ным содержанием хрома зависимость $\frac{\Delta R}{R} (H)$ показана на рис. 2 пунктирной линией. Аналогичная зависимость гальваномагнитного эффекта от поля наблюдается и для остальных изученных сплавов.

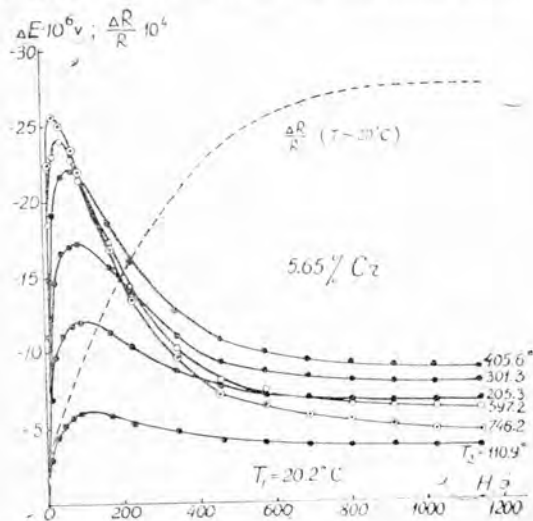


Рис. 2. Кривые продольного терромагнитного эффекта сплава 94,35% Fe, 5,65% Cr при различных температурах.

Интересно отметить, что подобного рода явления наблюдались авторами работы [4], которые провели совместное изучение двух продольных четных эффектов—термомагнитного и гальваномагнитного — на

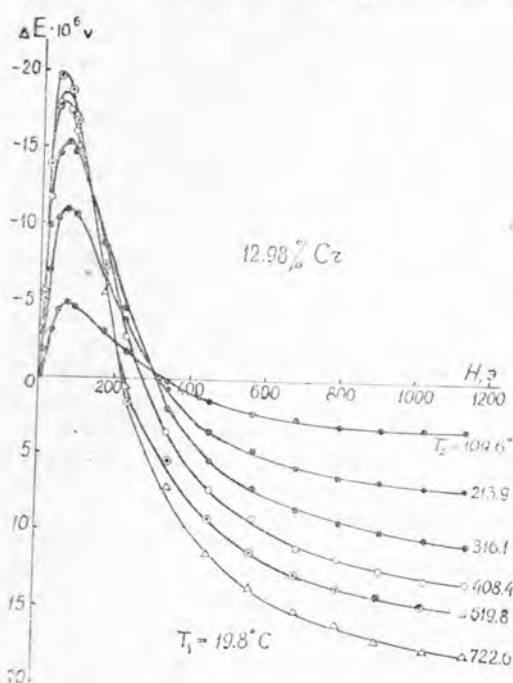


Рис. 3. Кривые продольного термомагнитного эффекта сплава 87,02% Fe, 12,98% Cr при различных температурах.

монокристаллах ферритов марганца и показали, что термомагнитный эффект имеет наибольший рост в области слабых полей (при процессах смещения и вращения), в то время как гальваномагнитный эффект имеет наибольший рост в области сильных полей (в области парапроцесса).

Для сплавов с 10,3 и 12,98%-ным содержанием хрома ход кривых термомагнитного эффекта в слабых полях аналогичен ходу кривых рис. 1 и 2, при дальнейшем увеличении поля эффект, уменьшаясь, переходит в область с противоположным знаком, то есть кривые достигают насыщения в области, где эффект имеет положительный знак (рис. 3). Знак эффекта нормирован по отношению к знаку начальной термоЭДС, то есть ЭДС Зеебека.

Значения эффекта для остальных исследованных сплавов представлены в табл. 2.

Таблица 2

Продольный четный термомагнитный эффект ($H=1140$ эрстед) сплавов железо—хром

0,1% Cr $T_1 = 20,1^\circ\text{C}$		0,44% Cr $T_1 = 19,9^\circ\text{C}$		2,30% Cr $T_1 = 20,4^\circ\text{C}$		10,30% Cr $T_1 = 20,2^\circ\text{C}$	
T_2	$\Delta E \cdot 10^6 v$	T_2	$\Delta E \cdot 10^6 v$	T_2	$\Delta E \cdot 10^6 v$	T_2	$\Delta E \cdot 10^6 v$
106,2	4,24	104,3	4,62	102,3	4,87	106,7	1,78
201,7	7,32	201,8	7,97	201,2	10,07	209,2	3,35
308,2	9,58	302,4	9,84	301,8	13,38	299,0	3,14
402,2	9,33	401,3	10,76	406,4	13,54	389,4	2,57
503,8	8,16	502,9	8,02	500,2	13,20	492,2	0,18
605,6	4,31	604,4	4,70	599,8	12,68	585,5	-0,43
702,6	3,50	704,5	3,87	700,1	10,85	681,0	-2,82
732,5	2,12	730,7	3,13	728,5	10,70	710,2	-4,06
740,7	1,84	736,2	2,67	737,0	10,64	713,3	-4,12
745,3	1,51	740,6	2,20	740,3	10,50	715,2	-4,03
749,2	1,47	748,3	2,04	742,2	10,73	719,3	-4,28
752,6	1,47	750,3	2,12	747,4	10,90	725,5	-4,42
772,5	1,49	753,8	2,17	752,2	10,94	750,1	-4,49
801,3	2,09	775,5	2,40	780,2	11,06	—	—
830,0	2,59	790,0	2,83	—	—	—	—

Зависимость гальвано- и термомагнитного эффекта от содержания легирующего элемента хрома в железо-хромистых сплавах представлена на рис. 4.

Видно, что величина гальваномагнитного эффекта, начиная примерно с 1%-ного содержания хрома, растет, тогда как величина термомагнитного эффекта уменьшается.

Следует отметить также следующий интересный факт, обнаруженный нами. Кривые рис. 1 (сплошные линии) получены для случая, когда температура горячего спая варьировала от комнатной до точки Кюри чистого железа и выше. В этом случае ход кривых совпадает с данными

Броуля [1]. Изменяя температуру горячего спая в обратном порядке, то есть постепенно охлаждая горячий спай образца ниже точки Кюри, мы обнаружили, что для одних и тех же разностей температур кривые продольного эффекта в функции от поля не совпадают, а именно, в последнем случае ход кривых $\Delta E(H)$ того же образца железа становится аналогичным ходу кривых рис. 3 — обнаруживается перемена знака эффекта в сильных полях. В этом случае ход кривой рис. 1 (пунктирная линия) совпадает с данными Лаунса и Константа [2]. Указанное явление, по-видимому, связано с тем, что при охлаждении ферромагнетика ниже точки Кюри одновременно с самопроизвольной намагниченностью возникает самопроизвольная деформация решетки, выражающаяся в изменении объема решетки. Это, естественно, должно вести к аномалиям термоэлектрических и, следовательно, термомагнитных свойств ферромагнетиков в области парапроцесса. Однако этот вопрос требует дальнейшего детального изучения.

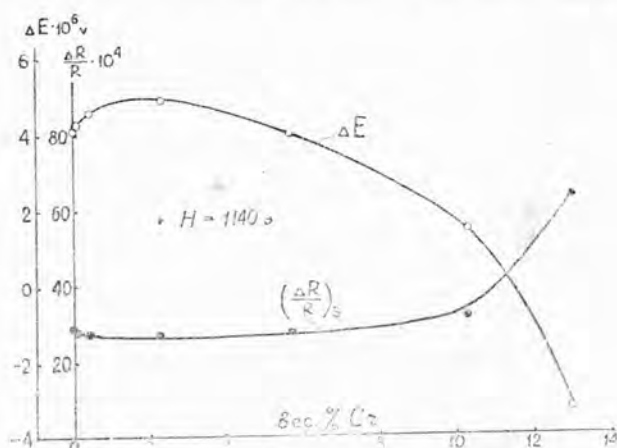


Рис. 4. Зависимость продольного гальвано- и термомагнитного эффектов ($\Delta T \sim 80^\circ\text{C}$) от содержания легирующего элемента хрома в железо-хромистых сплавах.

Выводы

Исследованы продольные гальвано- и термомагнитные эффекты в железо-хромистых сплавах и показано, что:

1. Продольный термомагнитный эффект имеет наибольшее значение в области слабых полей (в области смещения границ спонтанного намагничивания), в то время как продольный гальваномагнитный эффект имеет наибольший рост в области сильных полей (в области парапроцесса).

2. Величина продольного термомагнитного эффекта при полях, насыщения сначала растет с ростом содержания легирующего ферромагнитного компонента в исследованных сплавах (\sim до 1 вес. % со-

держания хрома), затем монотонно падает. Зависимость гальвано-магнитного эффекта при полях насыщения от состава исследованных сплавов носит прямо противоположный характер.

Туркменский государственный университет
им. А. М. Горького

Поступило
10 апреля 1966 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Broili H. — *Ann. de Phys.*, vol. 14, 259, 1932.
2. Lowange F. E. and Constant F. W. — *Phys. Rev.*, vol. 48, 3, 247, 1935.
3. Юсупов Т. М. — *Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН*, № 1, 1965; № 2, 1965; № 3, 1965.
4. Белов К. П., Талалаева Е. В. и Кудрявцева Т. В. — *ФТТ*, т. 7, вып. 4, 981, 1965.

УДК 621. 382

С. СУХАНОВ
И. В. ПЕТРОВА
В. П. ПЕТИНОВ

ИССЛЕДОВАНИЕ ПОТОКОЧУВСТВИТЕЛЬНЫХ ГОЛОВОК С ДАТЧИКОМ ХОЛЛА

В настоящем сообщении описываются результаты экспериментальных исследований основных параметров считывающих магнитных головок на основе датчиков Холла из бинарного полупроводникового соединения InSb, проведенных с целью обеспечения высокой чувствительности, разрешающей способности и стабильности работы головок в практических условиях.

Обычно применяемые воспроизводящие магнитные головки чувствительны только к скорости изменения магнитного потока, воспринимаемого с ленты, и поэтому обладают характерной чертой: с уменьшением частоты пропорционально падает выходной сигнал.

Для считывания записи с магнитной ленты при очень низких частотах необходимо найти какие-то другие методы. В настоящее время можно ориентироваться на два таких метода, а именно, считывание записи с магнитной ленты с помощью модуляционной магнитной головки и магнитной головки, основанной на гальваномагнитном эффекте Холла. Следует отметить, что модуляционная головка имеет недостатки: сложность конструкции, большая потребляемая мощность и невысокая разрешающая способность; считывающая головка на основе датчика Холла не обладает указанными недостатками.

Исследованию и разработке потокочувствительных воспроизводящих магнитных головок на датчике Холла посвящен ряд работ [1, 2, 3, 4, 5], в которых описаны возможности создания устройств воспроизведения информации с носителя на датчиках Холла. Данная работа является продолжением предыдущих сообщений [4, 5], но с конкретной разработкой и исследованием их основных параметров.

Конструкция головки создана по принципу установления датчика Холла в заднем зазоре. Она состоит из следующих основных элементов: магнитопровода, датчика Холла с контактным устройством и электромагнитного экрана. Датчик Холла устанавливается между двумя прямоугольными пластинками из феррита с магнитной проницаемостью $\mu \approx 1000$ гс/э, и удельным сопротивлением $\rho = 10^4$ ос см. Из альфевола (Ю-16) приготавливались наконечники для установки считывающего зазора на передней грани пакета феррит—кристалл—феррит. Разрабатывалась технология изготовления данной конструкции головки. Последовательность операции показана на схеме.

Блок-схема экспериментальной установки



Контроль толщины пластинки датчика Холла при шлифовке и ширине считывающего зазора головки осуществлялся с помощью микроскопа МИМ-7.

Методика эксперимента

Основные параметры датчика Холла измеряются обычным методом до установления замыкающей половинки магнитопровода головки [4, 1].

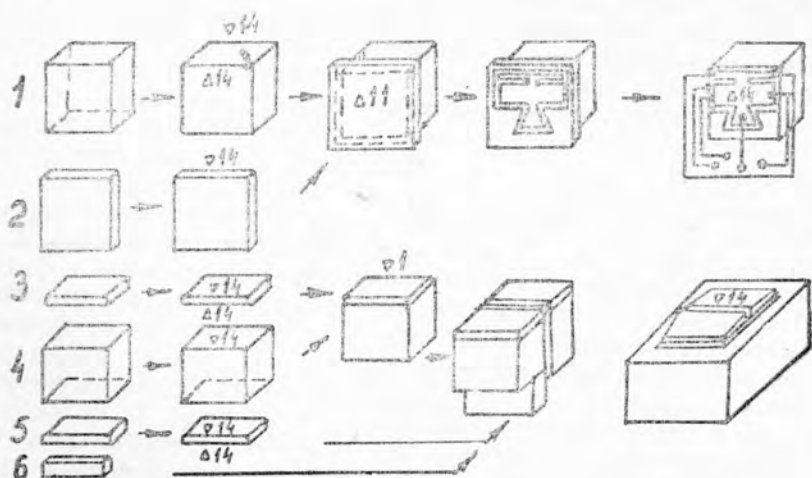


Рис. 1. Последовательность операций технологии изготовления потокочувствительной головки на основе датчика Холла; 1—основная ферритовая подложка; 2—полупроводниковая пластинка; 3—наконечник замыкающего феррита; 4 и 5—наконечники основной ферритовой подложки 1; 6—бронзовая фольга толщиной 2—3 мк для установки считывающего зазора между наконечниками.

Исследования параметров воспроизводящих устройств с датчиком Холла проводились на специальном стенде (см. блок-схему), позволяющем проводить исследования при очень малой скорости — 0,5 —

— 0,71 мм/сек. носителя информации. Блок протяжки и воспроизведения питался от аккумуляторной батареи и специально собранного электронного генератора с частотой 1000 гц. Уровень выходного сигнала воспроизводящего устройства в зависимости от условий головки усиливался и подавался на осциллограф, на котором производились измерения и визуальные наблюдения формы выходных сигналов воспроизводящего устройства. Выходные измерители тщательно калибровали для измерения уровня выходного сигнала головки. Погрешность измерения составляла 2%.

Для исследований параметров головок необходима магнитная лента с записью. Запись осуществлялась на отдельных записывающих установках при соответствующей скорости ленты с тем, чтобы обеспечивать необходимую плотность на 1 мм. В процессе исследования использовались различные типы лент и различные плотности записи.

Результаты исследования и их обсуждение

Исследовались разрешающая способность, выходная отдача в зависимости от режима записи, типа ленты, наводок, шумов, а также осуществлялось визуальное наблюдение формы выходного сигнала воспроизводящих головок на основе датчиков Холла. Использовались считывающие головки с различными данными. Рабочий зазор большинства из них лежал в пределах 3—5 мк. Параметры датчиков Холла такие же, как и приведенные в работах [4,5].

На рис. 3 приведены зависимости выходного напряжения головки U_x от величины тока записи $U_x = f(i_{\text{зап.}})$ (кривая 1) и от частоты записанного сигнала $U_x = \varphi(f)$ (кривая 2). Кривые сняты в следующих условиях: запись проводилась головкой с индуктивностью $L = 190$ мкГн, записывающим зазором $\Delta_p = 2$ мкр и задним зазором $\Delta_z = 50$ мкр. магнитопровод из алфенола (Ю-16) толщиной пластинки 0,1 мм. Скорость записи 1,5 м/сек. Записывались однополярные импульсы $t_{\text{и}} = 6$ мк/сек. Величина тока записи для зависимости $U_x = \varphi(f_{\text{зап.}})$ была 105 ма. Запись осуществлялась на ленте типа 2. Из графика видно, что с увеличением тока записи выходное напряжение считывающей головки растет прямолинейно до 100 ма, а выше кривая $U_x = f(i_{\text{зап.}})$ изгибается из-за насыщения магнитной ленты.

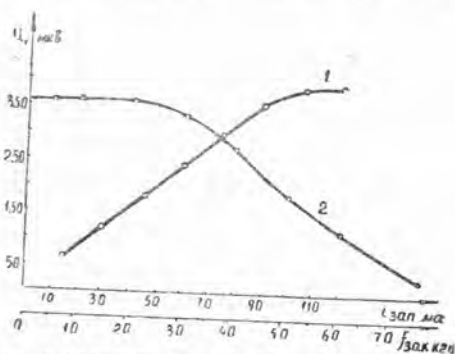


Рис. 3. Зависимость $U_x = f(i_{\text{зап.}})$ $U_x = \varphi(f_{\text{зап.}})$.

С увеличением частоты записи падает выходное напряжение головки, из-за уменьшения остаточной намагниченности ленты. Головки с датчиком Холла с небольшой вольтовой чувствительностью $\gamma = 100$ мкВ/э и считывающей щелью шириной 5 мкр имели низкую разрешающую способность. Увеличение вольтовой чувствительности датчика приводит только к увеличению чувствительности и соответственно отдачи головки при той же разрешающей способности. Увеличения

разрешающей способности добились уменьшением ширины считывающего зазора и уменьшением явления интегрального суммирования головки.

Выходная отдача считывающих головок, согласно указанным данным, составила от 30 до 600 мкв в зависимости от типа магнитной ленты и условий воспроизведения величины управляющего тока датчика и т. д. Допустимая величина управляющего тока выбиралась на основе вольтамперной характеристики. На головках со считывающим зазором $\Delta_p = 3$ мк и с датчиком Холла средней чувствительности $\gamma = 350$ мкв/э была получена разрешающая способность 50 импульсов с 1 мм при скорости носителя информации 0,5 мм/сек. Отношение полезного сигнала к паразитным сигналам было порядка 1:10. Внешние паразитные наводки в условиях данного испытания сведены по возможности к минимуму. Для практического устранения наводок необходима тщательная экранировка всех блоков. Исследование проводилось питанием датчика Холла постоянным и переменным током. На переменном токе получаются лучшие данные, если отсутствуют гармоники, которые появляются на выходе головки.

Основываясь на опытных данных, следует отметить, что указанные параметры считывающих головок на основе датчиков Холла из InSb отнюдь не являются предельными, так как использованы далеко не все возможности, то есть коэффициент использования магнитной системы датчиков Холла очень низкий. Кроме того можно в несколько раз улучшить технологию изготовления отдельных узлов и их сборку, усовершенствовав некоторые технологические приспособления.

Увеличение выходной отдачи зависит от многих факторов. Прежде всего следует указать влияние ширины рабочего зазора на отдачу. Известно [4], что датчик устанавливается в заднем зазоре, ширина которого более 10 мк. Естественно, при рабочем зазоре в 3 мк будет сказываться эффект шунтирования потоков магнитной ленты. Этот эффект особенно сильно сказывается, если магнитная проницаемость наконечников выше, чем у основного магнитопровода. В данном случае необходимо выбрать оптимальное отношение $\frac{\Delta_z}{\Delta_p}$, что достигается

уменьшением толщины склеивающего слоя кристаллических датчиков Холла. Предельного уменьшения ширины заднего зазора можно добиться использованием пленочных датчиков. Далее выходная отдача очень сильно зависит от режима записи и от типа магнитной ленты. Поэтому должны быть наиболее подходящие режимы записи и тип магнитной ленты, именно при таком сочетании имеется возможность получения большой выходной отдачи, что, несомненно, облегчит решение вопроса дальнейшего усиления выходного сигнала головки. Разрешающая способность тем выше, чем меньше и паразитное напряжение на холловских электродах и чем качественнее запись на магнитной ленте. Согласно опытным данным, уменьшение Δ_p должно соответствовать определенному значению Δ_z , в противном случае получим низкую отдачу.

Вопрос магнитной экранировки головки от внешних воздействий должен быть решен тщательно, так как в процессе исследований наблюдалось заметное влияние железных предметов на расстоянии.

Выводы

Разрешающая способность потокочувствительных головок на основе датчиков Холла из InSb в 10 раз больше разрешающей способ-

ности модуляционных головок. Следует отметить, что имеются большие возможности по увеличению отдачи и разрешающей способности в том случае, если повысить коэффициент использования отдельных узлов считывающей головки с датчиком Холла.

ЛИТЕРАТУРА

1. Kuhrt F. — Elektronische Rundschau, № 11, 1959.
2. Василевский Ю. А. — Применение датчиков Холла в магнитных головках, т. XXI, № 3, 1960.
3. Comras M. — International Convention Record, P. 7, 1962.
4. Суханов С., Петрова И. В., Потодин В. И. и Герловиц И. Л. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 6, 1964.
5. Суханов С., Арустамова М. В., Петрова И. В. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 4, 1965.

ИССЛЕДОВАНИЕ РАССЛОЕНИЯ В E_s И M, N ОТРАЖЕНИИ В ИОНОСФЕРЕ

Экспериментальные данные показывают, что некоторые случаи появления спорадического слоя E имеют своеобразные особенности, нехарактерные для большинства случаев появления этого слоя. Хотя число таких случаев составляет небольшую часть общего числа появления E_s , исследование этих случаев имеет определенное научное значение в изучении физики слоя E спорадического.

В работах [1—3] показано, что в некоторых случаях дополнительные образования, возникшие в F области ионосферы, постепенно превращаются в E_s . Анализ экспериментальных данных показывает, что процесс превращения зависит от времени суток и года, а также в некоторой степени от уровня солнечной активности, что свидетельствует о существенной роли состояния ионосферы в процессе превращения.

В данной статье приводятся результаты предварительных исследований расслоения в E_s и M, N отражений в ионосфере.

Расслоение в спорадическом слое E ионосферы

Как известно, в спорадическом слое E иногда наблюдаются расслоения. Хотя существование этого явления обнаружено давно [4, 5], однако этот вопрос до настоящего времени остается неизученным. В данном разделе приводятся результаты исследования расслоения в E_s на основе экспериментальных данных, полученных в Ашхабаде. Нами обработаны данные за 1958, 1961, 1964 гг.

В Ашхабаде расслоения в E_s наблюдаются в виде двух слоев, расположенных друг над другом. В дальнейшем, нижний слой условно будем называть основным слоем, а верхний дополнительным. Расслоения наблюдаются как при случае экранирующего, так и полупрозрачного типов E_s . Предельная частота отражения от дополнительного слоя бывает и выше и ниже f_0E_s основного слоя. На рис. 1а приводятся гистограммы распределения разности предельных частот отражения основного и дополнительного слоев $\Delta f_0E_s = (f_0E_s)_{\text{осн.}} - (f_0E_s)_{\text{дон.}}$ для рассматриваемых лет, откуда видно, что в 1958 г. число положительных и отрицательных значений Δf_0E_s примерно одинаковое, а в 1961 и 1964 гг. число случаев с отрицательным значением Δf_0E_s было значи-

тельно больше, чем случаев с положительным значением, то есть предельная частота отражения $\Delta f_0 E_s$ от основного слоя в большинстве случаев была меньше, чем предельная частота отражения от дополнительного слоя E_s . Так предел изменения $\Delta f_0 E_s$ для 1958 г. меньше, чем для 1961 и 1964 гг. А наиболее вероятные значения $\Delta f_0 E_s$ для 1958, 1961 и 1964 гг. соответственно лежат в пределах 0—0,5; 0,5—1,0 и 0,5—1,5 Мгц.

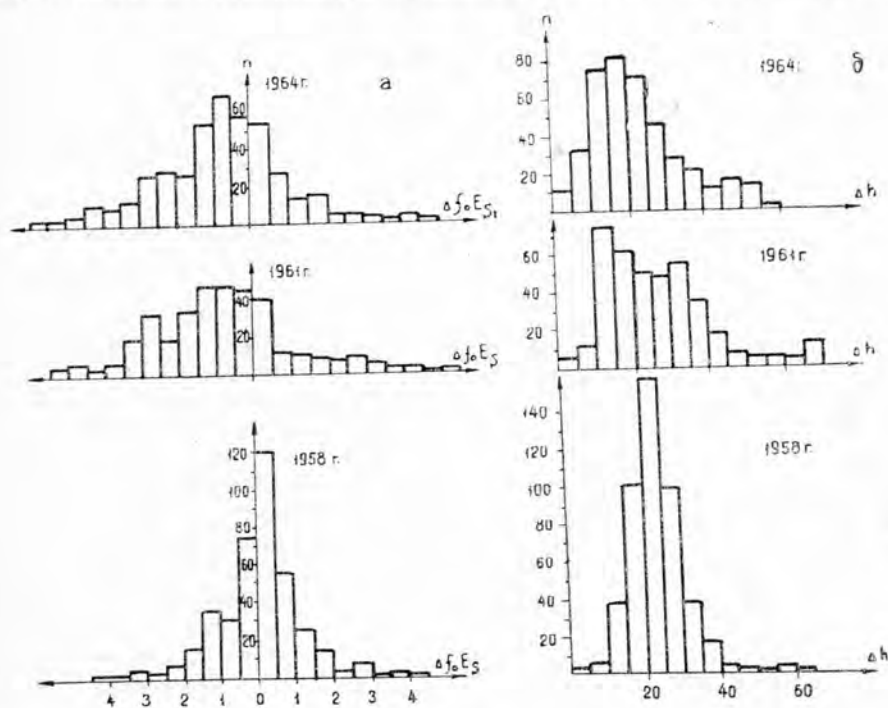


Рис. 1. Гистограммы распределения разностей предельных частот отражения и высот основного и дополнительного слоев E_s .

Кажущиеся высоты образования основного слоя за время существования расслоения в E_s существенно не изменяются, а кажущаяся высота отражения от дополнительного слоя наоборот меняется в широких пределах, причем изменение наблюдается и в сторону уменьшения и в сторону увеличения. На рис. 1б приводятся гистограммы распределения разности высот основного и дополнительного слоев E_s , построенные для каждого рассматриваемого года в отдельности, где видно, что разности высот Δh для 1958, 1961 и 1964 гг. соответственно меняются в пределах 0—65 км, 0—70 км, 0—60 км, а средние значения Δh соответственно равны 26, 27 и 29 км. Таким образом, имеется некоторая тенденция к уменьшению разности высот Δh от 1964 к 1958 г.

Приведенные данные показывают, что разность высот при наличии расслоения намного больше, чем его ожидаемое значение, которое можно предполагать согласно работам [6, 7]. Это особенно наглядно видно в непрерывном сеансе записи $h'E_s$, проведенном при наличии расслоения в E_s на частоте 5,2 Мгц 27 мая 1965 г. по методу, изложенному в работе [8]. Разность высот их образования составляет порядка 20 км.

С целью изучения процесса развития и других особенностей расслоения в E_s , нами проводилось непрерывное зондирование ионосферы в период его существования. Проведено 11 сеансов с общей про-

должительностью 5 часов 38 минут. Эти сеансы также показывают, что высота основного слоя обычно остается постоянной, а высота доподнительного слоя более изменчива, причем изменение наблюдается как в сторону увеличения, так и в сторону уменьшения. Существенное изменение отмечается также и в f_0E_s .

Сезонный ход числа случаев появления расслоения в E_s показывает, что максимум числа случаев наблюдается в летние месяцы и сезонный ход расслоения в E_s и сезонный ход PE_s совпадают.

Усредненный суточный ход числа случаев появления расслоения, построенный для летних месяцев (май—август) 1958, 1961, 1964 гг.

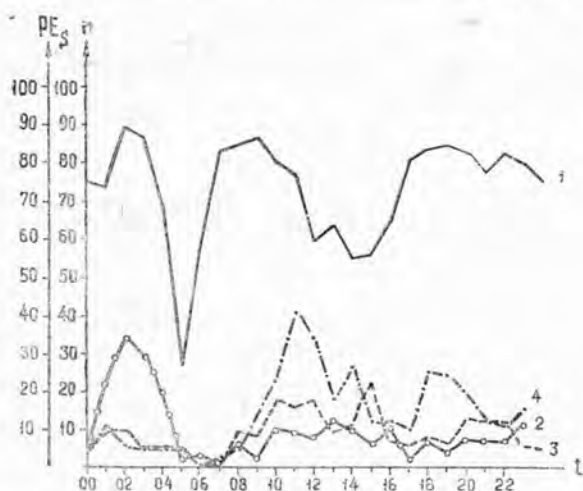


Рис. 2. Усредненный суточный ход числа случаев появления расслоений для летних месяцев и вероятность появления E_s . 1 — PE_s ; 2 — за 1958 г.; 3 — за 1961 г.; 4 — за 1964 г.

(рис. 2), сходен с таковым за 1961 и 1964 гг. и имеет максимум в дневное время, в 10.00 и 14.00 часов, тогда как в 1958 г. максимум наблюдается ночью в 02.00 часов поясного времени. Во всех случаях отмечается утренний минимум числа случаев появления расслоения в E_s . На рисунке приводится суточный ход PE_s для летних месяцев, где хорошо видно сходство суточных ходов PE_s и расслоений в E_s .

Сравнение числа случаев появления расслоения в E_s для рассматриваемых лет по-

казывает, что в 1958, 1961 и 1964 гг. оно соответственно равно 402, 339, 428.

Появление расслоения в E_s может наблюдаться в основном в двух случаях: или когда кроме отражения от вертикального направления существует наклонное отражение или при наличии двух, расположенных друг над другом спорадических образований. В первом случае, кроме быстрого изменения высоты, обнаруживаемого при просмотре последовательных ионограмм, необходим также наклон отражающей поверхности и отсутствие кратных отражений. Полученные данные показывают, что это явление в некоторых случаях имеет кратные отражения и экранирует вышележащие слои ионосферы. Чтобы объяснить наблюдаемое явление наклонным отражением, угол наклона отражающей поверхности, соответствующей средним значениям $h_0=105$ км, $h_{доп.}=130$ км, $\Delta h=\pm 10$ км, исходя из геометрической оптики, должен быть $\alpha=35\pm 8$, что, по-видимому, маловероятно. Поэтому наиболее правильным объяснением будет являться одновременное существование двух спорадических образований, расположенных друг над другом.

М и N отражения в ионосфере

Существование прозрачного или полупрозрачного спорадического слоя E в некоторых случаях приводит к появлению M и N отражений. С целью изучения морфологии M и N отражений, нами обработаны

диограммы, полученные на Ашхабадской ионосферной станции в 1958 и 1961 гг. В результате проведенной обработки выяснилось, что M и N отражения наблюдаются как одновременно так и в отдельности. На рис. 3а приводится усредненный за два года суточный ход появления M и N отражений и случаев одновременного появления MN отражений. Как видно из этого рисунка, M и N отражения появляются в основном в неосвещенное время суток с максимумом около 20.00 и 02.30. Наибольшее число случаев появления M и N отражений в неосвещенное время суток, по-видимому, связано со значительным ослаблением сигнала в освещенное время неотклоняющим поглощением в ионосфере. Поэтому число случаев появления M и N отражений существенно будет зависеть от параметров аппаратуры (мощность передатчика, чувствительность приемника и т. д.). Действительно, обработка данных Душанбинской ионосферной станции, где работает мощная станция, за март 1964 г. показывает, что число появлений M и N отражений достигает 38 случаев, тогда как за этот же период в Ашхабаде обнаружено всего 5 случаев M и N отражений.

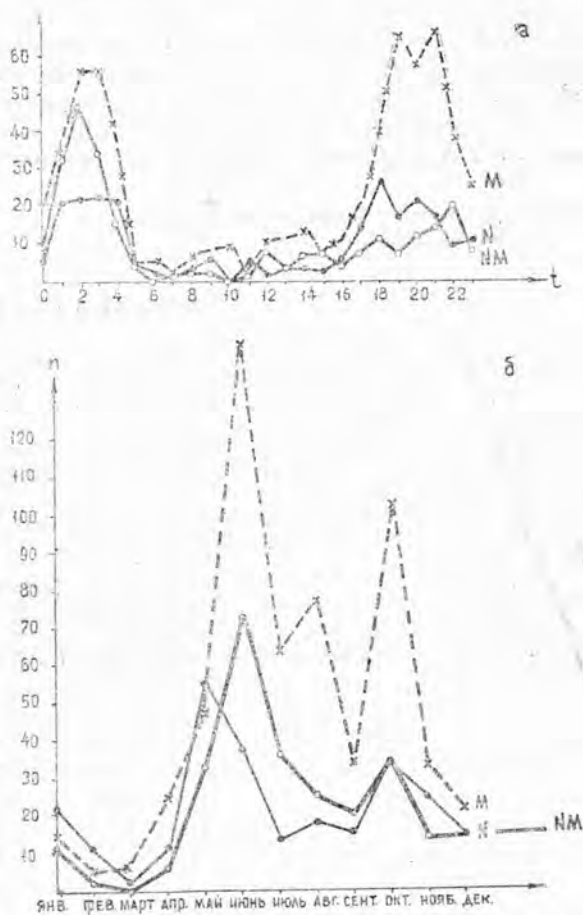


Рис. 3. Усредненные суточные и сезонные ходы появления M и N отражений за 1958, 1961 гг.

На рис. 3б приводится сезонный ход появления M и N отражений и случаев одновременного появления M и N отражений. Сезонный ход появления M и N отражений имеет максимум летом (май—август) и второй максимум в октябре. В общем сезонный ход появления M и N отражений, за исключением небольшого выброса в октябре, сходен с сезонным ходом появления E_s , что и следовало ожидать.

Существование M и N отражений показывает, что E_s как прозрачного, так и полупрозрачного типов состоит из неоднородностей ионизации и имеет решетчатую структуру. По экспериментальным данным, время существования непрерывных отражений от прозрачного и полупрозрачного типов E_s может доходить до нескольких часов, поэтому необходимо предположить наличие механизма, который обеспечивает такое устойчивое существование отдельных неоднородностей ионизации, поскольку время их расплывания в E области ионосферы порядка

нескольких минут [8, 9]. Устойчивое существование решетчатой структуры E_s можно объяснить на основе механизма образования E_s , предложенного в работе [10].

Выводы

1. В спорадическом слое E расслоения наблюдаются в виде двух спорадических образований с разностью высот порядка 20 км. Максимум числа случаев расслоения в E отмечается в летние месяцы.

2. Сезонный ход M и N отражений и PE совпадает. Существование M и N отражений зависит от параметров аппаратуры.

Институт физики Земли и атмосферы
АН Туркменской ССР

Поступило
11 февраля 1966 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Овезгельдыев О., Лежнева А. В. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 3, 119, 1964.
2. Овезгельдыев О., Лежнева А. В. — Геомагнетизм и аэрономия, т. 5, № 6, 1111, 1965.
3. Попов Н. М. — Геомагнетизм и аэрономия, т. 3, № 3, 576, 1963.
4. Райт Ж. У., Кнехт Р. У. — Руководство по вертикальному зондированию ионосферы, 1957.
5. Thomas J. A. — Austral j. Phys. v: 9, № 4, 574, 1961.
6. Потапова Н. И., Шевко М. П. — Геомагнетизм и аэрономия, т. 6, № 5, 961, 1964.
7. Whitehead J. D. — j. Atmos and Terrest. Phys. vol. 20, 49, 1961.
8. Овезгельдыев О. — Диссертация. Томский Госуниверситет.
9. Rosenberg N. W. — j. Geophys. research., v. 10, 3057, 1961.
10. Овезгельдыев О. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 4, 109, 1965.

ОБ УСТОЙЧИВОСТИ КАЖУЩИХСЯ ИМПЕДАНСОВ

Как известно [1, 2] на поверхности горизонтально-неоднородной среды между составляющими магнитотеллурического поля существует линейная зависимость типа

$$\left. \begin{aligned} E_x &= Z_{xx} H_x + Z_{xy} H_y \\ E_y &= Z_{yx} H_x + Z_{yy} H_y \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

Коэффициенты соотношения [1] — Z_{xx} , Z_{xy} , Z_{yx} , Z_{yy} — комплексные величины, зависящие от электрических свойств среды, периода вариаций и ориентации осей x , y . Коэффициенты Z_{xy} и Z_{yx} носят название главных, а коэффициенты Z_{xx} и Z_{yy} — дополнительных импедансов горизонтально-неоднородной среды.

Разделив левую и правую части первого и второго уравнений (1) на H_y и H_x соответственно, получим

$$\left. \begin{aligned} \frac{E_x}{H_y} &= Z_{xx} \frac{H_x}{H_y} + Z_{xy} \\ \frac{E_y}{H_x} &= Z_{yy} \frac{H_y}{H_x} + Z_{yx} \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

Левые части уравнений (2) представляют собой кажущиеся импедансы $Z_{xy}^{(k)}$ и $Z_{yx}^{(k)}$, которые, в общем случае, как видим, зависят не только от главных и дополнительных импедансов, но и от поляризации магнитотеллурического поля.

Уравнения (2) перепишем в развернутом виде, опуская, ради краткости, временной множитель $e^{-i\omega t}$

$$\left. \begin{aligned} Z_{xy0}^{(k)} e^{i \text{Arg} Z_{xy}^{(k)}} &= Z_{xx0} e^{i \text{Arg} Z_{xx}} \frac{H_{x0}}{H_{y0}} e^{i(\varphi_{Hx} - \varphi_{Hy})} + Z_{xy0} e^{i \text{Arg} Z_{xy}} \\ Z_{yx0}^{(k)} e^{i \text{Arg} Z_{yx}^{(k)}} &= Z_{yy0} e^{i \text{Arg} Z_{yy}} \frac{H_{y0}}{H_{x0}} e^{i(\varphi_{Hy} - \varphi_{Hx})} + Z_{yx0} e^{i \text{Arg} Z_{yx}} \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

Выделим в правых частях уравнений (3) амплитудные и фазовые множители. Опуская промежуточные выкладки, получим

$$Z_{xy_0}^{(k)} = \sqrt{Z_{xy_0}^2 \cos^2 \text{Arg} Z_{xy} \left[\frac{Z_{xx_0}}{Z_{xy_0}} \cdot \frac{H_{x_0}}{H_{y_0}} \cdot \frac{\cos(\varphi_{Hx} - \varphi_{Hy} + \text{Arg} Z_{xx})}{\cos \text{Arg} Z_{xy}} + 1 \right]^2 + Z_{xy_0}^2 \sin^2 \text{Arg} Z_{xy} \left[\frac{Z_{xx_0}}{Z_{xy_0}} \cdot \frac{H_{x_0}}{H_{y_0}} \cdot \frac{\sin(\varphi_{Hx} - \varphi_{Hy} + \text{Arg} Z_{xx})}{\sin \text{Arg} Z_{xy}} + 1 \right]^2} ;$$

$$\text{Arg} Z_{xy}^{(k)} = \text{arc tg} \frac{Z_{xx_0} \frac{H_{x_0}}{H_{y_0}} \sin(\varphi_{Hx} - \varphi_{Hy} + \text{Arg} Z_{xx}) + Z_{xy_0} \sin \text{Arg} Z_{xy}}{Z_{xx_0} \frac{H_{x_0}}{H_{y_0}} \cos(\varphi_{Hx} - \varphi_{Hy} + \text{Arg} Z_{xx}) + Z_{xy_0} \cos \text{Arg} Z_{xy}} ; \quad (4)$$

$$Z_{yx_0}^{(k)} = \sqrt{Z_{yx_0}^2 \cos^2 \text{Arg} Z_{yx} \left[\frac{Z_{yy_0}}{Z_{yx_0}} \cdot \frac{H_{y_0}}{H_{x_0}} \cdot \frac{\cos(\varphi_{Hy} - \varphi_{Hx} + \text{Arg} Z_{yy})}{\cos \text{Arg} Z_{yx}} + 1 \right]^2 + Z_{yx_0}^2 \sin^2 \text{Arg} Z_{yx} \left[\frac{Z_{yy_0}}{Z_{yx_0}} \cdot \frac{H_{y_0}}{H_{x_0}} \cdot \frac{\sin(\varphi_{Hy} - \varphi_{Hx} + \text{Arg} Z_{yy})}{\sin \text{Arg} Z_{yx}} + 1 \right]^2} ;$$

$$\text{Arg} Z_{yx}^{(k)} = \text{arc tg} \frac{Z_{yy_0} \frac{H_{y_0}}{H_{x_0}} \sin(\varphi_{Hy} - \varphi_{Hx} + \text{Arg} Z_{yy}) + Z_{yx_0} \sin \text{Arg} Z_{yx}}{Z_{yy_0} \frac{H_{y_0}}{H_{x_0}} \cos(\varphi_{Hy} - \varphi_{Hx} + \text{Arg} Z_{yy}) + Z_{yx_0} \cos \text{Arg} Z_{yx}} ;$$

Выражения (4) значительно упрощаются при выполнении следующих условий:

$$\left. \begin{aligned} \frac{Z_{xx_0}}{Z_{xy_0}} \cdot \frac{H_{x_0}}{H_{y_0}} \cdot \frac{\cos(\varphi_{Hx} - \varphi_{Hy} + \text{Arg} Z_{xx})}{\cos \text{Arg} Z_{xy}} &\ll 1 \\ \frac{Z_{xx_0}}{Z_{xy_0}} \cdot \frac{H_{x_0}}{H_{y_0}} \cdot \frac{\sin(\varphi_{Hx} - \varphi_{Hy} + \text{Arg} Z_{xx})}{\sin \text{Arg} Z_{xy}} &\ll 1 \end{aligned} \right\} \quad (5)$$

и

$$\left. \begin{aligned} \frac{Z_{yy_0}}{Z_{yx_0}} \cdot \frac{H_{y_0}}{H_{x_0}} \cdot \frac{\cos(\varphi_{Hy} - \varphi_{Hx} + \text{Arg} Z_{yy})}{\cos \text{Arg} Z_{yx}} &\ll 1 \\ \frac{Z_{yy_0}}{Z_{yx_0}} \cdot \frac{H_{y_0}}{H_{x_0}} \cdot \frac{\sin(\varphi_{Hy} - \varphi_{Hx} + \text{Arg} Z_{yy})}{\sin \text{Arg} Z_{yx}} &\ll 1. \end{aligned} \right\} \quad (6)$$

В том случае, если условия (5) и (6) выполняются, то выражения (4) принимают вид

$$\left. \begin{aligned} Z_{xy_0}^{(k)} &= Z_{xy_0} \\ \text{Arg} Z_{xy}^{(k)} &= \text{Arg} Z_{xy} \\ Z_{yx_0}^{(k)} &= Z_{yx_0} \\ \text{Arg} Z_{yx}^{(k)} &= \text{Arg} Z_{yx}. \end{aligned} \right\} \quad (7)$$

Таким образом, при выполнении условий (5) и (6) кажущиеся импедансы совпадают с главными импедансами и, стало быть, являются более устойчивыми величинами, не зависящими от поляризации поля и дополнительных импедансов.

В общем случае рассмотрим зависимость модулей кажущихся импедансов от поляризации поля и соотношения между дополнительными и главными импедансами.

Выражения (4) можно представить в следующем виде

$$\frac{Z_{xy_0}^{(k)}}{Z_{xy_0}} = \sqrt{\cos^2 \text{Arg } Z_{xy} [\gamma_{xx} F_{H_0}(x, y) \cdot \frac{\cos(\varphi_{Hx} - \varphi_{Hy} + \text{Arg } Z_{xx})}{\cos \text{Arg } Z_{xy}} + 1]^2 + \sin^2 \text{Arg } Z_{xy} [\gamma_{xx} F_{H_0}(x, y) \cdot \frac{\sin(\varphi_{Hx} - \varphi_{Hy} + \text{Arg } Z_{xx})}{\sin \text{Arg } Z_{xy}} + 1]^2}$$

$$\frac{Z_{yx_0}^{(k)}}{Z_{yx_0}} = \sqrt{\cos^2 \text{Arg } Z_{yx} [\gamma_{yy} \cdot F_{H_0}(y, x) \cdot \frac{\cos(\varphi_{Hy} - \varphi_{Hx} + \text{Arg } Z_{yy})}{\cos \text{Arg } Z_{yx}} + 1]^2 + \sin^2 \text{Arg } Z_{yx} [\gamma_{yy} \cdot F_{H_0}(y, x) \cdot \frac{\sin(\varphi_{Hy} - \varphi_{Hx} + \text{Arg } Z_{yy})}{\sin \text{Arg } Z_{yx}} + 1]^2}, \quad (8)$$

где $\gamma_{xx} = \frac{Z_{xx_0}}{Z_{xy_0}}, \quad \gamma_{yy} = \frac{Z_{yy_0}}{Z_{yx_0}}$

$$F_{H_0}(x, y) = \frac{H_{x_0}}{H_{y_0}}, \quad F_{H_0}(y, x) = \frac{H_{y_0}}{H_{x_0}}$$

После несложных преобразований выражения (8) принимают вид

$$\left. \begin{aligned} \frac{Z_{xy_0}^{(k)}}{Z_{xy_0}} &= \sqrt{k_{xy}^2 + 2k_{xy} \cos \psi_{xy} + 1} \\ \frac{Z_{yx_0}^{(k)}}{Z_{yx_0}} &= \sqrt{k_{yx}^2 + 2k_{yx} \cos \psi_{yx} + 1} \end{aligned} \right\} \quad (8')$$

где $k_{xy} = \gamma_{xx} \cdot F_{H_0}(x, y); \quad \psi_{xy} = \varphi_{Hx} - \varphi_{Hy} + \text{Arg } Z_{xx} - \text{Arg } Z_{xy}$

$k_{yx} = \gamma_{yy} \cdot F_{H_0}(y, x); \quad \psi_{yx} = \varphi_{Hy} - \varphi_{Hx} + \text{Arg } Z_{yy} - \text{Arg } Z_{yx}$

Исследуя уравнения (8'), можно сделать следующие выводы:
1. Отношения модулей кажущихся импедансов к главным импедансам принимают экстремальные значения, равные

$$\left(\frac{Z_{xy_0}^{(k)}}{Z_{xy_0}} \right)_{\max} = 1 + k_{xy}; \quad \left(\frac{Z_{xy_0}^{(k)}}{Z_{xy_0}} \right)_{\min} = 1 - k_{xy}$$

$$\left(\frac{Z_{yx_0}^{(k)}}{Z_{yx_0}} \right)_{\max} = 1 + k_{yx}; \quad \left(\frac{Z_{yx_0}^{(k)}}{Z_{yx_0}} \right)_{\min} = 1 - k_{yx}$$

при углах $\psi = n\pi, \quad n = 0, 1, 2, \dots$

2. Модули кажущихся импедансов совпадают с модулями главных импедансов при углах $\psi = \arccos\left(-\frac{k}{2}\right)$.

3. С уменьшением параметра k уменьшаются отклонения модулей кажущихся импедансов от модулей главных импедансов,

4. При $k \ll 1$ модули кажущихся импедансов совпадают с модулями главных импедансов при любых углах ψ .

Для примера на рис. 1 приведено несколько теоретических кривых $\frac{Z_{xy0}^{(k)}}{Z_{xy0}} = f(\psi_{xy})$, рассчитанных по формулам (8') при различных значениях параметра k_{xy} .

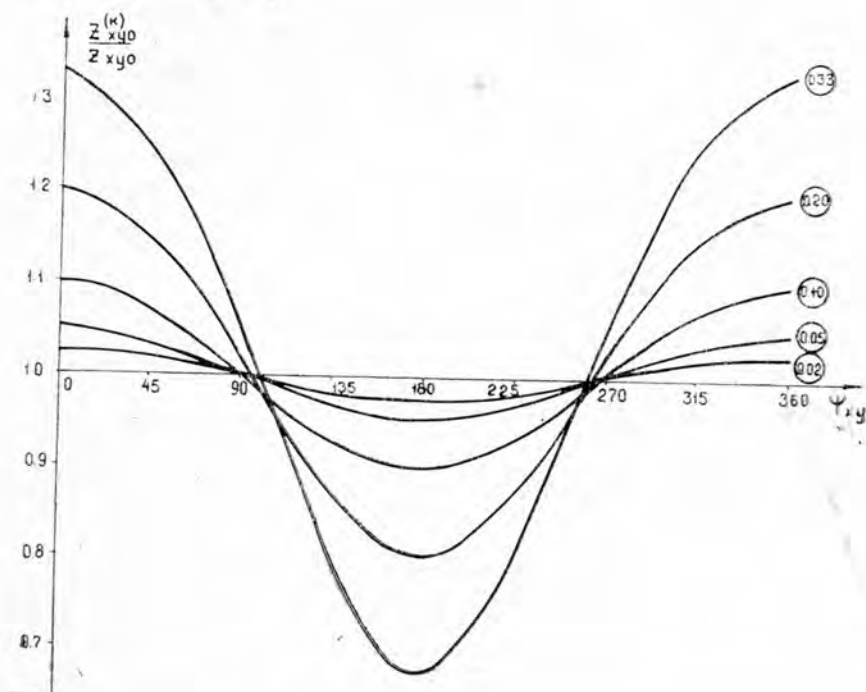


Рис. 1. Теоретические кривые $\frac{Z_{xy0}^{(k)}}{Z_{xy0}}(\psi_{xy})$. Кривые оцифрованы по параметру k_{xy0} .

Таким образом, в зависимости от поляризации поля и соотношения между дополнительными и главными импедансами модули кажущихся импедансов могут на большую или меньшую величину отличаться от модулей главных импедансов, совпадая с последними только при выполнении определенных условий (при $\psi = \arccos\left(-\frac{k}{2}\right)$).

Отклонения модулей кажущихся импедансов от модулей главных импедансов при заданном параметре k достигают своей максимальной величины при углах $\psi = n\pi$ и составляют $\pm k_{xy} Z_{xy0}$ (или $\pm k_{yx} Z_{yx0}$).

При $k \ll 1$ модули кажущихся импедансов практически совпадают с модулями главных импедансов независимо от величины угла ψ . Следовательно, при построении кривых МТЗ следует обрабатывать такие импульсы вариаций магнитотеллурического поля, для которых $k \ll 1$. При этом разброс значений ρ_T будет меньше, так как кажущиеся импедансы в этом случае будут являться более устойчивыми величинами, независимыми от поляризации поля и дополнительных импедансов.

На рис. 2 приводится номограмма максимальных отклонений модулей кажущихся импедансов от модулей главных импедансов в зависимости от соотношений между дополнительными и главными импедансами (γ_{xx} или γ_{yy}) и поляризации поля $\left(\frac{H_{y_0}}{H_{x_0}}\right)$ или $\frac{H_{x_0}}{H_{y_0}}$. Пользуясь этой номограммой, зная γ_{xx} (или γ_{yy}), можно определить те условия, при выполнении которых разброс значений кажущихся импедансов обрабатываемых импульсов не будет превышать требуемой величины. Например, при $\gamma_{xx}=0,1$ модули кажущихся импедансов с точностью не ниже $\pm 10\%$ будут совпадать с модулями главных импедансов Z_{x_0} , если для построения кривой МТЗ (ρ_{Txy}) будут использоваться импульсы, для которых $\frac{H_{y_0}}{H_{x_0}} \geq 1$.

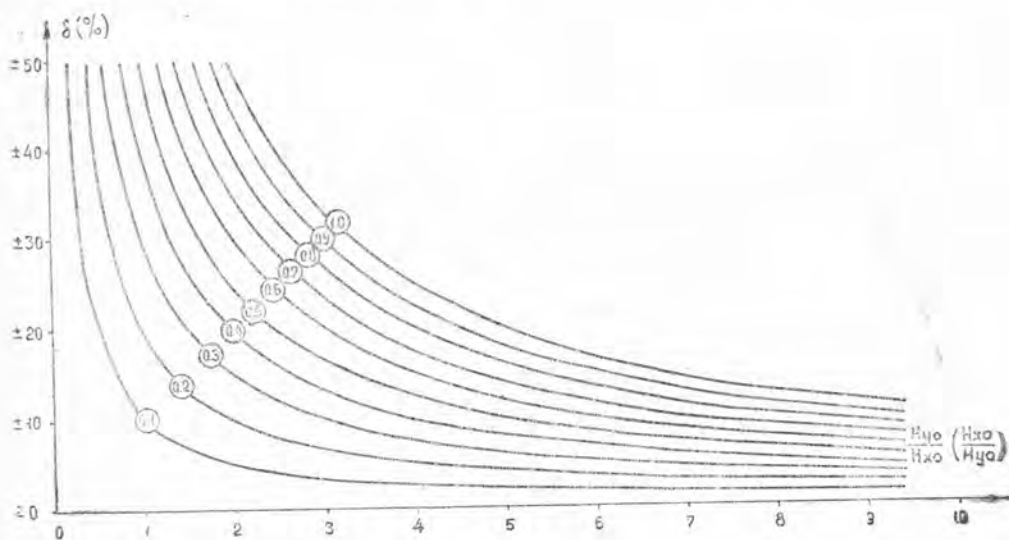


Рис. 2. Номограмма максимальных отклонений модулей кажущихся импедансов от модулей главных импедансов. Кривые оцифрованы по параметру γ_{xx} (или γ_{yy}).

С целью иллюстрации выдвинутых положений приведем некоторые эмпирические зависимости. Чтобы заведомо исключить влияние распределения электрических свойств среды, периода вариаций и ориентации осей x и y на главные и дополнительные импедансы, будем изучать зависимость кажущихся импедансов от поляризации импульсов в одной и той же точке наблюдения при неизменном направлении осей x и y и при фиксированном значении периода вариаций.

На рис. 3 представлены графики $Z_{xy_0}^{(k)} = f\left(\frac{H_{y_0}}{H_{x_0}}\right)$ и $Z_{yx_0}^{(k)} = f\left(\frac{H_{x_0}}{H_{y_0}}\right)$, полученные на МТЗ № 87. При построении этих графиков использовано 100 импульсов различной поляризации примерно одного и того же периода ($T = 15 \div 20$ сек., $\gamma_{xx} = \gamma_{yy} = 0,15$).

Как и следовало ожидать, с увеличением отношения $\frac{H_{y_0}}{H_{x_0}}$ (или $\frac{H_{x_0}}{H_{y_0}}$), что, в свою очередь, обуславливает уменьшение параметра k_{xy} (или k_{yx}), разброс значений модулей кажущихся импедансов уменьшается.

При

$$1 < \frac{H_{y_0}}{H_{x_0}} < \infty \quad \text{для } Z_{xy_0}^{(k)} \quad (9)$$

и

$$1 < \frac{H_{x_0}}{H_{y_0}} < \infty \quad \text{для } Z_{yx_0}^{(k)} \quad (10)$$

разброс значений модулей кажущихся импедансов не превышает $\pm 14,6\%$.

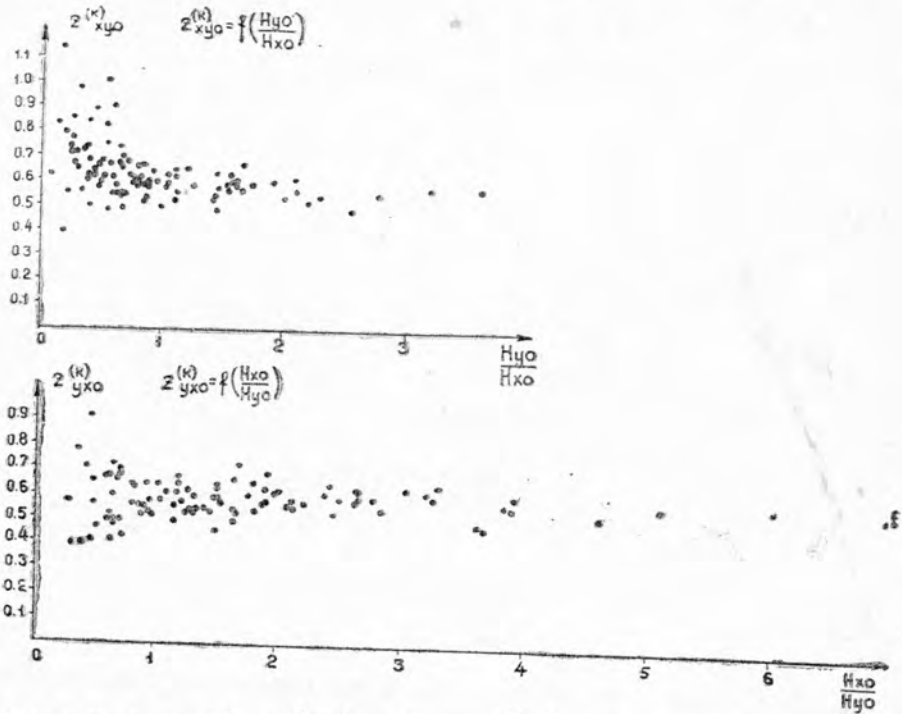


Рис. 3. Графики $Z_{xy_0}^{(k)} = f\left(\frac{H_{y_0}}{H_{x_0}}\right)$ и $Z_{yx_0}^{(k)} = f\left(\frac{H_{x_0}}{H_{y_0}}\right)$. (МТЗ № 87, $T=15 \div 20$ сек.).

Полученный результат полностью совпадает с теоретическими выводами. Действительно, согласно номограмме (рис. 2) при $\gamma=0,15$ максимальные отклонения модулей кажущихся импедансов не будут превышать $\pm 15\%$, как только $\frac{H_{y_0}}{H_{x_0}} > 1$ (или $\frac{H_{x_0}}{H_{y_0}} > 1$).

Для импульсов, характеризующихся отношением

$$0 < \frac{H_{y_0}}{H_{x_0}} < 1 \quad \text{для } Z_{xy_0}^{(k)} \quad (11)$$

$$\text{и } 0 < \frac{H_{x_0}}{H_{y_0}} < 1 \quad \text{для } Z_{yx_0}^{(k)}, \quad (12)$$

разброс значений модулей кажущихся импедансов увеличивается примерно в 3—6 раз по сравнению с импульсами, удовлетворяющими соотношениям (9) и (10).

Выводы

1. С целью уменьшения разброса значений ρ_{txy} (или ρ_{tyx}), на кривых МТЗ следует использовать для обработки импульсы, для которых $\frac{H_{y_0}}{H_{x_0}} \gg 1$ (или $\frac{H_{x_0}}{H_{y_0}} \gg 1$).

2. Зная соотношения между дополнительными и главными импедансами γ_{xx} (или γ_{yy}), пользуясь номограммой максимальных отклонений модулей кажущихся импедансов от модулей главных импедансов, можно конкретно установить необходимые условия для обеспечения требуемой точности построения кривых МТЗ.

3. Построение эмпирических зависимостей $Z_{xy_0}^{(k)} = f\left(\frac{H_{y_0}}{H_{x_0}}\right)$ и $Z_{yx_0}^{(k)} = f\left(\frac{H_{x_0}}{H_{y_0}}\right)$ также позволяет, в каждом конкретном случае, наметить пути, способствующие уменьшению разброса точек на кривых МТЗ.

Прикаспийская геофизическая экспедиция
конторы „Спецгеофизика“

Поступило
18 февраля 1966 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бердичевский М. Н.—Прикладная геофизика, вып. 28, 1960.
2. Бердичевский М. Н.—Методика магнитотеллурического профилирования. Практическое пособие. ГГК СССР, ВНИИ Геофизика, 1965.

С. Р. СЕРГИЕНКО
В. А. ГАРБАЛИНСКИЙ
Р. Г. ГУКАСОВА
Е. И. ТАЛАЛАЕВ
Б. А. КУЛЬДЖАЕВ

УГЛЕВОДОРОДНЫЙ СОСТАВ КОНДЕНСАТА ОДЖАКСКОГО ГАЗОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В последние годы наша лаборатория ведет систематические исследования состава и свойств конденсатов газовых месторождений Туркмении и сопредельных республик Средней Азии.

В ранее опубликованных работах [1] приведены данные, характеризующие общие свойства, групповой и индивидуальный углеводородный состав конденсатов таких газовых месторождений, как Центральные Кара-Кумы, Ислимское (близ Кушки) и Газлинское.

В последние годы геологами открыт ряд новых газовых месторождений на востоке, северо-востоке и севере республики вдоль р. Аму-Дарьи (Фараб, Оджак, Кабаклы, Гугуртлы, Саман-Тепе, Сакар и др.).

В газах этих месторождений содержатся значительные количества конденсатов, химическая природа которых неизучена. Ввод в эксплуатацию этих месторождений в связи со строительством газпровода Средняя Азия—Центр ставит в порядок дня вопрос о направлении и путях использования конденсатов как химического сырья. Именно поэтому детальное изучение состава углеводородов конденсатов приобретает особую актуальность и большой практический интерес.

Экспериментальная часть

В настоящем сообщении приводятся результаты исследования конденсата, отобранного 4 апреля 1966 г. из скважины 1-Р газового месторождения Оджак в интервале перфорации 1946—1941 м*.

Общая характеристика конденсата. Конденсат представляет собой легкоподвижную, почти бесцветную жидкость, на $\frac{2}{3}$ выкипающую в пределах 25—200°.

Обезвоженный и отделенный от механических примесей конденсат характеризовался следующими свойствами: $d_4^{20} = 0,7939$, $n_D^{20} = 1,4460$. Фракционный состав и свойства фракций приведены в табл. 1.

Конденсат характеризуется высоким содержанием ароматических (~28%) и n-парафиновых углеводородов (табл. 2). Углеводороды, образующие комплекс с карбамидом, составляет около 25%.

* Проба отобрана тов. Матюхиным.

Таблица 1

Фракционный состав и свойства фракций конденсата

Пределы кипения фракций, °С	Фракция, % вес.	% суммарный	Свойства фракций	
			d_4^{20}	n_D^{20}
25—60	1,1	1,1	—	1,3642
60—95	7,6	8,7	0,7180	1,4097
95—122	17,4	26,1	0,7757	1,4344
122—150	18,8	44,9	0,7920	1,4454
150—175	12,2	57,1	0,7931	1,4442
175—200	8,5	65,6	0,7998	1,4462
Выше 200	32,4	98,0	0,8302	1,4616

Таблица 2

Групповой углеводородный состав и свойства групп углеводородов конденсата

Углеводороды	Количество, %	Свойства	
		d_4^{20}	n_D^{20}
Неразделенный конденсат	100,0	0,7939	1,4460
Ароматические	27,5	0,8712	1,4990
Предельные углеводороды	72,5	—	—
Из них:			
Образующие комплекс с карбамидом	24,5	0,7611	1,4273
Не образующие комплекс с карбамидом	48,0	0,7805	1,4320

Исследование конденсата проводилось по следующей схеме.

Обезвоженный и отделенный от механических примесей конденсат хроматографировался на силикагеле АСМ. В качестве вытесняющей жидкости применялся этиловый спирт. Для получения более четкой границы спирт—углеводороды в верхнюю часть колонки засыпали небольшой слой (5—6 мм) индикаторного силикагеля (пропитанного суданом-III). Граница раздела спирт—углеводороды приобретает в этом случае ярко-красную окраску.

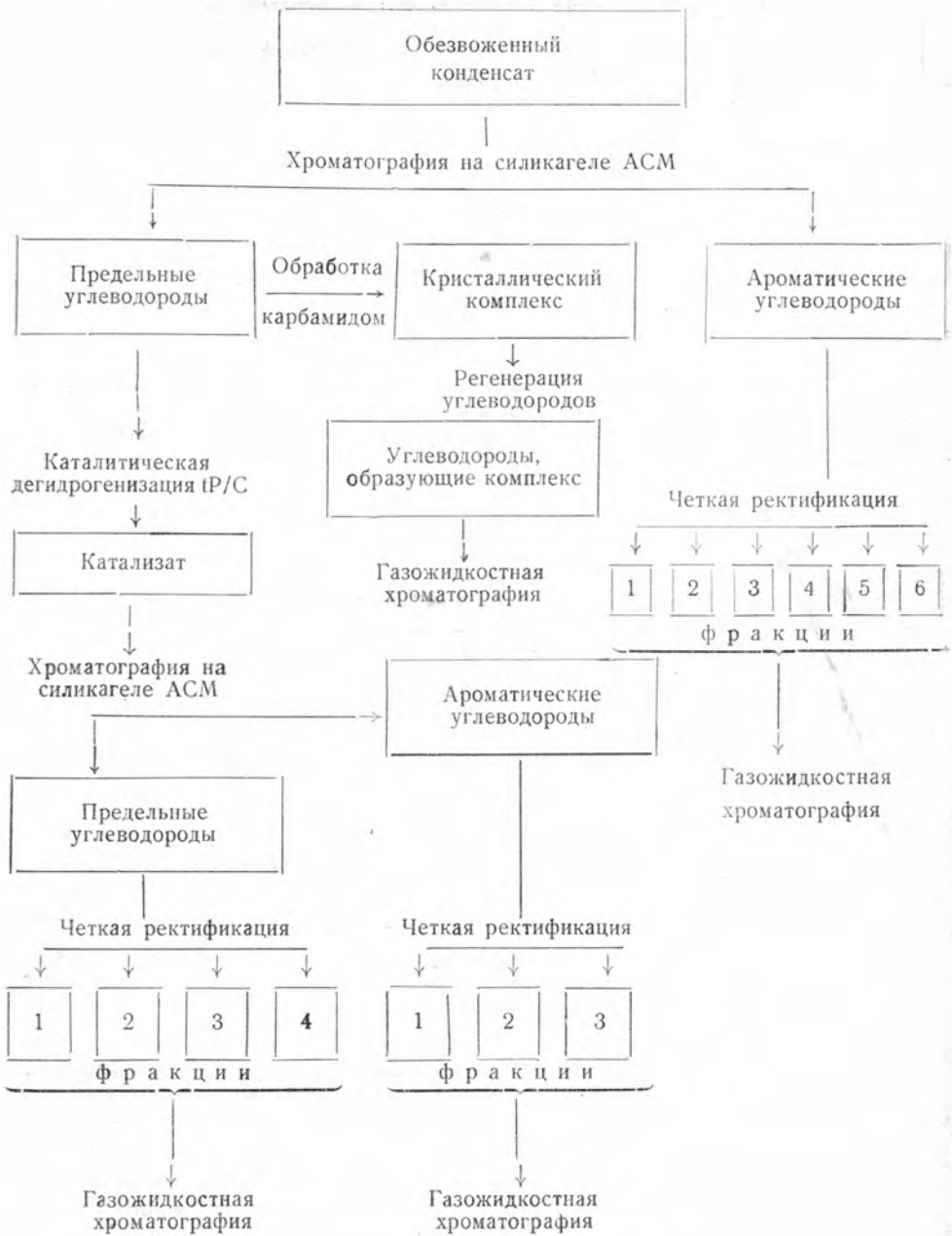
При хроматографировании отбирались три фракции: предельные углеводороды, промежуточная фракция и ароматические углеводороды. Промежуточная фракция подвергалась повторной хроматографии до тех пор, пока количество неразделенных углеводородов составляло менее 2% на взятую навеску конденсата. В этом остатке на основании удельного веса и показателя преломления определялось соотношение ароматических и предельных углеводородов и вносилась поправка в общее содержание предельных и ароматических углеводородов в конденсате.

Ароматические углеводороды разгонялись на широкие фракции на ректификационной колонке эффективностью 12 т. т.

Индивидуальный состав фракций определялся методом газожидкостной хроматографии.

Часть предельных углеводородов обрабатывалась карбамидом при 0° без растворителя с использованием метилового спирта в качестве активатора. Кристаллический комплекс углеводородов с карбамидом промывался диэтиловым эфиром. Углеводороды, образующие комплекс с

Схема исследования конденсата



карбамидом, исследовались методом газожидкостной хроматографии. Вторая часть предельных углеводородов подвергалась каталитической дегидрогенизации по Н. Д. Зелинскому на платинированном угле, промотированном железом. Катализат разделялся хроматографически на предельные и ароматические углеводороды так же, как и исходный конденсат. Ароматические углеводороды, выделенные из дегидрогенизата, фракционировались и анализировались методом газожидкостной хроматографии.

Остаточные (после дегидрогенизации) парафиновые и циклопентановые углеводороды фракционировались на стандартные бензиновые фракции, содержание циклопентановых углеводородов в которых определялось методом максимальных анилиновых точек (м. а. т.), а индивидуальный углеводородный состав низкокипящих фракций на газожидкостном хроматографе.

Ароматические углеводороды. Выделенные из конденсата адсорбционной хроматографией ароматические углеводороды фракционировались на колонке четкой ректификации на широкие бензиновые фракции, выходы и свойства которых приведены в табл. 3.

Таблица 3

Фракционный состав и свойства фракций ароматических углеводородов конденсата

Пределы кипения фракций, °С	Выход, % вес.		Свойства	
	на ароматическую	на конденсат	d_4^{20}	n_D^{20}
75—122	27,2	7,5	0,8474	1,4822
122—150	29,0	8,0	0,8600	1,4950
150—175	14,0	3,9	0,8619	1,4946
175—200	7,1	2,0	0,8750	1,5020
Выше 200	20,8	5,7	0,9353	1,5440

Ароматические углеводороды конденсата представлены в основном углеводородами $C_6—C_8$, до 150° выкипает около 56% ароматических углеводородов.

Все фракции ароматических углеводородов, выкипающих до 175°, анализировались методом газожидкостной хроматографии на высокотемпературном хроматографе в следующих условиях:

Неподвижная фаза	Твин-21 — 10%
Твердый носитель	ИНЗ-600 — 0,25—0,50 мм
Газ-носитель	водород — 99,7%-ный
Скорость газа-носителя	5,5 л/час
Длина колонки	4 м
Диаметр колонки	6 мм
Давление на входе в колонку	0,55 атм

Температура колонки менялась в зависимости от пределов кипения фракций (приведены в соответствующих рисунках). На рис. 1 приведена хроматограмма бензол-толуольной фракции. Бензол и толуол идентифицировались по пикам, время удерживания которых соответствует времени удерживания чистых бензола и толуола.

Остальные углеводороды (предельные), кипящие в этих же пределах, выходят значительно раньше. Ксилолы, этилбензол и изопропилбензол не удается разделить на индивидуальные компоненты на Твине-21.

Как видно из рис. 2, этилбензол и м- и п-ксилолы выходят вместе (пик-2) и о-ксилол и изопропилбензол — пик 3.

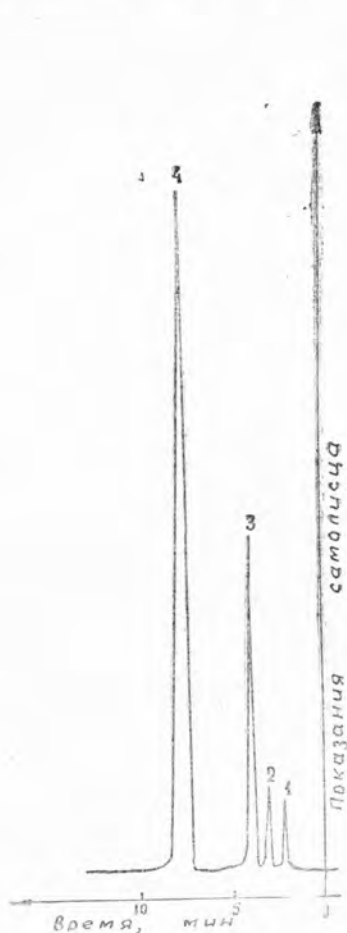


Рис. 1. Хроматограмма фракции начала кипения 122° ароматических углеводородов (температура колонки 89°C). 1—2—Предельные углеводороды; 3—бензол; 4—толуол.

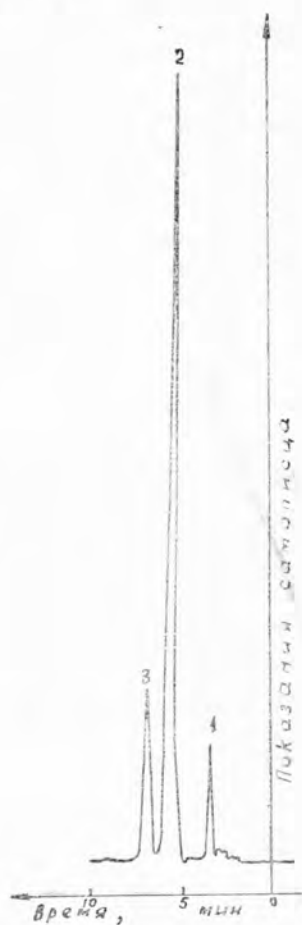


Рис. 2. Хроматограмма фракции $122-150^{\circ}$ ароматических углеводородов (температура колонки 126°C). 1—Толуол; 2—м-ксилол; п-ксилол; этилбензол; 3—о-ксилол, изопропилбензол.

Вместе выходят также о-, м- и п-метилэтилбензолы, 1, 2, 4-триметилбензол и п-метилизопропилбензол (рис. 3, пики 5 и 7).

В табл. 4 приведен состав фракций ароматических углеводородов, выделенных из конденсата.

Практически весь бензол и 80% толуола концентрируются во фракции, выкипающей до 122° , а ксилолы — во фракции $122-150^{\circ}$.

Удалось идентифицировать 15 ароматических углеводородов в исследованном конденсате, составляющих более 68% на всю ароматику и 18,8% на конденсат (табл. 5).

Состав фракций ароматических углеводородов конденсата

Пределы кипения фракций, °С	% фракции от ароматических углеводородов	Состав фракций		
		углеводород	% на фракцию	% на ароматику
75—122	27,2	бензол	19,1	5,20
		толуол	74,7	20,30
122—150	29,0	толуол	8,8	2,85
		м-ксилол	73,2	21,20
		п-ксилол		
		этилбензол	18,0	5,22
		о-ксилол		
изопропилбензол				
150—175	14,0	толуол	0,9	0,13
		м-ксилол	1,4	0,20
		п-ксилол		
		этилбензол	9,8	1,37
		о-ксилол		
		изопропилбензол		
		н-пропилбензол	4,8	0,67
		метилэтилбензол (о-, м-, п-)	20,7	2,90
1, 3, 5-триметилбензол	27,6	3,86		
1, 2, 4-триметилбензол	27,2	3,81		
п-метилизопропилбензол				
1, 2, 3-триметилбензол	7,6	1,06		

Таблица 5

Индивидуальный состав ароматических углеводородов конденсата месторождения Оджак

Углеводород	Содержание, %	
	в ароматике	в конденсате
Бензол	5,20	1,43
Толуол	22,98	6,32
М-ксилол	21,40	5,89
П-ксилол		
Этилбензол	6,59	1,81
О-ксилол		
Изопропилбензол		
Н-пропилбензол	0,67	0,18
Метилэтилбензол (о-, м-, п-)	2,90	0,80
1, 3, 5-триметилбензол	3,86	1,06
1, 2, 3-триметилбензол	1,06	0,29
1, 2, 4-триметилбензол	3,81	1,05
П-метилизопропилбензол		
Всего	68,47	18,83

6,3% на конденсат (23% на ароматику) составляет толуол. Ароматические углеводороды C_8 составляют 7,7% конденсата или 28% суммарного содержания всех ароматических.

Предельные углеводороды. Среди предельных углеводородов прямыми методами были определены лишь неразветвленные парафиновые углеводороды (комплексобразование с карбамидом) и циклогексановые (дегидрогенизация по Зелинскому). Кристаллический комплекс с карбамидом образуют 33,8% углеводородов на предельную часть (24,5% на конденсат). Свойства регенерированных из комплекса углеводородов приведены в табл. 6.

Для определения содержания индивидуальных *n*-парафинов в конденсате углеводороды, образующие комплекс с карбамидом, были подвергнуты газожидкостной хроматографии на высокотемпературном хроматографе ХВ-2.

Условия хроматографирования:

Неподвижная фаза	Апиезон N —1 ⁰ %
Твердый носитель	ИНЗ-600 —0,25—0,50мм
Газ-носитель	водород —99,7%-ный
Скорость газа-носителя	5,5 л/час
Длина колонки	3 м
Диаметр колонки	4 мм
Давление на входе в колонку	1,2 ати
Температура	120°С.

Хроматограмма углеводородов, образующих комплекс с карбамидом, приведена на рис. 4. Недостаточная четкость пиков *n*-C₁₁ и *n*-C₁₂ объясняется отсутствием программированного нагрева колонки.

Из приведенных в табл. 6 данных видно, что в выбранных нами условиях обработки карбамидом, комплекс с карбамидом образуют и такие низкомолекулярные *n*-парафины, как *n*-гексан и *n*-гептан. Содержание в смеси углеводородов, регенерированных из кристаллического комплекса изопарафинов C₈—C₁₂ свидетельствует о том, что эти углеводороды индуцированно образуют комплекс с карбамидом или же они оклюдируются (захватываются) комплексом.

n-Парафины C₈—C₁₂ достаточно равномерно распределены в конденсате. Сумма *n*-парафинов C₈—C₁₂ составляет более 80% комплексобразующих углеводородов, или 19,7% на конденсат, а общая

сумма *n*-парафинов составляет 21,9%. Высококипящие фракции конденсата могут явиться важным источником *n*-парафинов состава C₈—C₁₂.

Для определения циклогексановых углеводородов предельные углеводороды конденсата дегидрировались в паровой фазе на платинированном угле при температуре 303—305°С и атмосферном давлении.

Методом адсорбционной хроматографии на силикагеле АСМ из катализата выделено 8% ароматических углеводородов (табл. 8), которые были расфракционированы на ректификационной колонке на три фракции: *n. к.* 122, 122—140 и выше 140°. Более 54% ароматических углеводородов выкипает до 140°.



Рис. 3. Хроматограмма фракции 150—175° ароматических углеводородов (температура колонки 143°С). 1—Толуол; 2—*m*-ксилол, *p*-ксилол, этилбензол; 3—*o*-ксилол, изопропилбензол; 4—*n*-пропилбензол; 5—метилэтилбензол (*o*-, *m*-, *p*); 6—1,3,5-триметилбензол; 7—1,2,4-триметилбензол; *p*-метилизопропилбензол; 8—не расшифрован; 9—1,2,3-триметилбензол.

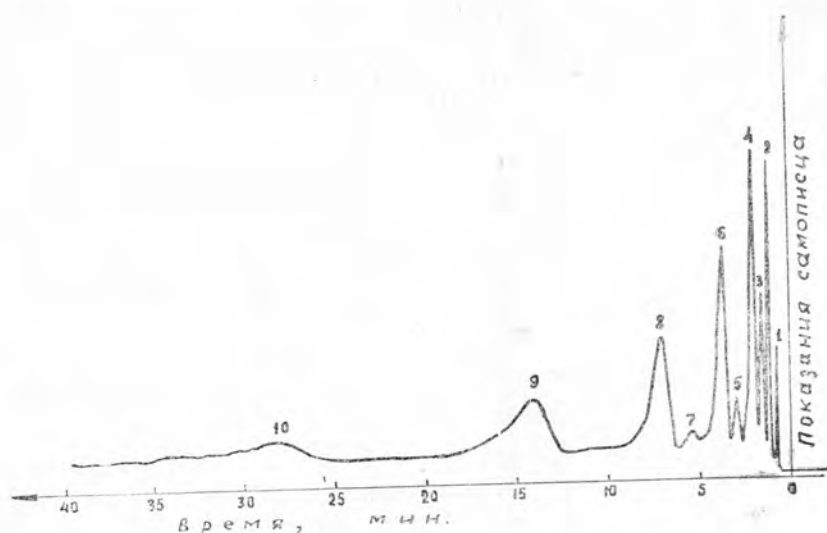


Рис. 4. Хроматограмма углеводородов, образующих комплекс с карбамидом. 1—Н-гексан; 2—н-гептан; 3—i-октан; 4—н-октан; 5—i-нонан; 6—н-нонан; 7—i-декан; 8—н-декан; 9—н-ундекан; 10—н-додекан.

Таблица 6

Состав углеводородов, регенерированных из кристаллического комплекса с карбамидом

Углеводород	Содержание, %	
	в комплексобразующих углеводородах	в конденсате
Н-гексан	1,3	0,32
Н-гептан	7,9	1,93
i-октан	4,9	1,20
Н-октан	12,9	3,16
i-нонан	3,6	0,88
Н-нонан	15,0	3,67
i-декан	2,3	0,56
Н-декан	20,4	4,99
Н-ундекан	19,6	4,80
Н-додекан	12,4	3,04
Всего	100,3	24,55

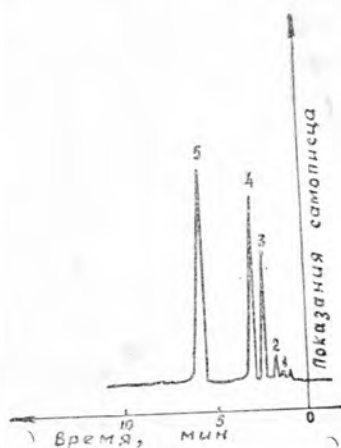


Рис. 5. Хроматограмма фракции начала кипения 122°C ароматических углеводородов из катализата (температура колонки 89°C). 1—3—Предельные углеводороды; 4—бензол; 5—толуол.

Таблица 7

Результаты дегидроенизации предельных углеводородов

Взято предельных углеводородов, г	Выход катализата		Выход водорода		Свойства катализата	
	г	%	л НТД	г	d_4^{20}	n_D^{20}
78,6	76,0	96,6	4,46	0,40	0,7730	1,4318

Фракции ароматических углеводородов 75—122° и 122—140° из де-гидрогенизата исследовались методом газожидкостной хроматографии на хроматографе ХВ-2 в условиях, описанных выше для ароматических углеводородов.

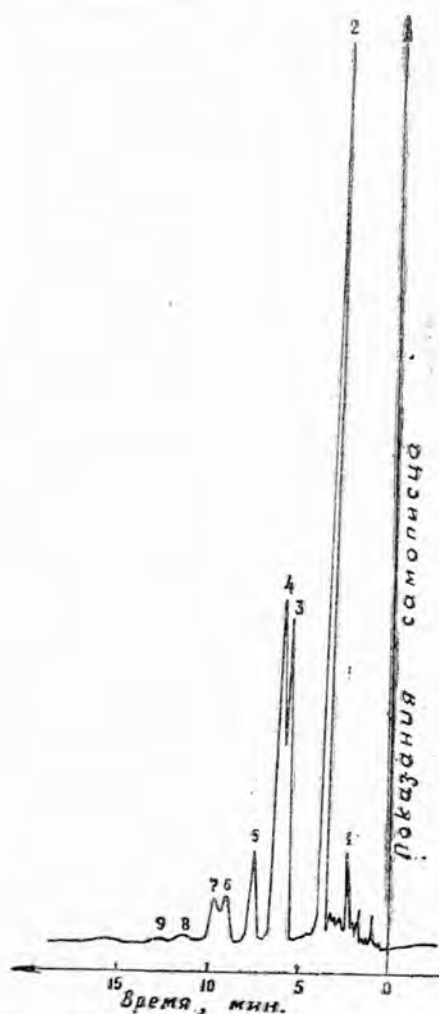


Рис. 6. Хроматограмма фракции 122—140°С ароматических углеводородов из катализата (температура колонки 126°С). 1—Бензол; 2—толуол; 3—этилбензол; 4—м-ксилол, п-ксилол; 5—о-ксилол, изопропилбензол; 6—м-метилэтилбензол; п-метилэтилбензол; 7—о-метилэтилбензол; 8—1,3,5-триметилбензол; 9—п-метилизопропилбензол; 1,2,4-триметилбензол.

На рис. 5 приведена хроматограмма фракции 75—122°, а на рис. 6 в—фракции 122—140°. Пики углеводородов на хроматограммах идентифицировались так же, как и в случае ароматических углеводородов конденсата.

В табл. 9 приведены результаты определения состава фракций ароматических углеводородов из катализата. Основная часть бензола и толуола концентрируется во фракции 75—122°, а фракция 122—140° почти на половину состоит из ксилолов и этилбензола.

Как видно из данных, приведенных в табл. 10, половина циклогексановых углеводородов приходится на долю метилциклогексана (2,34% на конденсат), затем следует, в убывающем порядке, циклогексан, этилциклогексан, диметилциклогексаны. Идентифицировано наличие в конденсате 13 циклогексановых углеводородов, составляющих 54,7% от общего содержания циклогексановых углеводородов (4,64% на конденсат).

Содержание циклопентановых углеводородов в конденсате определялось методом максимальных анилиновых точек после удаления ароматических и циклогексановых углеводородов. Предельная часть конденсата была расфракционирована на стандартные бензиновые фракции и в каждой фракции определено содержание циклопентановых углеводородов (табл. 11).

Максимальное содержание циклопентановых углеводородов наблюдается для фракции н. к. 95° и 95—122 (C₆—C₈). Более 50% предельных углеводородов этих фракций представлено циклопентановыми структурами. С повышением температуры кипения фракций содержание циклопентановых углеводородов уменьшается (для фракции 175—200° до 24%).

Таблица 8

Групповой состав дегидрогенизата
предельных углеводородов конденсата

Углеводороды	Содержание, %	Свойства	
		d_4^{20}	n_D^{20}
Дегидрогенизат	100	0,7730	1,4318
Предельные	92	0,7643	1,4272
Ароматические	8	0,8610	1,4958

Таблица 9

Состав фракций ароматических углеводородов, выделенных из дегидрогенизата
предельных углеводородов конденсата Оджек

Пределы кипения фракций, °C	% фракций от ароматических углеводородов	Состав фракций		
		углеводород	% на фракцию	% на ароматику
75—122	30,7	бензол	26,5	7,98
		толуол	56,0	17,19
		бензол	2,3	0,54
		толуол	36,9	8,74
		этилбензол	20,4	4,83
122—140	23,7	м-ксилол	22,6	5,35
		п-ксилол		
		о-ксилол	14,0	3,32
		изопропилбензол		
		м-метилэтилбензол	5,6	1,33
		п-метилэтилбензол		
		о-метилэтилбензол	7,1	1,68
		1, 3, 5-триметилбензол	1,4	0,33
		п-метилизопропилбензол	0,9	0,21
		1, 2, 4-триметилбензол		

Таблица 10

Индивидуальный состав циклогексановых углеводородов конденсата
месторождения Оджек

Углеводород	Содержание, %		
	на цикло- гексановые углеводо- роды	на предель- ные углево- дороды	на кон- денсат
Циклогексан	9,18	1,07	0,78
Метилциклогексан	27,62	3,24	2,34
Этилциклогексан	5,01	0,59	0,42
1,3-диметилциклогексан	5,65	0,66	0,48
1,4-диметилциклогексан			
1,2-диметилциклогексан	3,51	0,41	0,30
Изопропилциклогексан			
1,3-метилэтилциклогексан	1,40	0,16	0,12
1,4-метилэтилциклогексан	1,76	0,21	0,15
1,2-метилэтилциклогексан	0,35	0,04	0,03
1,3,5-триметилциклогексан	0,22	0,03	0,02
1,4-метилизопропилциклогексан			
1, 2, 4-триметилциклогексан			
Всего	54,70	6,41	4,64

Фракционный состав, свойства и состав фракций парафино-циклопентановых углеводородов конденсата

Пределы кипения фракций, °С	Выход фракций, %		Состав фракций			Содержание циклопентановых углеводородов, %	
	на парафиноциклопентановую часть	на конденсат	d_4^{20}	n_D^{20}	м. а. т., °С	на фракцию	на конденсат
35—95	8,7	5,8	0,7001	1,3940	54,8	43,2	2,8
95—122	12,8	8,5	0,7323	1,4096	56,2	54,8	4,7
122—150	12,9	8,6	0,7420	1,4152	64,1	38,7	3,3
150—175	15,2	10,1	0,7584	1,4242	69,2	27,4	2,8
175—200	11,0	7,3	0,7726	1,4310	72,6	24,1	1,8
Выше 200	33,2	25,5	0,8020	1,4455	83,9	—	—

Выводы

1. Изучен углеводородный состав конденсата газового месторождения Оджак (скважина № 1Р).

2. Показано, что конденсат этот богат ароматическими углеводородами (27,5%) и *n*-парафинами (более 20%), а легкокипящая часть также циклопентановыми углеводородами.

3. Методом газожидкостной хроматографии определен индивидуальный состав ароматических углеводородов (15 углеводородов, 18,8% на конденсат), циклогексановых углеводородов (13 углеводородов, 4,6% на конденсат), *n*-парафинов (7 углеводородов, 22% на конденсат).

4. Показано, что конденсат газового месторождения является ценным химическим сырьем с большими потенциальными возможностями для получения низших гомологов бензола, прежде всего толуола (более 8% на конденсат), циклопентановых углеводородов C_6 — C_8 , *n*-парафиновых углеводородов C_8 — C_{12} .

ЛИТЕРАТУРА

1. Известия АН СССР, сер. ФТХиГН, № 5, 1962, 26; № 1, 1964, 33; № 2; 1964, 34; № 4, 1964, 29; № 1, 1965, 37; № 4, 1965, 36; № 6, 1965, 68.

УДК 665. 592. 55

С. Р. СЕРГИЕНКО
 В. А. ГАРБАЛИНСКИЙ
 Р. Г. ГУКАСОВА
 Е. И. ТАЛАЛАЕВ
 Б. А. КУЛЬДЖАЕВ

УГЛЕВОДОРОДНЫЙ СОСТАВ КОНДЕНСАТА КИЗЫЛКУМСКОГО ГАЗОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В ранее опубликованных нами работах [1] описаны конденсаты газовых месторождений центральных, восточных и южных районов республики (Центральные Кара-Кумы, Оджак, Кушка).

В настоящем сообщении приведены данные об углеводородном составе конденсата одного из газовых месторождений западных районов Туркменистана — Кизылкумского месторождения.

Экспериментальная часть

Конденсат отобран 25 февраля 1965 г. из газовой скважины № 204 в интервале перфорации 1850—1797 м. Скважина эксплуатируется с января 1961 г.

Конденсат представляет собой легкоподвижную жидкость желтого цвета, более чем на 75% выкипающую в пределах 23—200°.

После обезвоживания и отделения от механических примесей конденсат характеризовался следующими свойствами: $d_4^{20} = 0,7456$, $n_D^{20} = 1,4163$, фракционный состав (табл. 1).

Таблица 1

Фракционный состав и свойства фракций конденсата

Пределы кипения фракций, °С	Выход, % вес.		Свойства	
	фракц.	всего	d_4^{20}	n_D^{20}
23—60	7,8	7,8	0,6228	1,3640
60—95	17,3	15,1	0,7013	1,3970
95—122	17,7	42,8	0,7262	1,4088
122—150	15,8	58,6	0,7424	1,4175
150—175	9,7	68,3	0,7567	1,4252
175—200	8,4	76,7	0,7709	1,4323
Выше 200	20,1	96,8	0,8130	1,4528

Конденсат характеризуется незначительным содержанием ароматических углеводородов (около 3%) и высоким содержанием *n*-парафинов. Углеводороды, образующие комплекс с карбамидом, составляют более 23% (табл. 2).

Групповой углеводородный состав и свойства групп углеводородов конденсата

Углеводороды	Содержание в конденсате, %	Свойства	
		d_4^{20}	n_D^{20}
Неразделенный конденсат	100,0	0,7456	1,4163
Ароматические углеводороды	3,0	0,8631	1,4966
Предельные углеводороды	97,0	0,7356	1,4140
Из них:			
Образующие комплекс с карбамидом	23,6	0,7363	1,4159
Не образующие комплекс с карбамидом	73,4	—	—

Общая схема разделения и исследования конденсата описана ранее [2]. Однако, так как содержащиеся в конденсате Кизыл-Кумского газового месторождения смолистые вещества при хроматографировании на силикагеле марки АСМ не отделяются, пришлось конденсат предварительно обессмоливать на силикагеле марки АСК, а затем подвергать его хроматографическому разделению на предельные и ароматические углеводороды на силикагеле АСМ.

Таблица 3

Фракционный состав и свойства фракций ароматических углеводородов конденсата

Пределы кипения фракции, °С	Выход, % вес.		n_D^{20}
	на ароматику	на конденсат	
72—122	39,6	1,2	1,4900
122—140	32,8	1,0	1,4938
Выше 140	23,8	0,7	1,5170

Ароматические углеводороды, выделенные из конденсата, фракционировались на ректификационной колонке на три фракции: 72—122°, 122—140° и выше 140° (табл. 3).

До 140° выкипает более 72% ароматических углеводородов, то есть ароматика

конденсата представлена, в основном, углеводородами C_6 — C_8 .

Ароматические углеводороды, выкипающие до 140°, исследовались методом газожидкостной хроматографии с использованием хроматографа ХВ-2.

Условия хроматографирования и идентификация пиков описаны ранее [2]. Здесь же мы приводим хроматограммы фракций н. к. 122° (рис. 1), 122—140° (рис. 2) и их состав (табл. 4). Фракция 72—122° на 97% состоит из бензола и толуола, примерно в равных количествах, а фракция 122—140° представлена в основном ксилолами.

Методом газожидкостной хроматографии было идентифицировано 14 ароматических углеводородов, составляющих 72% от суммарного содержания ароматических углеводородов в конденсате (табл. 5). Ароматические углеводороды на 45% состоят из бензола и толуола (соответственно 22,0 и 23,4%).

Суммарное содержание ароматических углеводородов C_8 (ксилолы и этилбензол) + C_9 изопропилбензол составляют около 22%.

Углеводороды, образующие комплекс с карбамидом, составляют 23,6% на конденсат (23,4% на предельную часть).

Индивидуальный состав углеводородов, регенерированных из кристаллического комплекса с карбамидом (табл. 6), определялся методом

газожидкостной хроматографии на хроматографе ХВ-2. В качестве стационарной фазы применялся апиезон N (10% на ИНЗ-600). Условия хроматографирования описаны ранее [2].

Хроматограмма этих углеводородов показана на рис. 3. Н-парафины C_6 — C_{10} выходят хорошо разрешенными пиками. Нечеткость пика, соответствующего н-ундекану, объясняется большим интервалом кипения исходных углеводородов и отсутствием программированного нагрева колонки хроматографа.

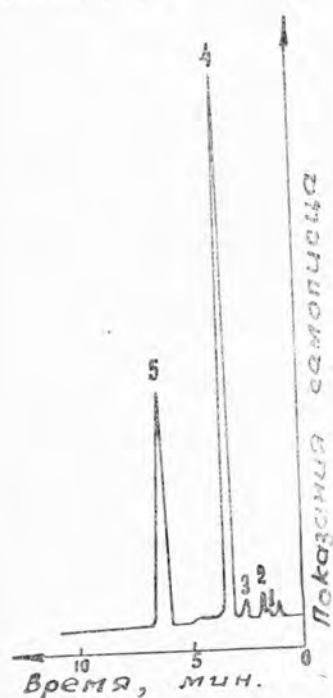


Рис. 1. Хроматограмма фракции начала кипения 122° ароматических углеводородов (температура колонки 89°C). 1—3—Предельные углеводороды; 4—бензол; 5—толуол.

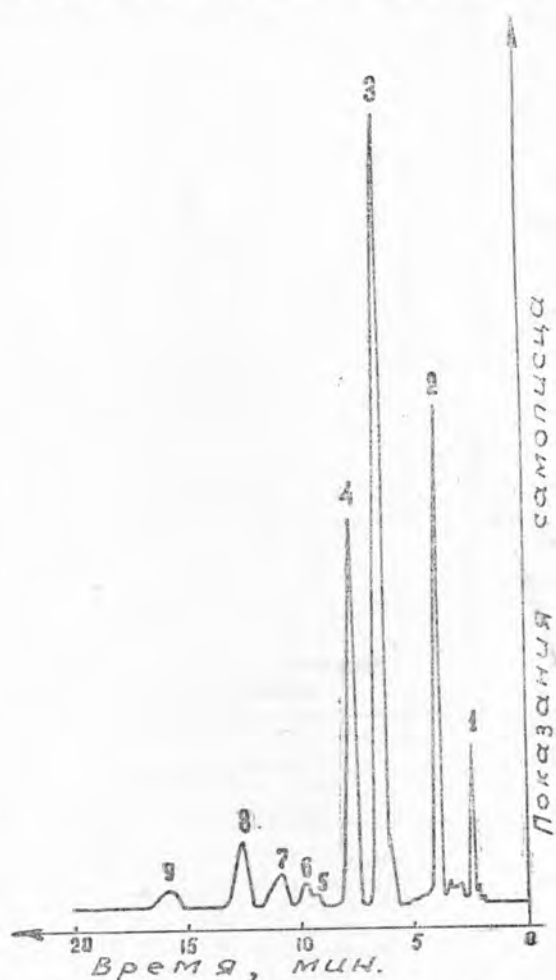


Рис. 2. Хроматограмма фракции 122 — 140° ароматических углеводородов (температура колонки 126°). 1—Бензол; 2—толуол; 3—м-ксилол, п-ксилол, этилбензол; 4—о-ксилол, изопропилбензол; 5—м-метилэтилбензол, п-метилэтилбензол; 6—о-метилэтилбензол; 7—1,3,5-триметилбензол; 8—1,2,4-триметилбензол, п-метилизопропилбензол; 9—1,2,3-триметилбензол.

В выбранных нами условиях комплексообразования с карбамидом н-гексан и н-гептан дают достаточно прочные комплексы и хорошо извлекаются из предельной части конденсата.

Н-парафины составляют 98% углеводородов, образующих комплекс с карбамидом, и лишь около 2% составляют изопарафины. Почти четвертую часть н-парафинов составляет н-нонан, затем следует н-декан (19%). В значительных (приблизительно равных) количествах содержатся в конденсате н-гептан, н-октан, н-нонан и н-ундекан.

Состав фракций ароматических углеводородов конденсата

Пределы кипения фракций, °С	Выход, %	Состав фракций		
		углеводород	% на фракцию	% на ароматику
72—122	39,6	бензол	53,0	21,00
		толуол	44,2	17,50
122—140	32,8	бензол	3,1	1,02
		толуол	17,9	5,90
		м-ксилол	41,8	13,72
		п-ксилол		
		этилбензол	24,7	8,10
		о-ксилол		
		изопропилбензол	0,9	0,30
		м-метилэтилбензол		
		п-метилэтилбензол	0,9	0,30
		о-метилэтилбензол		
1, 3, 5-триметилбензол	3,1	1,02		
1, 2, 4-триметилбензол	6,7	2,20		
п-метилизопропилбензол				
1, 2, 3-триметилбензол	2,2	0,72		

Таблица 5

Индивидуальный состав ароматических углеводородов конденсата месторождения Кизыл-Кумы

Углеводород	Содержание, %	
	в ароматике	в конденсате
Бензол	22,02	0,66
Толуол	23,40	0,70
М-ксилол	13,72	0,41
П-ксилол		
Этилбензол	8,10	0,24
О-ксилол		
Изопропилбензол	0,30	0,01
М-метилэтилбензол		
П-метилэтилбензол	0,30	0,01
О-метилэтилбензол		
1,3,5-триметилбензол	1,02	0,03
1,2,4-триметилбензол	2,20	0,07
П-метилизопропилбензол		
1,2,3-триметилбензол	0,72	0,02
Всего	71,78	2,15

Конденсат Кизылкумского газового месторождения может послужить серьезным источником получения *n*-парафинов состава C₇—C₁₁.

Содержание в конденсате *циклогексановых углеводородов* определялось методом избирательной дегидрогенизации предельной части на платинированном угле по Н. Д. Зелинскому (табл. 7).

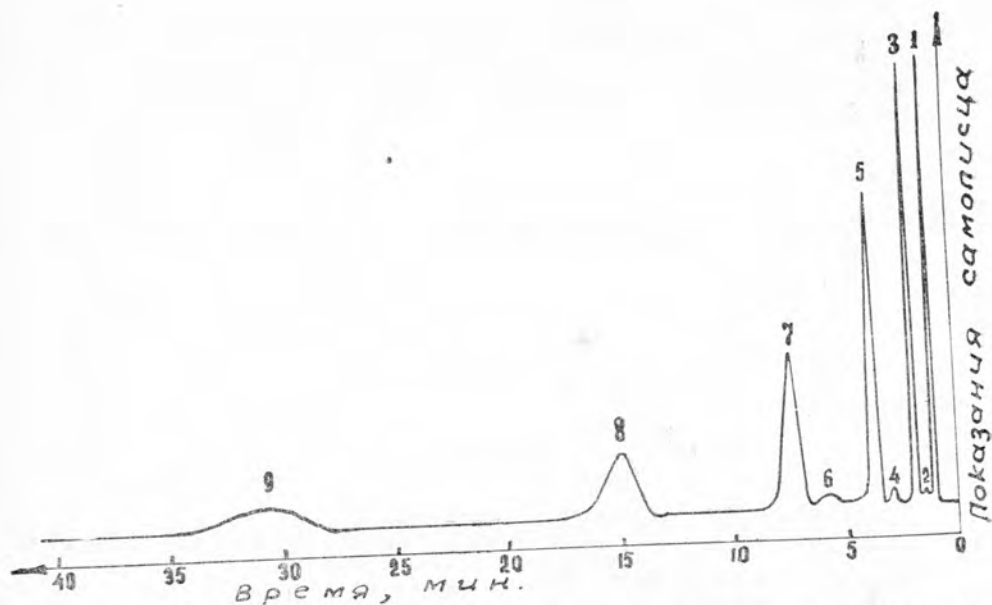


Рис. 3. Хроматограмма углеводородов, образующих комплекс с карбамидом. 1—Н-гексан; 2—i-гептан; 3—n-гептан; 4—i-октан; 5—n-октан; 6—i-нонан; 7—n-нонан; 8—n-декан; 9—n-ундекан.

Таблица 6

Индивидуальный состав углеводородов, образующих комплекс с карбамидом

Углеводород	Содержание, %	
	в комплекс. образ. углеводородах	в конденсате
Н.-гексан	9,4	2,22
i-гептан	0,3	0,07
Н-гептан	16,0	3,78
i-октан	0,9	0,21
Н-октан	14,7	3,47
i-нонан	1,5	0,35
Н-нонан	23,8	5,62
Н-декан	19,0	4,48
Н-ундекан	14,4	3,40
Всего	100,0	23,60

Таблица 7

Результаты дегидрогенизации предельных углеводородов

Взято предельных углеводородов, г	Выход катализата		Выход водорода		Свойства катализата	
	г	%	л Н. Т. Д.	г	d_4^{20}	n_D^{20}
77,71	71,63	92,2	6,60	0,59	0,7423	1,4181

Адсорбционной хроматографией на силикагеле АСМ из катализата выделено 10,3% ароматических углеводородов (табл. 8). Они были разделены на ректификационной колонке на 3 фракции (76—122°, 122—140° и остаток выше 140°). До 140° выкипает более 2/3 ароматических углеводородов (табл. 9).

Таблица 8

Таблица 9

Групповой углеводородный состав дегидрогенизата предельных углеводородов конденсата				Фракционный состав ароматических углеводородов, выделенных из катализата	
Углеводород	Содержание, %	Свойства		Пределы кипения фракций, °С	Выход, %
		d_4^{20}	n_D^{20}		
Дегидрогенизат	100,0	0,7423	1,4181	76—122	37,9
Предельные	89,7	0,7293	1,4082	122—140	27,5
Ароматика	10,3	0,8564	1,4917	Выше 140	31,6

Фракции ароматических углеводородов исследовались методом газожидкостной хроматографии на хроматографе ХВ-2 (рис. 4 и 5). В качестве стационарной фазы применяли Твин-21 (10% на ИНЗ-600). Условия хроматографирования приведены ранее [2].

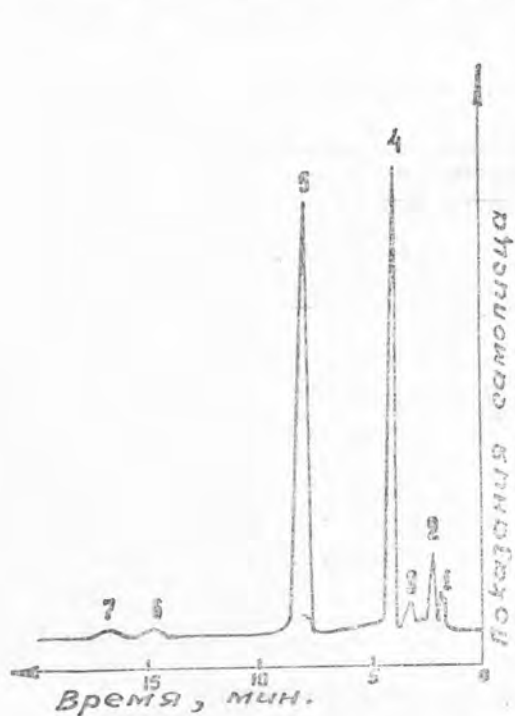


Рис. 4. Хроматограмма фракции 122° ароматических углеводородов из катализата (температура колонки 89°). 1—3—Предельные углеводороды; 4—бензол; 5—толуол; 6—7—не расшифровано

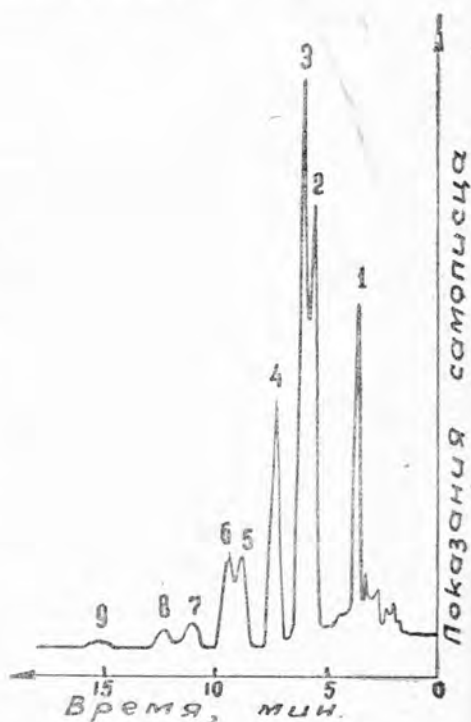


Рис. 5. Хроматограмма фракции 122—140° ароматических углеводородов из катализата (температура колонки 126°). 1—Толуол; 2—этилбензол; 2—м-ксилол, п-ксилол; 4—о-ксилол, изопропилбензол; 5—о-метилэтилбензол; 6—м-метилэтилбензол, п-метилэтилбензол; 7—1,3,5-триметилбензол; 8—1,2,4-триметилбензол, п-метил-изопропилбензол; 9—не расшифровано.

Таблица 10

Состав фракций ароматических углеводородов, выделенных из дегидрогенизата предельных углеводородов

Пределы кипения фракций, °С	% фракции от ароматики	Состав фракций		
		углеводород	на фракцию, %	на ароматику, %
73—122	37,9	бензол	30,8	11,67
		толуол	57,1	21,64
		этилбензол	2,7	1,02
		м-ксилол	3,1	1,17
		п-ксилол		
122—140	27,5	толуол	11,3	3,11
		этилбензол	22,2	6,11
		м-ксилол	30,0	8,26
		п-ксилол		
		о-ксилол	16,2	4,46
		изопропилбензол		
		о-метилэтилбензол	7,8	2,15
		м-метилэтилбензол	6,8	1,87
		п-метилэтилбензол		
		1, 3, 5-триметилбензол	2,4	0,66
		1, 2, 4-триметилбензол	1,8	0,50
п-метилпропилбензол				
		Всего		62,62

Таблица 11

Индивидуальный состав циклогексановых углеводородов конденсата месторождения Кизыл-Кумы

Углеводород	Содержание, %		
	на циклогексановые углеводороды	на предельные углеводороды	на конденсат
Циклогексан	12,56	1,37	1,33
Метилциклогексан	26,35	2,88	2,79
Этилциклогексан	7,53	0,82	0,80
1,3-диметилциклогексан	9,97	1,09	1,06
1,4-диметилциклогексан			
1,2-диметилциклогексан	4,71	0,51	0,49
Изопропилциклогексан			
1,2-метилэтилциклогексан	2,26	0,25	0,24
1,3-метилциклогексан	1,96	0,21	0,20
1,4-метилэтилциклогексан			
1,3,5-триметилциклогексан	0,70	0,08	0,08
1,2,4-триметилциклогексан	0,53	0,06	0,06
1,4-метилизопропилциклогексан			
Всего	66,57	7,27	7,05

Фракция 73—122° на 90% состоит из бензола и толуола (табл. 10). Более 70% во фракции 122—140° составляют ароматические углеводороды C₈ (этилбензол и ксилолы).

По аналогии с ароматическими углеводородами, циклогексановые углеводороды конденсата представлены, в основном, циклогексаном,

метилциклогексаном, этилциклогексаном и диметилциклогексанами. Метилциклогексан составляет более 25% гексаметиленовых углеводородов конденсата.

Циклопентановые углеводороды. После удаления ароматических и циклогексановых углеводородов из конденсата, оставшиеся предельные углеводороды расфракционированы на стандартные бензиновые фракции, в которых методом максимальных анилиновых точек определено соотношение циклопентановых и парафиновых углеводородов (табл. 12).

Таблица 12

Состав и свойства фракций парафино-циклопентановых углеводородов

Пределы кипения фракций, °С	Выход фракций, %		Свойства фракций			Содержание циклопентановых углеводородов	
	на парафино-циклопентановую часть	на конденсат	d_4^{20}	n_D^{20}	м. а. т., °С	на фракцию	на конденсат
35—95	23,0	20,0	0,6794	1,3857	63,5	23,1	4,6
95—122	17,7	15,4	0,7125	1,4026	65,2	22,1	3,4
122—150	16,0	13,9	0,7313	1,4109	68,5	19,8	2,8
150—175	16,0	13,9	0,7476	1,4196	72,5	13,8	1,9
175—200	5,2	4,5	0,7639	1,4278	76,4	3,3	0,15
Выше 200	19,6	17,1	0,7844	1,4392	84,8	—	—

Наибольшее количество циклопентановых углеводородов содержится в низкокипящих фракциях (22—23°). С повышением температуры кипения содержание циклопентановых углеводородов уменьшается и для фракции 175—200° они составляют немногим более 3%.

Выводы

1. Изучен углеводородный состав конденсата газового месторождения Кизыл-Кумы (скважина № 204) и показано, что он почти полностью выкипает до 200° (97%).

2. Установлено, что исследованный конденсат характеризуется низким содержанием шестичленных колец: ароматических углеводородов — около 3%, циклогексановых — около 10%.

3. Методом газожидкостной хроматографии определен индивидуальный состав ароматических углеводородов (14 углеводородов, 2,15% на конденсат), циклогексановых углеводородов (13 углеводородов, 7,05% на конденсат), n-парафинов (6 углеводородов, 23,0% на конденсат).

4. Показано, что основными составляющими конденсата являются парафиновые и циклопентановые углеводороды. В легкой части конденсата (до 122°) содержится максимальное количество циклопентановых углеводородов, а в более высококипящей части (100—200°) — парафиновые углеводороды.

5. Установлено, что исследованный конденсат характеризуется высоким содержанием неразветвленных структур парафинов и поэтому может служить серьезным источником для получения n-парафинов C₇—C₁₁.

ЛИТЕРАТУРА

1. Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 5, 1962, 26; № 1, 1964, 53; № 2, 1964, 34; № 4, 1964, 29; № 1, 1965, 37; № 4, 1965, 36; № 6, 1965, 68.
2. Сергиенко С. Р., Гарбалинский В. А., Гукасова Р. Г., Талалаев Е. И., Кульджаев Б. А. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 5, 1966.

ОБРАЗОВАНИЕ ГИПСОВО-ГЛАУБЕРИТОВЫХ ОСАДКОВ В КАРА-БОГАЗ-ГОЛЕ

Район залива Кара-Богаз-Гол, в котором происходит смешение морской воды с концентрированными рассолами залива, носит название зоны смешения.

Смешение двух встречных потоков морской воды и соляных рассолов [3] происходит в силу течения и ветрового перемешивания.

В зоне смешения не происходит кристаллизация хлористого натрия. Здесь образуются труднорастворимые соли, которые выделяются в осадок в результате метаморфизации концентрированных рассолов залива $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ морской воды и биометаморфизации в результате деятельности десульфатирующих бактерий. Питательной средой для десульфатирующих бактерий служат органические вещества, которые здесь осаждаются.

Нами исследованы четыре пробы солевых отложений и их пропитывающие придонные рассолы. Пробы отобраны 19 сентября 1963 г. грунтоотборочной трубкой ГОИ со дна залива на гидрометрических станциях 0, 2, 3 и 4, которые расположены по ходу течения, направленного вдоль западного побережья с юга на север до Карасукутской косы и постепенно отклоняющегося на северо-восток. Стан-



Рис. 1. Схема расположения гидрометрических станций в Кара-Богаз-Голе. 1—Сетка станций; 2, примерная граница современной акватории залива.

ции отстоят в 5 милях друг от друга. Схема расположения станции приведена на рис. 1. Описание проб донных осадков и их характеристика приводятся в табл. 1.

Таблица 1

Описание проб донных осадков, отобранных в Кара-Богаз-Голе

Номер станции	Глубина, м	Температура, °C			Краткая характеристика пробы солей
		осадка	рассола	воздуха	
0	2,60	25	24	18	однородная рыхлая масса серого цвета с сильным запахом сероводорода
2	3,0	24	23	23	зернистая рыхлая масса черного цвета с запахом сероводорода и твердые гипсово-глауберитовые комки
3	2,90	24	23	23	твердая гипсово-глауберитовая корка белого цвета и твердый крупнозернистый осадок с запахом сероводорода
4	2,60	24	23	21,5	твердые гипсово-глауберитовые куски и мелкие кристаллики черного цвета с запахом сероводорода

При отборе пробы грунтоотборником с осадком соли захватывался также придонный рассол, пропитывающий осадок. Таким образом, в банке с пробой над осадком солей было немного рассола.

Осадок отделялся от рассола и измельчался в фарфоровой ступке до образования мелкозернистой рыхлой массы. Чтобы получить средний состав измельченного осадка, он соединялся с рассолом и перемешивался до однородного состояния. Затем осадок быстро отжимался на воронке Бюхнера под вакуумом, создаваемым водоструйным насосом, и отдельно анализировались отжатый осадок и рассол.

Методика химического анализа осадков и рассола подробно описана ранее [1, 2].

В табл. 2 приведен химический состав минеральных осадков и их пропитывающих рассолов. Окончательный состав осадка получен после вычитания солей, внесенных с пропитывающим рассолом. Поправку на внесенные соли с рассолом производили по хлору, так как здесь не кристаллизуется хлористый натрий. Это подтверждается также тем, что отношение хлора в отжатом осадке к хлору в рассоле наименьшее. Практически с ней совпадает соответствующее отношение для элемента калия, который, очевидно, тоже является выпадающим компонентом. Для расчета принимались средние величины поправочных коэффициентов (табл. 3).

Как видно из табл. 3, поправочный коэффициент на пропитывающий рассол донных солевых отложений по мере удаления от пролива в глубь залива уменьшается. Это объясняется образованием солевых минералов в крупных кристаллах, хорошо отжимающихся на воронке.

После вычитания жидкой фазы состав твердого остатка был снова приведен к ста и получен окончательный результат в процентах (табл. 2).

Химический состав солевых осадков и их пропитывающих растворов (вес. %)

Исследованный материал	И о н ы											H ₂ O pH	днл.				
	Na+	K+	Rb+	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Si ²⁺	SO ₄ ²⁻	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	OH-	Cl-			Br-	P ₂ O ₅	R ₂ O ₃	Нерастворимый остаток в HCl
Отжатый осадок, ст. 0	2,39	0,136	—	9,38	5,52	0,449	26,25	8,19	—	1,05	4,44	0,00685	0,00525	0,645	3,51	62,54	37,46
Рассол, пропитывающий осадок	4,77	0,437	38,5·10 ⁻⁶	—	3,33	0,00039	5,987	0,0451	0,0400	—	12,49	0,0392	2,85·10 ⁻⁵	—	—	27,27	72,73
Осадок с поправкой на рассол	1,23	—	—	14,54	6,83	0,695	37,59	13,83	—	1,62	—	—	0,00814	1,00	5,45	82,64	17,36
Отжатый осадок, ст. 2	6,2	0,0848	—	5,3	1,85	0,297	49,72	1,75	—	0,672	2,29	0,00512	0,00182	1,495	0,370	80,09	19,91
Рассол, пропитывающий осадок	4,90	0,48	43,8·10 ⁻⁶	—	3,50	0,00058	6,439	0,0402	0,0719	—	13,25	0,0407	1,33·10 ⁻⁵	—	—	28,05	71,95
Осадок с поправкой на рассол	6,22	—	—	17,59	1,43	0,337	55,90	2,00	—	0,768	—	—	0,00209	1,719	0,425	85,64	14,36
Отжатый осадок, ст. 3	11,58	0,0653	—	13,2	1,43	0,295	53,52	2,18	—	0,404	2,21	0,00345	0,00194	0,426	0,460	85,27	14,73
Рассол, пропитывающий осадок	5,05	0,482	51,10 ⁻⁶	—	3,49	0,00079	6,59	0,0500	0,0430	—	13,52	0,0423	1,81·10 ⁻⁵	—	—	29,31	70,69
Осадок с поправкой на рассол	13,90	—	—	15,84	0,786	0,354	63,08	2,62	—	0,485	—	—	0,00233	0,512	0,552	98,13	1,56
Отжатый осадок, ст. 4	8,98	0,0960	—	13,77	2,17	0,273	50,66	1,55	—	0,704	3,37	0,00653	0,00238	0,783	0,444	82,87	17,13
Рассол, пропитывающий осадок	4,95	0,512	41,5·10 ⁻⁶	—	3,72	0,00060	6,56	0,0580	0,0397	—	13,71	0,0435	1,3·10 ⁻⁵	—	—	29,65	70,35
Осадок с поправкой на рассол	7,91	—	—	16,14	1,36	0,320	58,61	1,79	—	0,825	—	—	0,00238	0,917	0,520	89,8	10,20

Для установления минералогического состава донных солевых отложений мы пользовались наряду с химическим анализом также методом иммерсионного исследования кристаллов и термографической записи кривых нагревания на пирометре Н. С. Курнакова.

Показатели преломления минералов, найденных в солевых отложениях, приводятся в табл. 4.

Таблица 3

Поправочные коэффициенты
на приставший рассол
в пробах осадков

Номер станции	Поправки			Отношение твердой фазы к жидкой
	по Cl-	по K+	средняя	
0	0,356	0,312	0,334	0,666:0,344
2	0,173	0,175	0,174	0,826:0,174
3	0,153	0,135	0,144	0,856:0,144
4	0,246	0,187	0,217	0,783:0,217

Таблица 4

Показатели преломления минералов
в осадках Кара-Богаз-Гола

Минералы	Номер станции	Ng	Nm	Np
Гипс	0,2,3,4	1,531	—	1,519
Глауберит	0,2,3,4	1,536	1,532	1,512
Кальцит	0,2,3,4	—	1,658	1,486
Доломит	3	1,685	—	1,503
Эпсомит	4	1,461	1,455	1,433
Неизвестный минерал	2,3	1,530	—	1,507

В донных осадках со станций 2 и 3 был найден новый минерал с хорошо образованными крупными кристаллами с показателями преломления $N_g=1,530$, $N_p=1,507$. Кристаллы двуосные. Минерал с такими показателями преломления в литературе не известен. Необходимо продолжить исследования и установить его химическую формулу и другие константы.

Термограммы солевых отложений со станции 0, 2, 3 и 4 приведены на рис. 2—5.

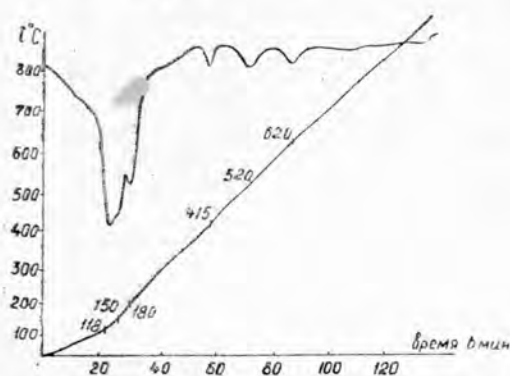


Рис. 2. Термограмма солевых отложений со станции 0.

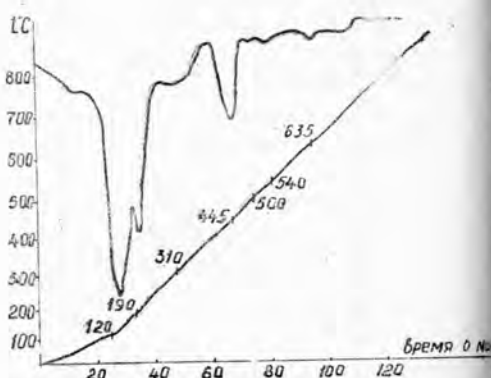


Рис. 3. Термограмма солевых отложений со станции 2.

Расшифровка термических эффектов проводилась на основании имеющихся литературных данных [4—7]* и приводится в табл. 5.

Минералогический состав осадков приводится в табл. 6.

Все макроэлементы связывали в соли в соответствии с найденным минералогическим составом осадков. Фосфор выразили в виде пяти-

* При записи термограмм и их расшифровке оказали большую помощь кандидат химических наук И. С. Рассонская и Н. К. Семендяева, за что авторы приносят им благодарность.

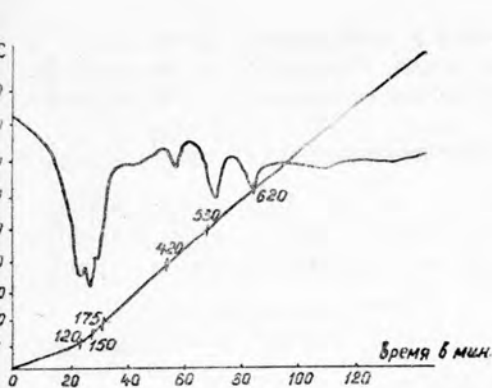


Рис. 4. Термограмма солевых отложений со станции 3.

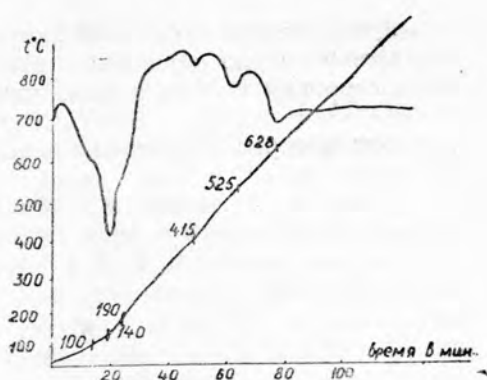


Рис. 5. Термограмма солевых отложений со станции 4.

Таблица 5

Расшифровка термических эффектов солевых отложений
Кага-Богаз-Гола

Температура эффекта, °C	Природа эффекта и наименование отвечающего ему минерала
Солевые отложения станции 0	
120	дегидратация (15,8%) гипса
190	дегидратация гипса
310	характерна для гидромагнезита
445	дегидратация и разложение гидромагнезита
540	диссоциация $MgCO_3$
635	плавление смеси солей, внесенных с рапой ($NaCl + MgSO_4$)
Солевые отложения станции 2	
118, 150, 180	дегидратация гипса
415	дегидратация $Mg(OH)_2$
520	распад молекулы глауберита
620	плавление смеси солей, внесенных с рапой ($NaCl + MgSO_4$)
Солевые отложения станции 3	
120, 150, 175	дегидратация гипса
420	дегидратация брусита
530	распад молекулы глауберита
620	плавление смеси солей, внесенных с рапой ($NaCl + MgSO_4$)
Солевые отложения станции 4	
100, 140, 190	дегидратация гипса
415	дегидратация брусита
525	распад молекулы глауберита
628	плавление смеси солей, внесенных с рапой дегидратация гипса ($NaCl + MgSO_4$)

окиси, так как он в осадке присутствует в небольшом количестве и невозможно было определить в виде какого соединения он находится. Весь стронций связан в виде целестина на основании исследования

Германа, который установил, что если отношение в породе $\frac{\text{Sr} \cdot 1000}{\text{Ca}} > 10$,

то возможно появление целестина, а если меньше 10, то стронций находится в ангидрите в виде твердого раствора [12]. В исследованных осадках со станции 0, 2, 3 и 4 это отношение соответственно равно 48, 19, 22 и 20.

Таблица 6

Минералогический состав солевых осадков (вес.%)

Минералы	Станции			
	0	2	3	4
Гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	56,76	52,86	14,88	29,50
Целестин SrSO_4	1,46	0,716	0,742	0,670
Глауберит $\text{CaSO}_4 \cdot \text{Na}_2\text{SO}_4$	7,46	27,56	78,53	56,08
Кальцит CaCO_3	0,626	3,36	0,775	3,012
Доломит $\text{CaCO}_3 \cdot \text{MgCO}_3$	—	—	3,319	—
Несквегонит $\text{MgCO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	5,21	—	—	—
Гидромагnezит $4\text{MgCO}_3 \cdot \text{Mg}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	22,29	—	—	—
Брусит $\text{Mg}(\text{OH})_2$	—	1,32	0,831	1,415
Астраханит $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	—	12,10	—	—
Эпсомит $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$	—	—	—	7,91
Включение P_2O_5	0,00814	0,00909	0,0023	0,00279
Полуторные окислы R_2O_3	1,00	1,719	0,512	0,9173
Нерастворимый в HCl остаток	5,45	0,425	0,552	0,5204
Всего	100,0	100,0	100,0	100,0

В осадках со станции 0 весь натрий связан в глауберит $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{CaSO}_4$, остаток сульфат иона в гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ и кальция — в кальцит CaCO_3 . Ионы магния, карбоната и гидроксильный ион (OH^-) с водой связаны в гидромагnezит $4\text{MgCO}_3 \cdot \text{Mg}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, а остатки магния и карбоната с водой связаны в несквегонит $\text{MgCO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, чтобы гидромагnezит не имел переменный коэффициент, как мы писали, что несквегонит был найден ранее в донных осадках [2].

В пробе со станции 2, после связывания стронция в целестин SrSO_4 , весь карбонат связан в кальцит CaCO_3 , гидроксильный ион в брусит $\text{Mg}(\text{OH})_2$. Остаток магния связан в астраханит $\text{MgSO}_4 \cdot \text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, затем весь оставшийся натрий связан в глауберит и остатки ионов кальция и сульфата в гипс.

В осадке не произведено связывание ионов в новый минерал, так как его формула не установлена. В силу этого оставались не связанные ионы. Поэтому было произведено связывание остающихся ионов в астраханит, так как он образуется в заливе, хотя кристалло-оптическим и термографическим методами не был нами обнаружен.

В солевых отложениях со станции 3 стронций был связан в целестин SrSO_4 , весь натрий был связан в глауберит $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{CaSO}_4$, остаток сульфат иона в гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ и весь гидроксильный ион в $\text{Mg}(\text{OH})_2$. Остаток магния связан в доломит $\text{MgCO}_3 \cdot \text{CaCO}_3$ и остатки ионов кальция и карбоната в кальцит CaCO_3 .

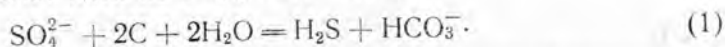
В донных отложениях со станции 4 весь карбонат был связан в кальцит CaCO_3 , натрий в глауберит $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{CaSO}_4$, гидроксильный ион в $\text{Mg}(\text{OH})_2$ и остаток кальция в гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Остатки магния и сульфата связаны в эпсомит $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$. Вода определялась по разности. При внесении поправки на рассол, приходится вычитать из осадка большое количество воды, так как в рапе около 70% воды, ввиду чего возможна большая ошибка определения воды в осадке с поправкой на рассол. Поэтому, при связывании в минералы, везде брали по формуле минерала необходимое количество воды.

В зоне смешения залива, в процессе образования солевых отложений, кроме процесса испарения рассолов, в заливе основную роль играет непрерывное поступление каспийской воды в залив, с нею огромного количества солей и органических веществ.

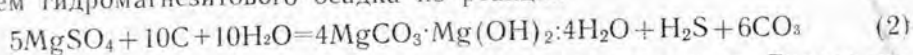
Здесь минеральные осадки образуются в основном в результате метаморфизации рассолов залива при смешении с морской водой и биометаморфизации, происходящих в донных отложениях [8—11].

Биометаморфизация, связанная с деятельностью бактерий, восстанавливающих сульфаты, обнаруживается по сильному запаху выделяющегося сероводорода.

Процесс может идти по следующей схеме:



Реакцию восстановления сульфата магния в пропитывающем придонном рассоле можно представить следующим образом с образованием гидромагнезитового осадка по реакции

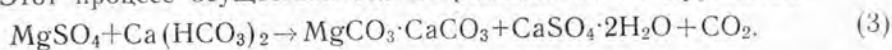


с избытком в осадке несквегонита или гидроокиси магния. Гидроокись магния $\text{Mg}(\text{OH})_2$, образующаяся в результате восстановления сульфата магния, входит в состав гидромагнезита $4\text{MgCO}_3 \cdot \text{Mg}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, если мало карбонатов, то он образует минерал брусит $\text{Mg}(\text{OH})_2$. Если мало гидроокиси магния, то образуется несквегонит $\text{MgCO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Это видно на примере образования несквегонита на станции 0 и брусита на станциях 2, 3 и 4. Присутствие брусита в осадках обнаружено термографически (рис. 3, 4 и 5). Несквегонит обнаружен в осадках на станции 0 рентгенографически.

Морская вода в зоне смешения теряет основную массу органических веществ, ионов CO_3^{2-} , HCO_3^- , Ca^{2+} , Sr^{2+} , P_2O_5 , R_2O_3 и частично Mg^{2+} , Na^+ и SO_4^{2-} .

Степень биометаморфизации по мере удаления в глубь залива от пролива уменьшается, а метаморфизация рассолов залива $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ морской воды увеличивается.

Этот процесс осуществляется по реакции Н. С. Курякова



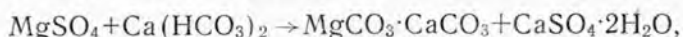
Нами найден доломит в осадке на станции 3. Гипс встречается повсеместно в зоне смешения залива.

Выводы

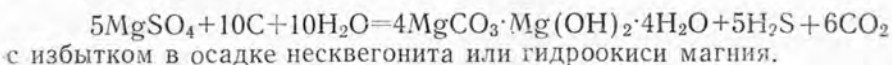
1. Исследованы четыре образца донных осадков в зоне смешения Кара-Богаз-Гола со станции 0, 2, 3 и 4. Определен химический состав

отжатых осадков и пропитывающего рассола; после внесения поправки на пропитывающий рассол, был вычислен химический состав смеси минералов. Методами термографического и оптического определения и на основании химического состава осадков найдены следующие минералы: гипс, целестин, глауберит, кальцит, доломит, несквегонит, гидромагнезит, брусит, эпсомит и новый двусосный минерал с показателями преломления $n_g=1,530$, $n_p=1,507$, химический состав которого не удалось определить.

2. В зоне смешения происходят основные процессы метаморфизации рассола залива за счет гидрокарбоната кальция морской воды и биологического восстановления сульфатов. Первый процесс осуществляется по известной реакции Н. С. Курнакова



а второй процесс по реакции восстановления



ЛИТЕРАТУРА

1. Седельников Г. С., Нуриягдыев М. — Журнал неорганической химии, т. X, вып. 2, 1965, стр. 485.
2. Нуриягдыев М., Седельников Г. С. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 4, 1965, стр. 46.
3. Буйневич Д. В., Лепешков И. Н., Седельников Г. С., Поляков В. Д., Соловьев В. К., Греков П. А. и Андреева Л. А. — В сб. Проблемы комплексного использования минеральных богатств Кара-Богаз-Гола. Изд-во АН ТССР, Ашхабад, 1959, стр. 40.
4. Берг Л. Г. — Введение в термографию. Изд-во АН СССР, М., 1961, стр. 214.
5. Янатьева О. К., Рапопорт Г. С., Рассонская И. С. и Устинова М. Б. — Журнал прикладной химии, т. XXXIV, М.—Л., 1961, стр. 2347.
6. Янатьева О. К., Рассонская И. С. — Журнал неорганической химии, т. VI, вып. 6, 1961, стр. 1424.
7. Рассонская И. С., Семендяева Н. К. — Журнал неорганической химии, т. VI, вып. 8, 1961, стр. 1745.
8. Курнаков Н. С. — Избранные труды, т. III, 1963, стр. 110.
9. Курнаков Н. С., Жемчужный С. Ф. — Избранные труды, т. III, 1963 стр. 113.
10. Ильинский В. П., Клебанов Г. С., Блюмберг Я. Б., Пельш А. Д. — Сборник работ по гидрохимии Карабогазского залива Каспийского моря. АН СССР, М.—Л., 1936, стр. 42.
11. Овчинников А. М. — Минеральные воды. Госгеолтехиздат, 2-ое изд., М., 1963, стр. 93.
12. Herrmann A. G. — Zur Geochemie des Stontium in ovn Salmaren Zechsteinlagerungen der Stassfurt serie des Südharzbezirkens, Chemie der Erde. 21, H. 2, 1961, s. 147.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЕРБЕНТ-ЧЕШМИНСКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

Рядом исследователей выделяется Ербент-Чешминская зона разлома, являющаяся продолжением регионального разлома Донгуз-Сырт—Чешме [1, 2]. Основанием для выделения зоны послужило простираение геофизических аномалий. Магнитные и гравитационные аномалии в этом районе образуют систему полос субширотного простираения. Вдоль линии Чешме—Ербент протягивается аномалия типа гравитационной ступени, отражающая зону разлома в фундаменте. С этой зоной также совпадают линейные полосовые магнитные аномалии, связанные с внедрением магнитных масс по глубинному разлому.

Детальными сейсмическими исследованиями МОВ Ербент-Чешминскую зону удалось протянуть от Чешме на 150 км к западу. Ербент-Чешминская зона имеет сложное геологическое строение, что обусловлено активным проявлением неоген-четвертичных движений. Здесь развита своеобразная линейная складчатость в платформенном чехле, обладающая некоторыми специфическими чертами по сравнению со складками к востоку от Чешме.

На линии Донгуз-Сырт—Чешме разлому фундамента в осадочном чехле соответствуют крупные валообразные структуры, осложненные различными дислокациями более высокого порядка: на участке Донгуз-Сырт—Утемерген соляными диапирами и криптодиапирами, на участке Шарапли—Чешме брахиантиклинальными складками без следов соляного диапиризма. К западу от Чешме в осадочной толще зоны образовалась крупная флексуробразная структура субширотного простираения. Южное опущенное крыло флексуры осложнено структурами третьего порядка, которые на отдельных участках совершенно маскируют главную структуру (флексуру). Локальные структуры как по морфологии, так и по взаимному расположению совершенно отличны от структур третьего порядка, развитых к востоку от Чешме. Складки располагаются не непрерывной цепочкой, а группами на нижнем, опущенном крыле флексуры. К западу от Чешме выявлены Коинкуинская, Джанская и Чакинская группы складок.

К настоящему времени сейсморазведкой детально изучена лишь одна Коинкуинская группа складок. На этой площади отработана сравнительно густая сеть профилей МОВ. Расстояние между сейсмиче-

скими профилями, расположенными вкрест простирания структур, — 1,0—1,5 км.

Коинкуинская группа состоит из нескольких линейно-вытянутых в северо-западном направлении, параллельно расположенных антиклинальных складок (рис. 1). Наиболее крупной и изученной является Коинкуинская. К северу от нее выделяется Алламуратская. Для Коинкуинской структуры характерны крутые углы крыльев — 4—6° по меловым и 8—10° по юрским отложениям.

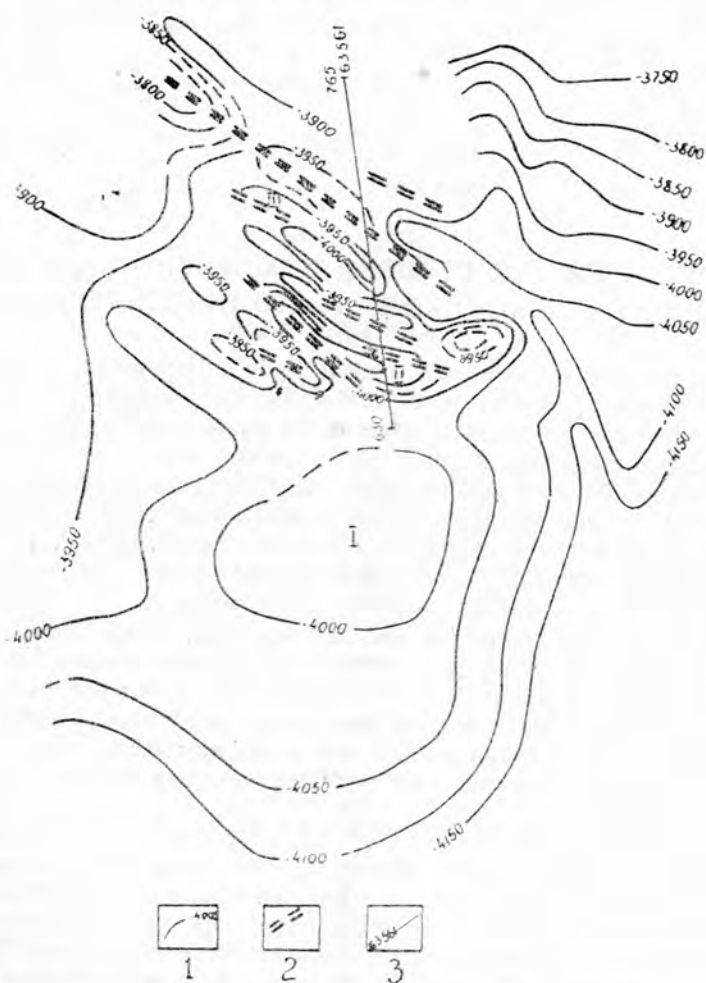


Рис. 1. Структурная карта по опорной сейсмической границе ($J_3^{cl}-ox$).
 I—Изогипсы опорного сейсмического горизонта, приуроченного к верхнеюрским отложениям ($J_3^{cl}-ox$); 2 — тектонические нарушения; 3 — сейсмический профиль МОВ. Локальные структуры: I — Южно-Коинкуинская; II — Коинкуинская; III — Алламуратская.

Соответственно амплитуды структуры составляют 50 и 100 м. Размеры складки по длинной оси — 8—10 км, по короткой — 3 км. Структура характеризуется наличием разрывных нарушений, которыми разбита на отдельные блоки. Простирания сбросов и складки совпадают. Амплитуды нарушений 30—50 м, постепенно уменьшаются и затухают к периклинали. Поверхности сместителей вертикальны или падают

в сторону погружения пород. Сбросами затронуты отложения от юрских до палеогеновых включительно (рис. 2). Два продольных сброса сводовой части Коинкуинской структуры, образуют грабен.

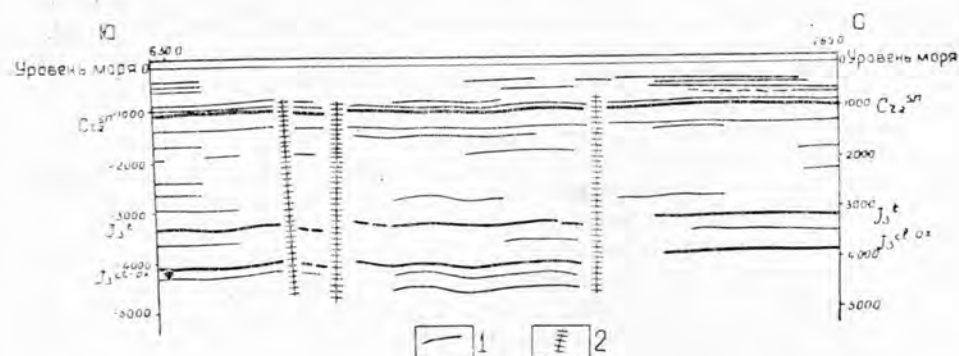


Рис. 2. Сейсмический разрез по профилю № 63561 МОВ.
1 — Опорные сейсмические районы; 2 — тектонические нарушения.

Перечисленные выше морфо-структурные черты Коинкуинской структуры присущи в равной мере и Алламуратской, которая изучена еще не достаточно.

Для Коинкуинской группы складок характерны линейность, одинаковая ориентированность и параллельность складок, наличие разрывных нарушений, а также наличие эрозионного вреза: верхнеплиоценовые отложения залегают с разрывом на наиболее древних осадках от миоцена до эоцена. Однако проследить подошву размыва в пределах самих структур не удалось. За периклинальными частями структур получены четкие отражения от поверхности размыва.

К западу от Коинкуинской группы выявлены аналогичные антиклинали Джанская и Чакинская. Амплитуда Джанского перегиба составляет по кровле мела 60 м, по юрским отложениям возрастает до 100 м. Через сводовую часть проходит сброс. Южное крыло складки опущено по меловым отложениям на 70—80 м, по юрским—на 130 м.

Чакинская складка имеет амплитуду по меловым отложениям 70 м и юрским 150—170 м, ширина ее около 4 км. Складка также нарушена сбросом. К северу отмечается второе структурное осложнение.

На всем протяжении Коинкуи-Чешминской зоны структур с юга к ней примыкает серия платформенных пологих поднятий типа структурных носов и куполов: Катлаклинское, Гельдыоглакское, Южно-Коинкуинское. Все эти структуры выделяются на фоне регионального погружения всех горизонтов в южном направлении. Катлаклинская и Гельдыоглакская структуры представляют незамкнутые с севера антиклинальные складки, то есть структурные носы. Для них характерно уменьшение мощностей к сводовой части и увеличение падения пластов и амплитуд с глубиной.

Южно-Коинкуинская структура — куполовидная складка, локализуемая на фоне общего погружения горизонтов на юг. По кровле отложений верхнего мела складка выражена слабо и представляет структурный нос. Размеры складки по верхнеюрским отложениям 10×8 км. Углы падения не превышают 1°. Амплитуда структуры порядка 30 м.

История формирования тектонической зоны Ербент-Чешме представляется следующим образом. В течение всей мезозойской и в начале кайнозойской эры рассматриваемая область, как и вся Каракумская платформа, испытывала погружение; одновременно откладывались осадочные породы. Однако прогибание региона шло неравномерно, что обусловлено наличием регионального разлома. Южнее зоны нарушений Ербент—Чешме погружение шло интенсивнее, чем к северу от разлома. Об этом свидетельствует разница мощностей юрских, меловых и палеогеновых отложений. На фоне интенсивно погружающейся южной части платформы отдельные участки фундамента отставали в погружении от окружающей территории. Возникали пологие структуры типа Катлаклинской, Южно-Койнкуюинской и других. Эти складки рассматриваются как сформированные одновременно с осадконакоплением. Наличие разлома в фундаменте отражалось в осадочном чехле возникновением флексуриобразной складки субширотного простирания.

Современный структурный план Ербент-Чешминской тектонической зоны сформировался в течение неоген-четвертичного времени. В это время район подвергался значительной перестройке. Перестройка структурного плана связана с дифференцированными движениями блоков фундамента по Ербент-Чешминскому региональному разлому. В зонах сочленения этих блоков в осадочном чехле над разрывами фундамента возникла линейная складчатость. Складки третьего порядка возникли вдоль флексуриобразной структуры, где создаются наиболее благоприятные условия для образования дополнительных изгибов слоев. Следует иметь в виду, что возникшая структурная зона соответствует не одной трещине фундамента, а целой зоне разлома. В пределах этой зоны разлома движения происходили по многим поверхностям попеременно с различными знаками. Этим объясняется наличие здесь сложно построенных структур в осадочной толще.

Выводы

В восточной части Ербент-Чешминской тектонической зоны развита своеобразная, не известная ранее в пределах Центральных Кара-Кумов, линейная складчатость.

Учитывая высокие перспективы нефтегазоносности территории Кара-Кумов, открытие здесь новых локальных структур представляет большой практический интерес. Поэтому необходимо продолжить сейсмические работы для детального изучения всей Ербент-Чешминской тектонической зоны.

Восточная геофизическая экспедиция
УГ СМ СССР

Поступило
1 ноября 1966 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Коц В. Г. — Известия АН СССР, сер. ФТХиГН, № 6, 1960.
2. Семенович В. В. — Советская геология, № 5, 1964.

УДК 551. 241+551. 763

Э. А. БАКИРОВ
Ю. В. САМСОНОВ
В. А. ТУРАНОВ
О. ТОРАЕВ

ОСОБЕННОСТИ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КАРАКУМСКОГО СВОДА В МЕЛОВОЙ ПЕРИОД

Меловые отложения Зеагли-Дарвазинской группы структур вскрыты 60 разведочными и структурно-профильными скважинами.

С целью изучения особенностей палеотектонического развития Каракумского свода нами проведена детальная корреляция разрезов меловых отложений по электрометрии скважин, построены карты мощностей неокомских, аптских, альб-сеноманских, туронских и сенонских образований, карты процентного содержания песчаников в разрезах неокома, апта и частично альба, а также карты суммарных мощностей известняков неокома и апта.

Детальная корреляция разрезов меловых отложений в пределах рассматриваемой территории, а также увязка их с аналогичными образованиями Амударьинской впадины позволили однозначно провести границу между аптским и альбским ярусами на всей этой территории. Границу между нижне- и верхнемеловыми отложениями уверенно установить пока не удалось из-за недостаточной палеонтологической охарактеризованности слоев. Поэтому, с целью выявления характера тектонической жизни района в отдельные этапы довольно продолжительного альб-сеноманского времени, а также с целью выяснения влияния размывов на распределение мощностей, данная толща при построении карт была разделена на две неравные части (толщи А и Б).

Как показывает анализ фактического материала и карты мощностей, в первой половине неокомского времени (рис. 1, I) произошло поднятие значительной части Среднеазиатской эпигерцинской платформы, сопровождавшееся региональным размывом отложений. В пределах рассматриваемого района наибольшее поднятие испытала северная часть, в результате чего в скважине № 13 из разреза неокомских отложений выпала почти 50-метровая пачка пород, которая присутствует в скважине № 37 (южная часть района). В этом же направлении происходит увеличение мощности пачки оолитовых известняков (с 20 до 50 м), залегающих в кровле неокомских образований. Все это обусловило моноклинальное распределение мощностей неокомских

отложений (130 м — северная часть района и 200 м — южная) и в какой-то степени затушевало характер локальных тектонических движений, проявившихся в пределах Зеагли-Дарвазинской группы структур в процессе осадконакопления. Наибольшая песчанность разреза неокомских образований (около 50%) наблюдается в районе Шнихской структуры (скважины № 2 и 6), что указывает на то, что в период накопления неокомских осадков данный участок оставался сравнительно приподнятым. Эта зона повышенной песчанности продолжается в южном направлении в сторону скважины № 47, указывая на существование здесь отмели на месте древнего доюрского поднятия, намечающегося на картах мощностей среднеюрских отложений.

Во время накопления осадков аптского возраста (рис. 1, II) характер локальных тектонических движений несколько усложнился. На общем фоне регионального увеличения мощностей аптских отложений в южном направлении уже четко фиксируются отдельные приподнятые и опущенные участки. Несколько более приподнятой частью оставался район Шнихской структуры, где отмечается наивысшая суммарная песчанность разреза аптских отложений. Причем на востоке (район Серного завода) наблюдается самый высокий градиент изменения мощностей аптских отложений. Суммарная мощность известняков апта увеличивается с запада на восток (с 5 до 45 м). Все это связано, по-видимому, с тем, что в аптском веке наиболее интенсивное прогибание испытывала уже не южная, а восточная часть района.

Первая половина альб-сеноманского времени, соответствующая накоплению осадков толщи А, характеризуется проявлением двух фаз региональных восходящих движений, одна из которых обусловила размыв кровли указанных отложений. Эти региональные движения сопровождались в пределах центральной части Каракумского свода проявлением сравнительно интенсивных локальных тектонических подвижек. Амплитуда поднятий различных блоков фундамента была неодинаковой, что привело к различной степени размыва отложений толщи А (рис. 1, III).

В результате такого дифференцированного характера проявления тектонических движений план распределения мощностей отложений толщи А (первая половина альб-сеномана) резко отличается от плана распределения мощностей нижележащих образований. В пределах изучаемой территории четко фиксируются три зоны сокращенных мощностей отложений толщи А: первая — в юго-западной части ее (район Шнихской структуры), вторая — в северо-восточной (скважины № 11, 59) и третья — в южной (скважины № 37 и 9). Эти участки в течение обеих фаз региональных восходящих движений испытывали на фоне сравнительно стабильных зон активное воздымание.

Наиболее замедленные восходящие движения отмечались в северо-западной и восточной частях района, где фиксируются наибольшие суммарные мощности отложений альб-сеноманского возраста. Таким образом, участки сокращенных мощностей толщи А альб-сеноманских образований к началу отложения осадков толщи Б оказались разделенными широкими зонами максимальных мощностей.

Песчанность образований толщи А увеличивается с востока на запад от 30 до 60%. Отдельные участки повышенной песчанности отмечаются и в центральной части района (скважины № 11, 30, 17), а также в юго-западной (скважины № 2, 156). Это, по-видимому, нужно связывать с отмелями, существовавшими в пределах этих участков в процессе осадконакопления.

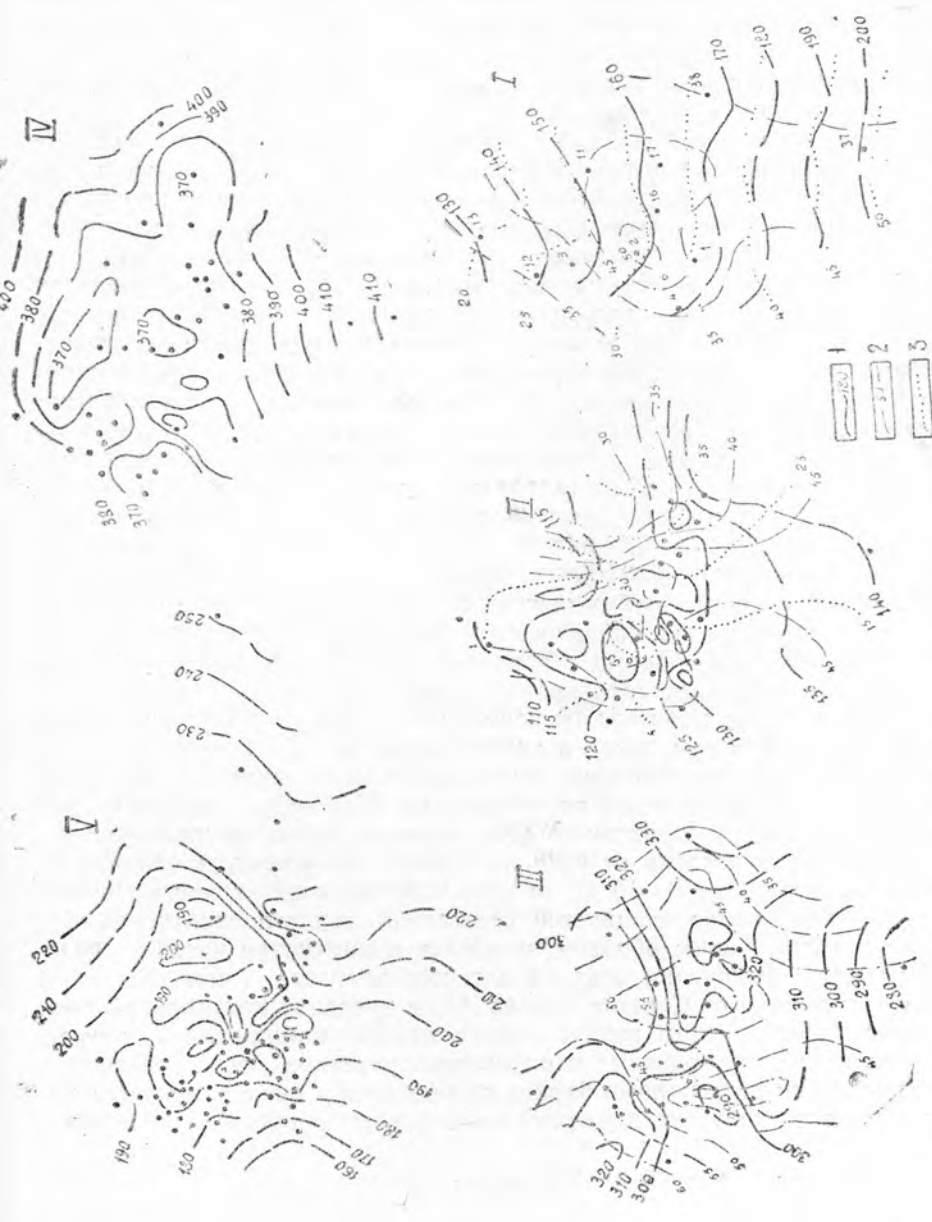


Рис. 1. Карты мощностей Зсагли-Дарвазинской группы структур: I—неокома; II—апга; III—толщи А альб-сеномана; IV—толщи Б альб-сеномана; V—турона.
 1—Линии разных мощностей; 2—суммарная мощность известняков; 3—процентное содержание песчаников.

Во время накопления осадков толщи Б альб-сеноманского возраста (рис. 1, IV) почти вся территория Зеагли-Дарвазинской группы структур испытывала равномерное прогибание, в результате которого вся центральная часть Каракумского свода представляла собой обширную плоскую равнину, погруженную под уровень моря и осложненную в ряде участков подводными отмелями. На северо-западе и северо-востоке этой равнины располагались широкие заливообразные, сравнительно более погруженные участки, которым на картах соответствуют зоны пониженной песчанности. Градиенты изменения мощностей центральной (наиболее приподнятой) и периферийных частей района, как правило, составляют не более 30 м/км.

В туронском веке (рис. 1, V) дважды (в середине и в конце) происходило поднятие значительной территории Туранской плиты, в том числе и центральной части Кара-Кумов, сопровождавшееся значительным размывом осадков. Характерно, что и к этим региональным восходящим тектоническим движениям, как и в альбе, были приурочены интенсивные подвижки отдельных участков земной коры в пределах центральной части Каракумского свода, вызвавшие в результате неодинакового размыва осадков неравномерное распределение по площади мощностей туронских образований. Однако на фоне дифференциации приподнятых и опущенных участков намечается общее региональное уменьшение мощностей туронских образований с востока на запад с 230 до 170 м. Это объясняется не условиями осадконакопления, существовавшими в пределах центральной части Каракумского свода в этот промежуток времени, а наиболее значительным размывом их в западной части района, которая в этапы региональных восходящих движений испытывала наибольшее поднятие.

В сенонское время наблюдается дальнейшее оживление тектонической деятельности, что сказалось на характере распределения осадков. Так, в кампанское время в пределах центральной части Каракумского свода продолжает сохраняться четкая дифференциация приподнятых и опущенных участков. В конце маастрихта значительная часть Туранской плиты, в том числе и центральная часть Каракумского свода, испытала поднятие, в результате которого были размывы значительные мощности отложившихся ранее осадков. Наиболее значительное поднятие в конце маастрихтского века испытал район, расположенный в 30—40 км к юго-востоку от Серного завода, где мощность отложений маастрихта составляет 6—10 м. Во всех направлениях от этого участка намечается увеличение мощностей отложений данного стратиграфического комплекса. Таким образом, наиболее приподнятая часть свода перед началом отложения осадков датского возраста находилась в 30 км к юго-западу от Серного завода. Но в пределах центральной части Зеагли-Дарвазинского выступа по-прежнему наблюдалась четкая дифференциация приподнятых и опущенных участков, что связано с неравномерными подвижками блоков фундамента в пределах этого района в период восходящих движений земной коры в преддатское время.

Выводы

1. Установлено, что пачки пород в пределах центральной части Каракумского свода хорошо прослеживаются по площади и достаточно выдержаны по мощности. Резкое изменение мощностей отдельных толщ в разрезах происходит за счет размывов. На этой территории существовала спокойная обстановка осадконакопления. Мощные толщи, в основном терригенных образований, указывают на то, что данная

территория в меловую эпоху испытывала спокойное и медленное прогибание.

Наиболее интенсивными фазами восходящих тектонических движений следует считать две фазы в альб-сеноманское время, а также внутритуронскую, предсенонскую и послемаастрихтскую. Значительными фазами были также внутринеокомская и предальбская. Остальные фазы восходящих движений на данной территории проявлялись сравнительно слабо.

2. В период накопления осадков данного возраста в пределах изучаемой территории наряду с погруженными участками существовали отмели. В неокомское и аптское время они были приурочены к району Шихской структуры (скважины № 2 и 6), а также частично захватывали Дарвазинскую и Топджульбинскую. В альбское время они отмечались и в районе Джаралтакырской и Аккуинской структур.

С этими участками связаны основные залежи газа в терригенных образованиях данного комплекса. В настоящее время уже выявлено 20 газоносных пластов мощностью от 1,5 до 16,0 м. Наряду со структурными залежами в данном районе выявлены структурно-литологические и тектонически экранированные залежи.

Преимущественно газовые скопления можно ожидать в южной и юго-восточной частях изучаемой территории. Залежи их могут быть приурочены также к зонам срезания пласта коллектора непроницаемыми породами, то есть к зонам стратиграфических несогласий.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бакиров А. А. — Советская геология, № 57, 1957.
2. Верескун В. А., Габриэлянец Г. А. и др. — Тр. ВНИГЦИ, вып. 35, 1961.
3. Габриэлянец Г. А., Блискавка А. Г. и др. — Геология нефти и газа, № 11, 1962.
4. Габриэлянец Г. А. — Новости нефтяной и газовой техники, № 9, 1962.

К ПАЛЕОТЕКТОНИКЕ НИЖНЕ-СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ТЕРРИТОРИИ ТУРКМЕНСКОЙ ССР

В пределах обширной территории Туркменской ССР юрскую систему представляет мощный структурный комплекс, сформировавшийся в результате самостоятельного тектонического этапа и отделенный от пограничных отложений региональными поверхностями несогласия и перерыва в осадконакоплении.

В течение этого этапа, по времени соответствующего киммерийскому тектогенезу, имели место крупные тектонические события. В Туркмено-Хорасане происходят напряженные процессы складкообразования, а от Туранской плиты откалывается и приобретает подвижность на всю последующую историю крупная Каракумская глыба. В юрском периоде она, в частности, претерпевает колебательный цикл, начало и конец которого отмечены формированием соответственно угленосной и красноцветной молассы.

На этот цикл накладывались мелкие колебания, сопровождавшие дробление Каракумской глыбы, и контрастные движения отдельных ее блоков.

Таким образом, для подавляющей части Туркмении древнекиммерийский тектонический этап явился основополагающим и изучение его, помимо огромного практического значения, представляет также научный интерес. Эту задачу до последнего времени затрудняла крайне незначительная обнаженность юрских отложений на дневной поверхности.

Полученный в последние годы материал буровых и геофизических исследований позволил приблизиться к решению вопросов юрской палеотектоники. В частности, нами была составлена первая палеотектоническая карта верхней юры Туркмении [2].

В оксфорде нынешняя территория равнинной Туркмении была консолидирована и в конце юры испытала мощное поднятие, приведшее к возникновению огромной суши, простиравшейся от Каспия до Гиссара. В меловой период она испытывала колебания как единый массив, не подвергавшийся дроблению.

Верхнеюрской эпохе преобладания консолидации и поднятия предшествовала длительная и сложная нижне-среднеюрская история, отличающаяся прямо противоположными тенденциями.

На дневную поверхность нижеюрские отложения выведены лишь на окраинах Туркмении: в Туаркыре — на западе и Кугитангском хребте — на востоке.

Глубокими буровыми скважинами они вскрыты, кроме того, в Южно-Мангышлакском прогибе и в Приамударьинской области. К нижней юре, возможно, относится часть погребенных грубообломочных образований, вскрытых в Центральных Кара-Кумах. В местах обнажения нижеюрские отложения по палинологическим данным имеют верхнелейасовый возраст. За исключением маломощной нижеюрской пестроцветной свиты Туаркыра (25—30 м), в которой преобладают глинистые угленосные породы, нижняя юра повсеместно представлена грубообломочным материалом, мощность которого измеряется сотней и более метров.

Разрез средней юры начинается континентальными угленосными отложениями аалена. Низы байоса выражены преимущественно в континентальных фациях, однако в Кугитанге в них присутствуют элементы прибрежно-морского мелководья. Нижний байос сменяет морская толща чередования темноцветных песчаников, алевролитов и глин верхнего байоса. Особенно резко и в грандиозных масштабах она развита на Большом Балхане, где байос имеет характер аспидной формации.

Нижний бат повсеместно представлен угленосной молассой, а верхняя часть батского яруса сложена чередованием морских и континентальных пород (песчаников, сланцев и карбонатов), образующих ритмично построенную толщу флишеидного облика, заканчивающуюся на западе озерно-болотными образованиями.

Прежде чем перейти к синтезу истории тектонического развития Туркмении в ранней и средней юре, следует рассмотреть вопрос о стратиграфическом положении нижней границы киммерийского структурного комплекса.

Широко распространено и известно представление о пермотриасовом возрасте грубообломочных образований, подстилающих осадочный чехол Каракумской глыбы. Основой для таких представлений послужили, главным образом, пермские и триасовые обнажения Туаркыра, ранее не расчленявшиеся. Однако в Туаркыре уже верхи нижнего триаса представлены морскими карбонатными отложениями, а в Кугитанге к рэту относятся маломощные сланцы с элементами коры выветривания. Это указывает на отсутствие здесь к началу киммерийского этапа сильно расчлененного палеозойского рельефа и в частности достаточно глубоких аккумуляционных впадин. Напротив, низы юры повсеместно сложены грубообломочными терригенными образованиями. Все это говорит о том, что погребенные конгломератовые толщи, относимые в Восточной Туркмении к пермо-триасу, имеют скорее всего нижеюрский, возможно, рэт-лейасовый возраст.

Исходя из вышеизложенного, палеотектоническая история ранне- и среднеюрской эпох может быть представлена следующим образом.

К началу киммерийского этапа рельеф подавляющей части рассматриваемой территории представлял пенеплен, возникший на месте герцинского орогена.

Орогенные силы конца герцинского цикла в начале киммерийского этапа (в рэт-лейасе) сменяются силами растяжения и это приводит к расколу Туранской плиты и к заложению вдоль расколов узких эмбрионов будущих мезозойских впадин. В лейасе расколы закладываются, по-видимому, по оси южномангышлакско-устюртской и амударьинской

впадин на севере и в пределах Большого Балхана и Копет-Дага на юге.

Подобная ориентировка региональных разрывов вызывает откол Каракумской глыбы от массы Туранской плиты. В фокусах расколов, представляющих впадины, накапливается грубообломочный материал за счет разрушения как бортов Туранской плиты (Западный Узбекистан, Кызыл-Кумы, Султан-Уиз и др.), так и Каракумской глыбы. В Большебалханской и Копетдагской впадинах рэт-нижнеюрские отложения накапливались, возможно, в морских условиях.

В аалене процесс развивается и Каракумская глыба начинает опускаться; площади впадин разрастаются как за счет глыбы, так и, возможно, за счет прилегающей части Туранской плиты (Бухарский борт Амударьинской впадины). Процесс раскалывания и опускания распространяется и на внутренние участки глыбы: Кугитанг, Туаркыр. Это время — время интенсивного расчленения рельефа, закладки и формирования гидрографической сети — отмечено накоплением мощных толщ аллювиальных песчано-глинистых отложений, формирование которых во впадинах началось еще в лейасе. Затухание же процессов в конце описываемых фаз привело к сглаживанию рельефа, его заблачиванию и формированию угленосных образований. В байосе дальнейшее опускание Каракумской глыбы приводит к трансгрессии на ее площадь вод морского бассейна, под осадками которого скрылись многие выступы внутри глыбы.

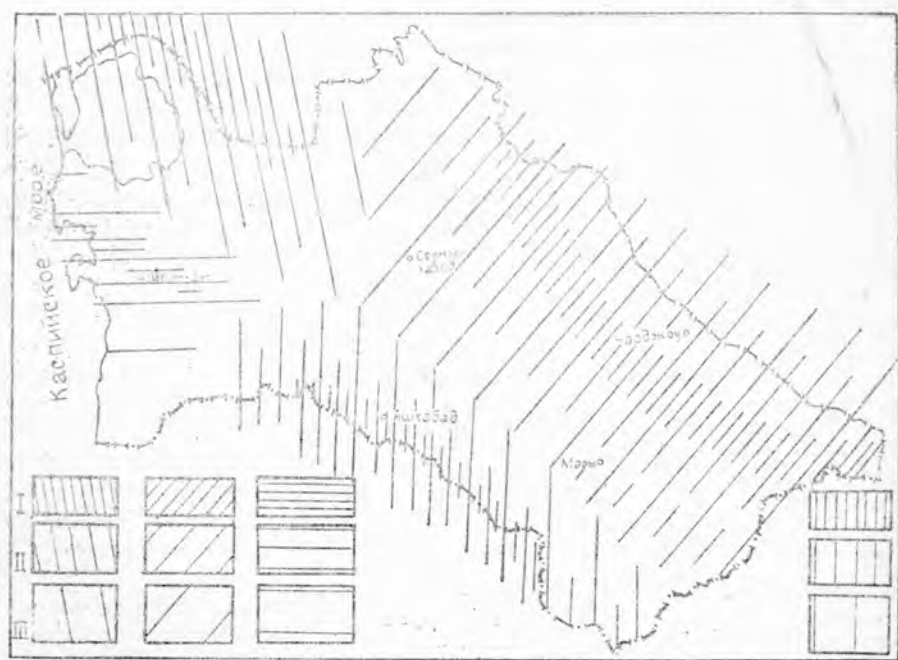


Схема палеотектоники нижней и средней юры территории Туркмении. Предполагаемые области с началом опускания: I—в рэте; II—в аалене; III—в байосе (контрастные движения в бате).

В начале бата отмечается первое незначительное колебание, вызванное, по-видимому, противоположными силами. Это влечет инверсию тектонического режима, в данном случае — смену опускания поднятием. В результате происходит регрессия морских вод и реставрация

континентального режима осадконакопления, вероятно, в наиболее приподнятых участках глыбы.

В позднем бате расчлененная на отдельные блоки Каракумская глыба испытывает колебания, вызывавшие накопление ритмично построенных толщ чередования морских и континентальных отложений.

Такова в общих чертах история тектонического развития территории Туркменской ССР в нижне-среднеюрское время.

Как видно, основным результатом этой истории является раздробление Туранской плиты, откол от нее Каракумской глыбы и ее переработка. Суть этой переработки состоит в расчленении глыбы на упомянутые выше крупные впадины, и с этой точки зрения суть древнекиммерийского тектогенеза в Туркмении есть — история заложения и развития этих впадин. Это положение представляется принципиальным, так как позволяет правильно определить значение и порядок взаимоотношения между впадинами, как ведущими тектоническими элементами и так называемыми сводами и выступами фундамента. В частности, внешние склоны Каракумского свода в этом случае следует рассматривать как борты разных впадин со всеми вытекающими отсюда выводами о их возрасте и генезисе.

Сказанное выше иллюстрируется палеотектонической схемой (рис. 1). Количество фактического материала не позволяет нагрузить ее линиями равных мощностей и формационными карточками. Нами показаны лишь предполагаемые контуры описанных впадин с подразделением на внутренние области разновозрастных движений. При этом подразумевается, что внутренние участки впадин претерпели наиболее интенсивные погружения и, следовательно, заключают наибольшие мощности отложений и наибольший набор формаций.

На схеме намечены области взаимодействия бортов впадин. Это — области наибольшей подвижности, наибольшего дробления и развития контрастных блоковых движений. Здесь мы столкнемся с наибольшей пестротой и отклонениями в литолого-стратиграфическом облике юрских отложений, а также, возможно, с проявлениями юрского вулканизма и выпадения из разреза крупных частей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Машрыков К., Аманжиязов К., Юферев Р. — В сб. Вопросы геологии Туркмении (материалы к XXII Международному геологическому конгрессу). Туркмениздат, Ашхабад, 1965.

2. Машрыков К., Юферев Р., Аманжиязов К. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 2, 1966.

АКЧАГЫЛ РАЙОНА ТЕДЖЕНА

Морские отложения, охарактеризованные фауной акчагыльского возраста, вскрыты буровыми скважинами в районе города Теджена в 1957—1958 гг. [10, 12]. Открытие морского акчагыла на этой удаленной от Каспийского моря территории, несомненно, свидетельствовало о том, что акчагыльская трансгрессия во время своего максимума захватывала значительно больше пространства, чем это предполагалось ранее [2, 7]. Последующие исследования показали еще более широкое развитие трансгрессии и проникновение ее к востоку почти до станции Репетек [1, 11].

Акчагыльское море в своей юго-восточной оконечности образовывало открытый неглубоко вдававшийся в сушу залив, названный Тедженским [11]. Накопившийся материал позволяет наметить береговую линию залива и осветить основные черты его палеогеографии.

Акчагыльские отложения, вскрытые скважинами и представленные, в основном, терригенными и карбонатными породами, трансгрессивно залегают на размытой поверхности аналогов казганчайской свиты. О размыве свидетельствует присутствие прослоя гравелита в подошве акчагыла, вскрытого скважиной № 31 (рис. 1), и неровная поверхность подстилающих образований, отмечаемая в кернах многих скважин. Мощность акчагыла в Тедженском заливе колеблется от 4 до 108 м, увеличиваясь от берегов к его центральной части.

В скважинах № 31, 215, 301 и 302, расположенных в сравнительной близости от южного и восточного берегов залива в разрезе акчагыльских отложений четко выделяются три литологических горизонта [10].

Нижний горизонт, мощностью от 3,5 до 12 м, сложенный синевато-зелеными мергелями, иногда с прослоями зеленовато-серых глин и песчаников, а вблизи береговой линии — серыми песчаниками и алевролитами с прослоями светло-серых слоистых глин. В мергелях этого горизонта найдены крупные и мелкие кардиумы и в большом количестве мелкие и очень мелкие авимакры, а также сравнительно крупные гастроподы, определенные Г. И. Поповым (табл. 1).

Средний горизонт, мощностью от 13 до 46 м, представлен, в основном, сероцветными песками, песчаниками, алевролитами и песчанистыми неизвестковыми глинами. Исключение составляет скважина № 304,

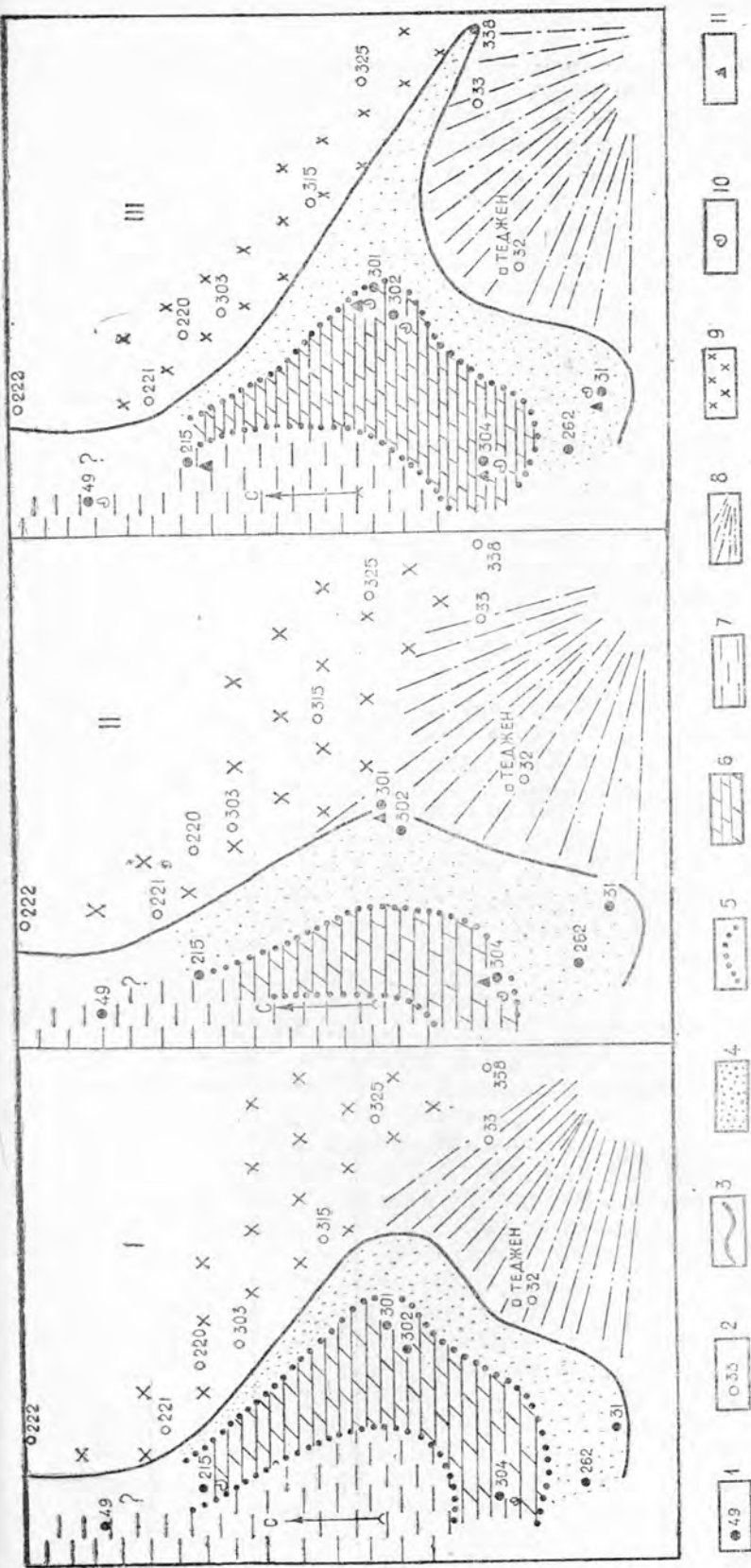


Рис. 2. Палеогеографические схемы Тедженского залива в ахеменидском веке. Схемы времени образования: I — нижнего горизонта; II — среднего горизонта; III — верхнего горизонта.
 1 — Местоположение и номер скважин, вскрывших морские отложения ачагыла; 2 — местоположение и номер скважин, не вскрывших морские отложения ачагыла; 3 — береговая линия; 4 — прибрежная зона (преобладание алевролитов и песчаников; 5 — границы литолого-фациальных зон; 6 — зона мелкого моря (преобладание мергелей, известняков, карбонатных глин); 7 — зона открытого сравнительно неглубокого моря (преобладание глин); 8 — ачагыльская дельта палео-Теджена; 9 — песчано-глинистый низменный берег ачагыльского моря; 10 — места находок остатков моллюсков; 11 — места находок остракод.

расположенная на значительном удалении от береговой линии, где в разрезе значительную роль играют светло-серые песчанистые мергели. Интересно также отметить, что в скважине № 301 средний горизонт почти нацело сложен красноватыми континентальными глинами и алевролитами с небольшими прослоями сероцветных косослойных прибрежных (пляжных?) песков. В мергелях горизонта (скважина № 304) М. М. Судо определены остатки пелеципод (табл. 1), а Н. Е. Степанайтыс выделены и определены остракоды (табл. 1). В скважине № 301 из верхов среднего горизонта, представленных сероцветными песчаниками и алевролитами, А. А. Али-Заде [1] приводится комплекс эвригалинных и пресноводных остракод (табл. 1).

Таблица 1

Распространение органических остатков в ачкагыле Теджена

Название видов	Горизонты		
	нижний	средний	верхний
I. Моллюски.			
<i>Avimactra subcaspia</i> (Andrus.)	+	—	+
<i>A. karabugasica</i> (Andrus.)	—	—	+
<i>A. venjukovi</i> (Andrus.)	+	—	—
<i>A. pisum</i> (Andrus.)	—	—	+
<i>A. inostranzevi</i> (Andrus.)	—	—	+
<i>Cardium dombra</i> Andrus.	+	+	+
<i>C. abreki</i> Usp.	+	—	+
<i>Cardium (Avicardium) nikitini</i> (Andrus.)	—	—	+
<i>C. (A.) dahestanicum</i> Usp.	—	—	+
<i>C. (A.) arguni</i> Usp.	—	+	—
<i>Potamides (Inderia) caspius</i> Andrus.	+	—	—
<i>Potamides (inderia) caspius</i> Andrus.	—	+	+
<i>P. (I.) caspius</i> Andrus. var. <i>pyrguloides</i> Andrus.	—	+	—
<i>Clessiniola (Sumbaria) intermedia</i> (Andrus.)	—	—	+
<i>C. (S.) vexatilis</i> (Andrus.)	—	—	+
<i>Micromelania</i>	+	—	—
II. Остракоды			
<i>Caspiola chutciavae</i> Suzin	—	+	—
<i>Caspiocypris candida</i> (Liventäl)	—	+	—
<i>Jlyocypris brady</i> Sars	—	+	—
<i>Jl. gibba</i> (Ramdohr.)	—	+	—
<i>Zonocypris membranae</i> (Liventäl)	—	+	—
<i>Candona angulata</i> (Muller)	—	+	—
<i>Candoniella suzini</i> Schneider	—	+	—
<i>C. albicans</i> (Brady)	—	—	+
<i>Loxoconcha eichwaldi</i> Livental	—	—	+
<i>L. riktshagyllica</i> Mandelstam	—	+	+
<i>L. varia</i> Suzin	—	+	+
<i>L. uschakensis</i> Mandelstam	—	+	—
<i>C. andrussovi</i> Livental	—	+	+
<i>L. kopetdagica</i> Rosyieva	—	+	+
<i>Cytherissa naphitatscholana</i> (Liventäl)	—	—	+
<i>C. andrussovi</i> Livental	—	—	+
<i>Leptocythere gubkini</i> Livental	—	+	+
<i>L. argunica</i> Suzin	—	—	+
<i>Limnocythere alveolata</i> Suzin	—	+	—
<i>Cythere andrussovi</i> Livental	—	—	+
<i>Cyprideis torosa</i> (Jones)	—	+	—
<i>C. littoralis</i> (Brady)	—	+	+
<i>C. torosa littoralis</i> (Brady)	—	—	+

Верхний горизонт, мощностью от 28 до 49 м, вблизи береговой линии (скважина № 31) представлен переслаиванием серых песчаников, алевролитов, глин с маломощным прослоем известняка-ракушечника. На некотором отдалении от берега (скважины № 301, 302 и 304) этот горизонт сложен голубовато-серыми мергелями и известковыми глинами с прослоями сероцветных алевролитов, песчаников и известняков. Еще несколько далее от южного берега залива, в скважине № 215 описываемый горизонт, в основном, состоит из серых и серовато-синих глин с прослоями известняков и алевролитов. В глинах и мергелях обнаружены обильные остатки моллюсков, определенные М. М. Судом, Г. И. Поповым, А. В. Дмитриевым. Кроме того, в глинах были определены Т. Р. Розыевой, Х. М. Кулиевой и Н. Е. Степанай-тис многочисленные остракоды (табл. 1).

Фауна, обнаруженная в описываемых отложениях, свидетельствует о их акчагыльском возрасте. Первая попытка выделить подъяруса акчагыла в Восточной Туркмении сделана Т. Р. Розыевой [12], которая по присутствию некоторых нижнеакчагыльских фораминифер в разрезе скважины № 31 заключила, что «большая часть отложений акчагыла этих районов образовалась во время раннеакчагыльской трансгрессии». Несколько позже М. И. Раевский [10] предположил, что на изученной территории присутствуют все три подъяруса акчагыла, которым соответствуют выделенные им литологические горизонты. Но это предположение осталось недоказанным.

А. А. Али-Заде [1] считает, что отложения, вскрытые скважинами в районе Теджена, по заключенной в них фауне относятся к позднему акчагылу, в котором акчагыльская фауна, по его мнению, отличному от мнения В. П. Колесникова [3, 4], достигала наибольшего расцвета, а трансгрессия — максимального развития. Г. И. Попов в своих заключениях о найденной в этом районе фауне указывал на ее среднеакчагыльский возраст. Таким образом, в настоящее время имеются два наиболее обоснованных взгляда на возраст отложений акчагыла, распространенных у восточной окраины бассейна. Нам кажется, что более обоснованной является точка зрения Г. И. Попова, который так же, как и В. П. Колесников, считает, что расцвет фауны и максимум трансгрессии приходились на среднеакчагыльское время.

Следует отметить, что Г. И. Попов в одной из своих работ [9] говорит о значительной трудности в разделении нижнего и среднего подъярусов, вызванной тем, что новые сборы фауны показали более богатый комплекс «нижнеакчагыльских» моллюсков, чем это предполагалось ранее. В связи с этим «видовое различие между средне- и нижнеакчагыльскими комплексами стало мало заметным» [9]. К этому же выводу пришел и Ю. Г. Чельцов [15], который также указывает, что наибольшие затруднения встречаются при проведении границы между нижним и средним акчагылом. Однако оба автора не ставят под сомнение вопрос о приуроченности максимума трансгрессии к среднему акчагылу. Так как описываемая территория является крайне восточной периферией акчагыльского бассейна, то следует предположить, что сюда могли проникнуть воды только при наибольшем распространении акчагыльского моря. Таким образом, наиболее вероятно, что описываемые отложения имеют среднеакчагыльский возраст.

Наличие трех отличных друг от друга литологических горизонтов говорит о том, что время образования акчагыльских отложений на описываемой территории характеризовалось двумя этапами трансгрессии, разделенными незначительной регрессией, во время которой на большей части площади Тедженского залива происходило накопление

20125.

1958

Раева

ак₁

3) Раевский

1961 -

ак_{1,2,3}

(3 назем.)

3) А. Заде

ак₃

4) Попов

ак₂

5) Раевский

1961 - ак₂

Сидик

ран. до

292

ак₂

прибрежных терригенных сероцветных, а в ряде случаев (скважина № 301) красноцветных континентальных осадков среднего горизонта. Регрессивный этап был незначительным и в отдалении от берегов условия осадконакопления практически не изменились: об этом свидетельствует разрез скважины № 49, представленный монотонной толщей темно-серых и серовато-сизых глин и лишь в низах содержащий прослойки песков и алевролитов. Выделить здесь вышеописанные горизонты не представляется возможным. Особняком стоит также разрез скважины № 262, сложенный толщей сероцветных прибрежно-морских осадков с редкими прослоями маломощных известняков, и тоже не разделенный на горизонты. Таким образом, регрессия моря привела к изменению условий осадконакопления лишь в прибрежной части бассейна, в полосе шириною не свыше 30—35 км. В отдельных случаях, в непосредственной близости от берега условия отложения осадков оставались неизменными в течение всего времени образования описываемой толщи (рис. 2).

Ачкагыльской трансгрессии предшествовал среднеплиоценовый этап расчленения доакчагыльской поверхности [5], причем основным рельефообразующим фактором на востоке Туркмении была деятельность палео-Аму-Дарьи, долина которой протягивалась севернее рассматриваемой территории. На северо-восточном, внешнем борту Предкопетдагского прогиба, где располагается последняя, аккумулятивная деятельность, несомненно, преобладала над эрозивной. Здесь в среднеплиоценовое время, по-видимому, происходило накопление молассовых отложений — аналогов казганчайской свиты. Поэтому расчлененность доакчагыльского рельефа на этом участке была незначительной и акчагыльское море трансгрессировало на выровненную поверхность. Об этом свидетельствует и литологический состав базальных слоев акчагыльских отложений Тедженского залива. В них, за исключением района скважины № 31 (рис. 1), отсутствует грубый терригенный материал (конгломераты, гравелиты), обязательно образующийся при наступлении моря на расчлененную сушу. Характер нижней границы акчагыла говорит также о том, что перерыв в осадконакоплении был здесь чрезвычайно незначительным.

Причины, вызвавшие акчагыльскую трансгрессию, до сих пор не имеют единого объяснения. Анализ этого вопроса достаточно подробно проводится В. П. Колесниковым [3, 4] и Н. П. Лупповым [5]. Однако основной причиной проникновения акчагыльских вод в Восточную Туркмению было, видимо, значительное некомпенсированное опускание в Предкопетдагском прогибе. Следует отметить, что в юго-восточной части последнего (район скважины № 32 и южнее) опускания полностью компенсировались накоплением дельтовых отложений палео-Теджена. В результате акчагыльская трансгрессия не проникла по прогибу южнее Теджена, к северо-западу от которого образовался Тедженский залив акчагыльского моря.

Изучение литологического состава, мощностей и условий залегания акчагыльских отложений позволяет наметить основные черты палеогеографической обстановки, существовавшей на описываемой территории в акчагыльское время.

В Тедженском заливе выделяются три различные фациальные зоны. Непосредственно у берегов залива располагается прибрежная зона, характеризующаяся преобладанием песчано-глинистых отложений и значительным погребением материала по направлению от середины залива к его берегам. Так, в скважине № 31, расположенной в непосредственной близости от берега, псаммитовые породы составляют

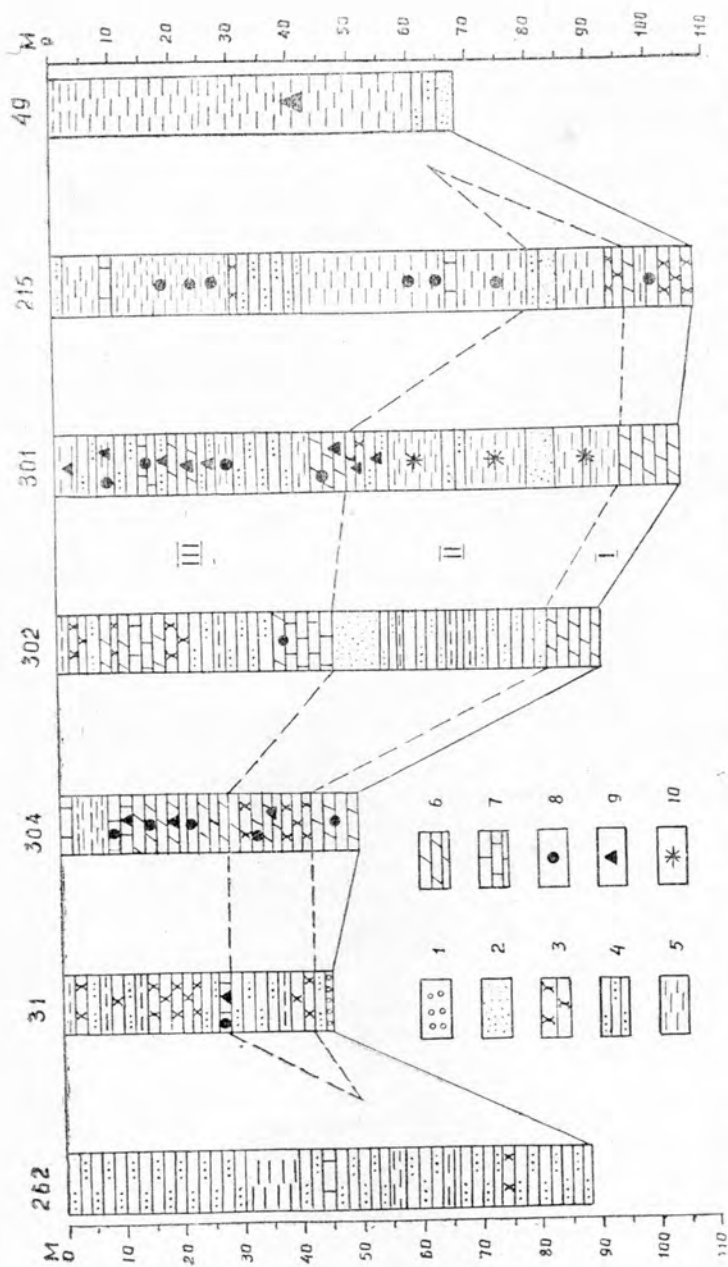


Рис. 1. Схема сопоставления акчагыльских отложений Тедженского залива. 1 — Гравелиты; 2 — пески; 3 — песчаники; 4 — алевролиты; 5 — глины; 6 — мергели; 7 — известняки; 8 — остатки моллюсков; 9 — остракоды; 10 — красноватость; I — нижний горизонт; II — средний горизонт; III — верхний горизонт.

41% всего разреза, в то время как в более удаленных скважинах (№ 262) — 20—25%. По-видимому, вдоль южного берега залива существует зона пляжа, представленная почти чистыми песками. Таким образом, отмечаемая нами прибрежная зона, очевидно, охватывает фацию песков и фацию алевритов сервии равнинный берег, по Д. В. Наливкину [6]. Как правило, остатки моллюсков чрезвычайно редки, а остракоды практически отсутствуют (рис. 2). Осадконакопление происходило на глубинах, не превышавших первые десятки метров, о чем свидетельствует волновая косая слоистость и находки только обломков и разрозненных створок раковин моллюсков.

Прибрежная зона сменяется зоной мелкого моря, в отложениях ее преобладают мергели, известняки и известковые глины. Эта зона характеризуется обилием органических остатков. Часто встречаются известняки-ракушники и детритусовые известняки, состоящие из обломков раковин моллюсков. Наличие последних свидетельствует о незначительной глубине некоторых участков залива, о существовании в нем подводных банок, обильно заселенных моллюсками. Привнос песчаного материала палео-Тедженом здесь уже практически роли в осадконакоплении не играл. Наличие в разрезе скважины № 302 сравнительно мощных прослоев псаммитовых пород (рис. 1) логичнее всего объяснить деятельностью подводных течений, характер и распределение которых до настоящего времени остается неясным. Эту зону, по-видимому, можно сопоставить с фациями известковых илов и ракушниковых известняков по Д. В. Наливкину [6]. Имеющийся фактический материал не позволяет разделить эти фации.

Центральную изученную часть залива занимает зона открытого, сравнительно неглубокого моря, сопоставимая с фацией илов. Отложения этой зоны представлены, в основном, известковыми и неизвестковыми глинами (скважина № 49), с редкими прослоями известняков и алевролитов (скважина № 215). Остатки моллюсков встречены в незначительном количестве, зато чрезвычайно часто отмечаются солоноватоводные остракоды родов *Leptocythere* и *Loxosopcha* и фораминиферы. Наличие харовых (*Charocsea* sp.) и известковых (*Acicularia italica* Cler.) водорослей свидетельствует, что осадконакопление происходило на глубинах, не превышавших 200 м. До таких глубин проникает свет, без которого развитие водорослей становится невозможным.

В целом, встреченный в этом районе комплекс моллюсков практически не отличается от ассоциации органических остатков более западных районов Туркмении (табл. 2), что говорит об одинаковых гидрохимических особенностях туркменской части акчагыльского моря и его восточного окончания — Тедженского залива. Некоторое увеличение числа видов моллюсков, встреченных в более западных разрезах, может быть объяснено как более широким диапазоном последних, охватывающих все подъярусы акчагыла, так и тем, что акчагыл описываемой территории изучен лишь по ядрам скважин. Лишь в среднем горизонте среди остракод в значительном количестве отмечаются пресноводные рода (*Hyocypris*, *Zonocypris*), отсутствующие в западных разрезах. Но, при этом, они встречены практически у самой береговой линии залива (рис. 2, II), у дельты палео-Теджена, пресные воды которой, несомненно, оказывали влияние на прибрежные части залива.

Береговая линия залива, а вместе с ней и границы фациальных зон не оставались постоянными (рис. 2). Так, во время образования нижнего горизонта залив распространялся почти до местопроложения города Теджена. Вышеописанные фациальные зоны располагались приблизительно параллельно береговой линии, на некотором отдалении

от которой существовали оптимальные условия для жизни моллюсков. Остатки последних в большом количестве отмечаются в породах нижнего горизонта, пройденных скважинами № 304, 215. В прибрежной зоне и в открытом море моллюски встречались значительно реже. Вследствие наступившей незначительной регрессии акватория залива уменьшилась, воды его отступили к северо-западу. Вслед за отступавшим морем продвигалась в том же направлении и дельта палео-Теджена. В разрезах скважины № 302 осадки мелкого моря сменились прибрежными, а в скважине № 301—даже красноцветными отложениями субаэральной дельты. Среди последних в значительных количествах встречены пресноводные остракоды родов *Hyosypris* и *Zoposypris*, существование которых стало возможным только благодаря поступлению больших масс пресных вод из палео-Теджена. Однако опреснение залива не распространялось на значительное расстояние от берега и в скважине № 304 комплекс моллюсков среднего горизонта практически не отличается от ассоциации органических остатков нижнего горизонта. Наибольшего развития Тедженский залив акчагыльского моря достиг во время образования отложений верхнего горизонта. Его воды узким «язычком» обогнули дельту палео-Теджена с северо-востока и проникли несколько юго-восточнее района станции Джу-Джу-Клу (скважина № 338). Самую большую площадь изученной территории залива занимала в это время зона мелкого моря (рис. 2, III) и поэтому органический мир этого времени был, пожалуй, наиболее богатым. Здесь совершенно исчезли пресноводные остракоды, игравшие значительную роль в предыдущем этапе развития залива, вернее некоторых его прибрежных участков. Они уступили свое место солоноватоводным родам. Родовой состав обнаруженных остракод во многом схож с таковым, отмечаемым в разрезах акчагыла Низменных Кара-Кумов [13]. Комплекс моллюсков практически не претерпел изменения в видовом составе, однако в количественном отношении он стал значительно богаче.

Для более полной характеристики палеогеографической обстановки необходимо остановиться на описании берегов Тедженского залива. С юго-юго-востока в залив впадал палео-Теджен, образовавший обширную дельту, в большей своей части субаэральную. Замок дельты располагался где-то в районе поселка Серахс. Таким образом, южный берег залива представлял собой низменную слабо наклонную равнину, прорезанную временными и постоянными протоками. Ее ландшафт вряд ли существенно отличался от современного ландшафта тедженских дельт. Некоторое различие заключалось в отсутствии обширных такыров, характерных для современного облика дельты, в связи с тем, что практически весь глинистый материал сносился речными водами в залив, где и откладывался на некотором отдалении от берегов. Во всяком случае, во всех разрезах скважин отсутствуют отложения, характерные для такыров.

Восточный берег залива также представлял собой равнину, где происходило формирование карбонатной коры на поверхности доакчагыльских образований (аналогов казганчайской свиты). Одновременно с этим процессом на некоторых участках восточного берега накопились незначительные по мощности золотые пески, прослойки которых часто отмечаются внутри карбонатной коры. Кое-где последняя разрушалась под воздействием ветра, псаммитовая часть породы выдувалась и известковые стяжения перемешивались со вновь принесенным песком. В этих случаях скважины вскрывают переветренные пески, обогащенные известковистыми «журавчиками».

Распространение остатков моллюсков в некоторых разрезах акчагыльских отложений Туркмении

	Тедженский залив	Изгант*	Арчман*	Кодж*	Кизыл-Арват*	Даната*	Малый Балхан
<i>Avimactra</i>							
<i>subcaspia</i> (Andrus.)	+	-	+	+	+	+	+
<i>imago</i> (Andrus.)	-	+	-	-	-	+	+
<i>eldarica</i> Koles.	-	+	-	-	-	-	+
<i>nazarlebi</i> (Ali Zade)	-	+	+	+	+	+	+
<i>karabugasica</i> (Andrus.)	+	-	+	+	+	+	+
<i>satvropolitana</i>	-	-	-	-	-	+	+
<i>venjtkovi</i> (Andrus.)	+	+	-	+	+	+	+
<i>schirvanica</i> (Andrus.)	+	-	-	-	-	+	+
<i>pisum</i> (Andrus.)	+	-	-	-	-	+	+
<i>miserabilis</i> (Andrus.)	-	-	-	+	-	+	+
<i>inostranzevi</i> (Andrus.)	+	+	-	+	+	+	+
<i>ossoskovi</i> (Andrus.)	-	+	-	-	-	+	+
<i>acutecarinata</i> (Andrus.)	-	-	+	-	+	+	+
<i>aviculoides</i> (Andrus.)	-	-	-	-	+	+	+
<i>Cardium</i>							
<i>dombra</i> Andrus.	+	+	+	+	+	+	+
<i>davidaschvili</i> Koles.	-	+	-	-	-	+	+
<i>novakovskii</i> Andrus.	-	-	-	-	-	+	+
<i>ebersini</i> Koles.	-	+	-	-	-	+	+
<i>konschini</i> Andrus.	-	-	-	-	-	-	+
<i>ebersini</i> Koles.	+	-	-	-	-	-	+
<i>abreki</i> Usp.	-	+	-	-	-	-	+
<i>vogdti</i> Andrus.	-	-	-	-	-	-	-
<i>Cardium</i> (<i>Avicardium</i>)							
<i>solutum</i> Usp.	-	-	-	-	-	+	+
<i>kamischense</i> Usp.	+	+	+	+	+	+	+
<i>nikitini</i> Andrus.	-	-	+	+	+	+	+
<i>mainacanicum</i> Andrus.	+	+	+	+	+	+	+
<i>dahestanicum</i> Usp.	-	+	+	+	+	+	+
<i>jumudicum</i> Andrus.	-	+	-	-	-	-	-
<i>kumli</i> Usp.	-	-	-	-	-	-	-
<i>caracutum</i> Andrus.	+	-	-	-	-	-	-
<i>arguni</i> Usp.	-	-	+	+	+	+	+
<i>radiiferum</i> Andrus.	-	-	+	-	-	-	+
<i>tschandyricum</i> Andrus.	-	-	-	-	-	-	+
<i>uspenskaia</i> Koles.	-	-	-	-	-	-	+
<i>trinacria</i> Andrus.	-	-	-	-	-	-	+
<i>karelini</i> Andrus.	-	-	-	-	-	-	-
<i>Potamides eldaricus</i> Koles							
<i>Potamides</i> (<i>Inderia</i>)							
<i>caspicus</i> Andrus.	+	+	+	+	+	+	+
<i>caspicus</i> Andrus. var. <i>pyrgu-</i>	+	-	-	-	-	-	-
<i>lodes</i> Andrus.	-	+	-	-	-	-	-
<i>caspicus</i> Andrus. var. <i>sulacensis</i> Andrus.	-	-	-	-	-	-	-
<i>intermedia</i> (Andrus.)	+	-	-	-	-	+	-
<i>vexatilis</i> (Andrus.)	+	-	+	+	+	+	+
<i>polejaevi</i> (Andrus.)	-	-	-	+	+	+	-
<i>utvensis</i> (Andrus.)	-	+	+	+	+	+	-
<i>Micromelania</i>	+	-	-	-	-	-	-

* Списки моллюсков заимствованы у А. А. Али-Заде [1].

Климатические условия акчагыльского века в пределах Восточной Туркмении, по свидетельству М. А. Петросьянц [8], «можно считать аридными, но несколько умереннее современных». Этот вывод сделан на основании изучения спорово-пыльцевых спектров акчагыльских отложений, в которых преобладает пыльца кустарников и трав (98—100%). Пыльца древесных пород отмечается чрезвычайно редко. Среди пыльцы травянистых растений подавляющее большинство принадлежит ксерофитам. Таким образом, существовавшая в акчагыльское время растительность обнаруживает значительное сходство с современным растительным миром Восточной Туркмении.

Выводы

Акчагыльское море в районе Теджена образовывало неглубокий залив, названный Тедженским. Мощность отложений среднеакчагыльского возраста достигает 108 м. Изучение литологии, мощностей и условий залегания акчагыльских отложений позволило наметить основные черты палеогеографии.

Управление геологии
СМ СССР

Поступило
6 января 1966 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Али-Заде А. А. — Акчагыл Туркменистана. Госгеолтехиздат, 1961.
2. Данов А. В. — Геология СССР, т. XXII (Туркменская ССР). Госгеолтехиздат, 1957.
3. Колесников В. П. — Стратиграфия СССР, т. XIII. Изд. АН СССР, 1940.
4. Колесников В. П. — Палеонтология СССР, т. X, ч. III, вып. 12. Изд. АН СССР, 1950.
5. Луппов Н. П. — Тр. ВСЕГЕИ, т. 109. Госгеолтехиздат, 1963.
6. Наливкин Д. В. — Учение о фациях, т. I. Изд. АН СССР, 1955.
7. Огнев В. Н. — Советская геология, т. VIII, № 6, 1938.
8. Петросьянц М. А. — Тр. ВНИГНИ, вып. XXXV, 1961.
9. Попов Г. И. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 5, 1964.
10. Раевский М. И. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 3, 1961.
11. Раевский М. И., Окушко В. Б. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 3, 1964.
12. Розьева Т. Р. — Известия АН ТССР, № 6, 1958.
13. Розьева Т. Р. — Тр. Института геологии АН ТССР, т. II, 1959.
14. Рухин Л. Б. — Основы общей палеогеографии. Гостоптехиздат, 1959.
15. Чельцов Ю. Г. — Изв. Высших учебн. завед., геология и разведка, № 10, 1964.

УДК 551.781:551.8

Т. Х. ТАНОВИЦКАЯ
Г. Е. КОЖЕВНИКОВА

УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО КОПЕТ- ДАГА В ПАЛЕОГЕНОВОЕ ВРЕМЯ

В конце верхнемеловой эпохи на территории Туркмении отмечаются восходящие движения земной коры, которые продолжались также в начале палеогенового периода. Следствием этого явились перерывы в ряде районов Копет-Дага между отложениями верхнего мела и палеогена и выпадение из разрезов нижних горизонтов палеогена (Ак-Тепе, Келята).

Палеоценовая эпоха. В отдельные отрезки палеоценовой эпохи условия осадконакопления в западных районах Центрального Копет-Дага были неодинаковы.

В конце датского и начале монского века на территории Арчманского района и Куручайской гряды отлагались карбонатные и глинистые илы в виде тонкодисперсной смеси с примесью алевритового материала, из которых впоследствии образовались «чистые» мергели и мергели с алеврито-глинистой примесью. Монские мергели отличаются повышенной доломитностью (количество доломита достигает 15,7%), подтверждающей наличие повышенной концентрации солей магния в морском бассейне, высоким значением концентрации водородных ионов (рН до 10) и щелочной средой осадконакопления. Как указывает Е. Л. Абрамович [1], подобные условия могли возникнуть в прибрежно-мелководной части бассейна, которые способствовали образованию гидрослюд диоктаэдрического типа, гидрохлорита и сохранению небольшого количества каолина, принесенного в виде механической взвеси с близко расположенной суши, и быстрому захоронению без интенсивной видимой их переработки (Куручайская гряда).

В Арчманском районе в то же время наблюдается некоторое возрастание неотсортированного, плохо окатанного материала, что свидетельствует о большей близости к источникам сноса. Дно бассейна в районе Арчмана, по-видимому, прогибалось больше, чем в районе Куручайской гряды, а уменьшение мощности отложений в этом районе дает основание предполагать о выпадении из разреза верхних горизонтов датского яруса. Вывод о существовании в Арчманском районе сравнительно глубоководных участков мелководного моря подтверждается и наличием в мергелях гидрослюд с примесью монтмориллонита, для образования которых потребовалась относительно длительная и интен-

сивная переработка под воздействием щелочной геохимической среды. Характерной особенностью накопившихся в начале палеоцена осадков является присутствие в них большого количества мелких фораминифер, редких раковин остракод, игл морских ежей, перемятых раковин пелеципод, обломков мшанок, рыбьих чешуй и ходов илоедов.

В Арчманском районе из фораминифер преобладают бентосные раковины, составляющие до 56% от общего числа особей. Причем из бентосных форм большей частью встречаются раковины с известковистой (секреционной) стенкой (до 44%), а содержание агглютированных раковин не превышает 12%. В количественном отношении преобладают роталиидные фораминиферы (род *Parella*) и аномалиниды (роды *Sibicides* и *Anomalina*). Пелагические фораминиферы составляют 43%, наибольшее развитие из которых получили представители родов *Truncorotalia* и *Globigerina*. Присутствие бентосных фораминифер из семейства аномалинид указывает на мелководность бассейна, имевшего теплую, нормально солевой и газовый режим. Показателем нормальной солености бассейна служат также планктонные фораминиферы, являющиеся обитателями океанических вод. Современные планктонные фораминиферы существуют в морях при температурах +18, +20°C и выше. Некоторая угнетенность планктона (мелкие размеры, не сильная шиповатость у раковин трункороталий) указывает на отклонения температуры вод бассейна от нормы в сторону похолодания.

В Куручайском районе среди фораминифер также преобладает бентос, составляющий 65%, из которого 43% — с известковистой и 22% — с песчанистой раковиной. Доминируют представители родов *Anomalina*, *Sibicides*, *Lenticulina* и др., раковины которых толстостенные, а у некоторых особей, особенно у *Sibicides*, — крупные. Планктон составляет 35%; превалирующее значение имеет род *Globigerina*, представители которого обладали тонкостенными, мелкорослыми и угнетенными раковинами. Не исключена возможность, что их угнетенность вызвана понижением температуры в некоторых участках моря, связанным с незначительными поверхностными течениями.

Мергели к востоку, в районе Келятинской гряды, замещаются плотными розово-желтыми доломитизированными органогенными известняками с прослоями менее плотных глинистых мергелей. Очевидно, прибрежно-мелководные условия сменились режимом существовавшего в этом районе мелководного открытого моря. В известняках и мергелях встречаются аномалиниды (главным образом представители рода *Sibicides*), роталиидные фораминиферы (*Gyroïdina*, *Parella*, *Stensiöina*) и планктон (*Acarinina*, *Globigerina*). Присутствуют также морские ежи, одиночные брахиоподы и морские лилии. Органический мир говорит о мелководности бассейна, его тепловодности, твердом грунте, нормальном газовом и солевом режиме. Среда седиментации датско-монских отложений Центрального Копет-Дага была спокойной, о чем свидетельствует преимущественно ориентированная текстура глин, и носила восстановительный и щелочной характер. Материал, доставленный для формирования осадков, был связан с источниками сноса, сложенными кварцево-слюдистыми сланцами, кислыми и основными интрузивами. Область сноса находилась на юге и юго-западе в районе зарубежного Копет-Дага, о чем свидетельствует изменение состава пород от более алевритовых к более тонкопелитовым, с северо-востока на юго-запад. Из наиболее характерных минералов в тяжелой фракции присутствуют: циркон (12,5—20,4%), турмалин (16,25—20,7%), гранат (5,45—7,47%), эпидот, цоизит, сфен, рутил, корунд, дистен и др.

В конце палеоцена на территории Туркмении по-прежнему существовал мелководный бассейн, и, в связи с общим опусканием морского дна, широко распространяются фацны открытого моря. Однако некоторые участки в этот период продолжают подниматься. В районе Куручайской гряды тенетский ярус характеризуется накоплением относительно мощных известковистых алевритовых и алевритистых плохоотмученных глин мурчинской свиты. Породообразующим глинистым минералом преимущественно является гидрослюда, которая поступила в бассейн в виде тонкой взвеси со значительно пенеплинизированной суши, расположенной недалеко за пределами района (южное и юго-западное направление). В течение этого времени в районе Куручайской гряды глубина и геохимические условия бассейна не оставались постоянными, на что указывает периодическое появление в этих отложениях минералов-сростков с примесью каолинита и хлорита, гидрослюда типа гидромусковита с примесью монтмориллонита, хлорита; пирита, кальцита, аутигенного глауконита, гидроокислов железа и присутствие в значительном количестве органического вещества. Все это говорит о том, что осадконакопление здесь происходило в обстановке от нейтральной до слабовосстановительной щелочной среды (рН колеблется от 6,5 до 9, ЕН от +250 до +300 мВ) при относительно большой скорости захоронения осадка. Линзовидная слоистость и спутанно-волокнутое строение глинистых пород указывают на неглубоководность и теплый режим бассейна при слабой подвижности вод. В данных осадках на границе палеоцена и эоцена в районе Куручайской гряды отмечается повышенное содержание сульфидов, преимущественно пирита в виде шаровидных мелких скоплений (до 15%). По-видимому, восстановительная среда, при которой они образовались, явилась причиной неблагоприятных биогенных условий развития мелкорослых устриц амфидонт. Однако, несмотря на неблагоприятные условия, моллюски все же существовали, хотя и в угнетенном состоянии, что может указывать на отсутствие сероводородного заражения.

В районе Арчмана в это время в более глубоком участке моря откладывались карбонатно-глинистые и глинистые илы с примесью алевритового материала, преимущественно гидрослюдистого состава типа иллита. Однородный состав глинистого вещества определяется здесь, видимо, медленным осадконакоплением и достаточно длительным пребыванием осадка в зоне диагенеза. В монских породах обнаружено достаточно большое количество мелких фораминифер, а также остатков моллюсков, чешуи и зубов рыб.

В районе Куручайской гряды из фораминифер, в основном, преобладают бентосные формы, составляющие от 56 до 100%. В нижних слоях широко развиты примитивные роды с песчаной стенкой (до 63%): *Proteonina*, *Ammodiscus*, *Glomospira*, *Trochammina*, в меньшем числе *Heterostomella*, *Clavulina*, *Kolchidina*, *Valvulina* и *Textularia*. Очевидно, бассейн в начале тенетского века испытывал обмеление, на что указывает незначительное количество или почти полное отсутствие пелагических фораминифер (от 0 до 16%, в среднем 5%). В осадках средних горизонтов тенетского яруса отмечается, помимо бентосных видов (55—80%), относящихся к лагенидам, аномалинидам, булимнидам и текстуляридам, присутствие планктона (до 45%, в среднем — 25—27%), представленного глобигеринами и акарининами, что подтверждает наше мнение о некотором прогибании и углублении бассейна в этот период.

В конце тенетского века бассейн снова испытывал обмеление, свидетельством чего явилось сокращение числа планктонных фораминифер

(от 10 до 18%) и преобладание бентосных форм (82—90%), представителей родов *Cibicides*, *Lenticulina*, *Vulimina* и др. Кроме того, помимо известковых фораминифер здесь снова появляются виды с песчаной, стенкой: *Proteonina*, *Spiroplectamina*, *Gaydryina*. Присутствие в этот период довольно угнетенной фауны моллюсков — мелкорослых тонкостенных *Amphidonta*, *Pseudomussium*, *Chlamys* — говорит о некотором отклонении условий от нормальных, возможно, незначительное похолодание, застойность вод и даже несколько пониженное содержание в воде кислорода. Наибольшее развитие мелкие фораминиферы получают в тенетских отложениях в районе Арчмана. Здесь, по-видимому, существовал более глубоководный участок мелководного моря с нормальным солевым и газовым режимом, на что указывает присутствие планктонных фораминифер (до 40%), представителей родов *Acarinina*, *Globigina* и *Globorotalia* средних и крупных размеров. Разнообразен и известковый бентос (от 37 до 60%), где преобладают *Cibicides*, *Anomalina*, *Stensioina*, *Lenticulina* и *Parella*. Наиболее мелководным в Арчманском районе бассейн был во второй половине тенетского века, на что указывает существование в этот период известковистых и агглютинированных бентосных фораминифер, составляющих от 78 до 96%. Планктонные фораминиферы (4—22%) были мелкорослыми, тонкостенными, со следами угнетенности. Сообразуясь с доводами Н. К. Быковой [3], можно предположить некоторое понижение температур вод бассейна в этот период.

Для обоих районов в тенетских отложениях характерно единство ассоциации терригенных минералов. По-прежнему преобладают минералы устойчивой группы, что свидетельствует об их доставке с отдаленных горных сооружений Туркмено-Хорасанских гор. Но в Куручайской гряде отмечается добавление к присутствующим минералам силлиманита, тремолита, а также в верхах яруса — вулканического стекла (0.97%). В районе Арчмана спорадически присутствует касситерит.

Эоценовая эпоха. В нижнеэоценовое время на всей территории Туркмении трансгрессия моря достигла наибольшего развития. Но условия осадконакопления на территории Центрального Копет-Дага существенно не изменились, только фация карбонатно-глинистых и алеврито-глинистых осадков относительно глубоководной части моря сменилась более мелководной фацией алеврито-глинистых осадков (в районе Арчмана) и фацией алевритовых осадков в районе Куручайской гряды. Количество алеврита увеличивается с юго-востока на юго-запад. По-прежнему сохраняется группа устойчивых минералов, фиксируются силлиманит и тремолит (нижние горизонты), обнаруживается лейкоксен (район Куручая), в районе Арчмана повышается содержание слюд (до 5%), спорадически присутствуют тремолит, ставролит, касситерит и щелочные роговые обманки (по-видимому, материнскими породами служили не только более древние осадочные породы, но и изверженные кислого и основного состава). В районе Куручайской гряды отмечается присутствие (до 5%) кварца со специфическим «гранитным» обликом (изометрическая форма, трещиноватость, прозрачность, часто с мельчайшими включениями иголок циркона, дистена, пластинок слюд, пузырьков газа и жидкости). Главным порообразующим минералом глин является гидрослюда с небольшой примесью монтмориллонита, хлорита и каолинита (верхи нижнего эоцена), которые образуют вокруг зерен яркополяризующие каемочки. Присутствие ассоциации аутигенных минералов: пирит—глауконит, глауконит—кальцит, глауконит—пирит—гипс свидетельствует об изменении геохимических условий образования осадков в начале нижнеэоценового времени от слабоокислительных к слабовосстановительным, о слабощелочной среде (рН в

среднем 7,8) со следами засоления (C_1 0,005 до 0,009%) и повышении минерализации вод (C_1 до 0,05%) к концу этого времени.

В Арчманском районе также присутствуют гидрослюды с примесью в низах нижнего эоцена вермикулита, повышается количество доломита (до 13,6%) и отмечается присутствие аутигенного барита, за счет изрезанности береговой линии и. вследствие этого, уменьшения притока пресных вод. Из аутигенных минералов присутствуют: пирит, глауконит, гидроокислы железа, кремнезем, фосфаты. Геохимическая обстановка бассейна была непостоянной: от кислой до слабощелочной (рН от 6,7 до 8,2), слабовосстановительной (ЕН до +200 м) и в конце этого времени — окислительной, связанной с мелководными прибрежными участками бассейна, которые в период поднятий как бы отшнуровались от открытого моря, и солелость в которых в это время несколько повышалась. В районе Куручайской гряды обитали фораминиферы, малочисленные виды моллюсков и рыбы. Из фораминифер так же, как и в верхнем палеоцене, развиты комплексы бентосных видов (от 63 до 100%), из которых большинство имеет известковистую стенку (лагениды, аномалиниды, булимиды). Содержание планктонных фораминифер колеблется от 0 до 37%. Несколько большее развитие в количественном отношении пелагических видов наблюдается в начале раннего эоцена (16—37%), где они представлены глобороталиями, глобигеринами, в меньшей степени акарининами; уменьшение планктона, до почти полного его исчезновения, наблюдается к концу раннеэоценового времени. Изменение количества планктонных фораминифер и строение их раковин здесь, по-видимому, также зависит от температурных колебаний и глубины бассейна. В некоторых районах моря, так же как и в позднем палеоцене, очевидно, существовали спокойные, иногда застойные участки, о чем говорит присутствие раковин псевдомузимумов [2], угнетенных амфидонт и хлямисов. В районе Арчмана в тот же период времени бассейн имел несколько большие глубины, чем в Куручае, особенно в начале своего существования, на что указывает нахождение в отложениях большого количества раковин планктонных фораминифер (от 43 до 87%), относящихся к родам *Globorotalia* и *Globigerina*, а также сокращение числа бентосных известковистых форм (12—57%), представленных главным образом аномалинидами. В осадках конца раннеэоценового века, помимо фораминифер, встречены скелеты радиолярий и диатомовых водорослей, которые указывают на изменение солевого режима бассейна и повышение роли в водной среде фосфатов и кремнезема.

Начало среднего эоцена знаменуется опусканием земной коры и дальнейшим развитием трансгрессии моря, в результате которых накапливались глинистые, алевритовые, карбонатно-глинистые и карбонатные илы. В районе Куручайской гряды условия осадконакопления были более непостоянными, в результате чего плохоотмученные алевритовые глины по вертикали сменяются алевролитами, затем глинами и опять мергелями, глинистая часть которых представлена преимущественно гидрослюдой. Только к концу среднего эоцена к присутствующим ассоциациям аутигенных минералов глауконит—фосфаты—доломит, глауконит—фосфаты, доломит—пирит в мергелях добавляется монтмориллонит. Таким образом, геохимическая среда осадконакопления периодически изменялась от слабощелочной (рН 8,3—10) до щелочной, от умеренновосстановительной до слабовосстановительной. Район Куручайской гряды в этот промежуток времени представлял собой повышенный мелководный участок бассейна, в котором при наличии не-

которого количества свободного кислорода существовал богатый комплекс микрофауны. Наиболее обильные комплексы фораминифер развиты в мергельной части среднего эоцена, где содержание планктона колеблется от 0 до 54%, а бентоса—от 46 до 100%. Из планктона присутствуют те же роды фораминифер, что и в нижнем эоцене: *Globigerina*, в меньшей степени *Globorotalia*, *Ascaripina*, но другого видового состава. Наряду с бентосными известковистыми фораминиферами: *Anomalina*, *Cibicides*, *Marginulina*, *Vaginulina*, *Robulus* в большом количестве, особенно в конце описываемого времени, встречаются крупные, сложно устроенные песчаные раковины фораминифер, относящиеся к родам *Paragaudryina* и *Clavulinoides*. Существуют различные точки зрения на происхождение крупных песчаных фораминифер. Штайнфорт [13] считает, что крупные песчаные фораминиферы развиваются в условиях подвижных вод. По данным В. Покорного [10], примитивные агглютинированные фораминиферы достигают тем больше своих индивидуальных размеров, чем холоднее среда их обитания. Несколько другую точку зрения высказывает Р. Ф. Геккер [5]. Он считает, что такие комплексы были распространены в тиховодных участках залива, где придонные слои воды обогащаются углекислотой. Последнее нам кажется наиболее вероятным, так как морской бассейн, судя по присутствию аутигенного кальцита, обильного планктона и скульптурированных известковых раковин бентосных форм, в среднеэоценовое время был теплым.

Породы Куручайской гряды в районе Келята фациально замещаются пачкой светло-серых с розоватым оттенком органично-детритовых известняков, обнажающихся из-под надвига. Присутствие многочисленных целых и разбитых крупных фораминифер, беспорядочно разбросанных по породе, оолитов, стяжений фосфатов, сгустков микрозернистого кальцита, единичных ромбоэдров доломитов и редких зерен окислившегося пирита свидетельствуют о существовании аридного климата, нормальной солености вод и постоянном газовом режиме. Раковины фораминифер скульптурированы, толстостенны. Этот факт, так же как и присутствие оолитов, говорит об активном гидродинамическом режиме бассейна, характерном для прибрежных его участков. Крупные фораминиферы представлены нуммулитами, оперкулинами, дискоциклинами и астеродискуссами. Мелкие фораминиферы плохой сохранности, малочисленные и состоят из известковистых бентосных форм: *Cibicides*, *Alabamina*, *Uvigerina*, *Virgulina*, кроме которых встречаются обломки моллюсков. По Г. И. Немкову [9], нуммулиты—бентосные организмы, обитающие на небольших глубинах (до 50—60 м) в мелководных тропических морях, в которых наиболее благоприятными для их развития являются мелководные участки неритовой зоны, куда не поступает терригенный материал. Нуммулиты могли существовать в бассейне с повышенной температурой, нормальной соленостью и нормальным газовым режимом.

Источники сноса в среднеэоценовое время по-прежнему существовали на юге и юго-востоке, а к прежнему составу тяжелой фракции прибавилось в алевролитах вулканическое стекло (в среднем 0,425%).

Выводы

1. Датско-монский век характеризуется существованием в районе Куручайской гряды прибрежно-мелководной части бассейна, а в Арчманском районе сравнительно глубоководных участков, мелководного моря с теплым, нормально солевым и газовым режимом. Среда седи-

ментации была спокойной и носила щелочной и восстановительный характер.

2. В конце палеоцена существовал мелководный морской бассейн. Широко распространяются фации открытого моря. Осадконакопление шло в обстановке от нейтральной до слабовосстановительной и в щелочной среде. Существовал теплый режим бассейна и слабая подвижность вод.

3. В раннеэоценовое время трансгрессия достигла наибольшего развития. Условия осадконакопления существенно не изменились.

4. Среднеэоценовое время знаменуется опусканием земной коры и дальнейшим развитием трансгрессии. Геохимическая обстановка изменилась от слабощелочной до щелочной, от умеренновосстановительной и слабовосстановительной до близкой к нейтральной.

5. На протяжении всего палеоцена и эоцена на территории Центрального Копет-Дага существовал теплый аридный климат.

6. Источниками сноса терригенного материала могли служить более древние осадочные породы, изверженные породы кислого и основного состава, эффузивы, пегматитовые образования и метаморфизованные породы типов амфиболитов, сланцев и гнейсов, известных в северо-восточных районах Ирана. Снос материала происходил в северном, северо-западном и северо-восточном направлениях.

Институт геологии
МГ СССР (Ашхабад)

Поступило
18 декабря 1965 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамович Е. Л. — Узбекский геологический журнал, № 4, 1959.
2. Бугрова М., Каханова Л. П., Кондитеров В. Н., Голстикова Н. В., Травина Т. Ф. — Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 109. Гостоптехиздат, 1963.
3. Быкова Н. К. — Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 73. Гостоптехиздат, 1953.
4. Викулова М. Ф. и др. — Методическое руководство по петрографоминералогическому изучению глин. Госгеолтехиздат, 1957.
5. Геккер Р. Ф., Осипова А. И., Бельская Т. Н. — Ферганский залив палеогенового моря Средней Азии, т. 1—2. Изд. АН СССР, 1962.
6. Дмитриев А. В., Кожевникова Г. Е. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 2, 1963.
7. Калугин П. И., Дмитриев А. В., Кожевникова Г. Е. — Стратиграфия верхнемеловых и палеоценовых отложений Копет-Дага и Бадхыза. Туркмениздат, 1964.
8. Луппов Н. П. — Тр. Института геологии АН ТССР, т. 1, 1956.
9. Немков Г. И. — Вопросы микропалеонтологии, № 6. Изд. АН СССР, 1962.
10. Покорный В. — Вопросы микропалеонтологии, № 3. Изд. АН СССР, 1960.
11. Сеидов А. Г. — Литология майкопской свиты Азербайджана. Изд. АН АзССР, 1962.
12. Тановицкая Т. X. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 6, 1964.
13. Steinfort R. M. — Ecology of arenaceous Foraminifera. The Microfaunologist, vol. 6, N 1, 1952.

ТИПЫ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ВЕРХНЕЙ ЮРЫ КОПЕТ-ДАГА

В последние годы опубликован ряд работ, посвященных стратиграфии верхней юры Советского Копет-Дага. В данной статье приводится подробная литологическая характеристика отложений района Келята, Коу-Ата, Фирюзинского ущелья (скважина № 1), привязанных к ранее известным стратиграфическим схемам [1, 3]. В этих районах в строении верхнеюрских отложений принимают участие следующие карбонатные и терригенно-карбонатные породы: мергели, алевритистые известняки, известняковые песчаники, полидетритовые, шламовые, шламово-микросгустковые, комковатые, оолитовые, крипто- и микрозернистые доломитизированные известняки, а также разнообразные доломиты.

Мергели. Среди мергелей выделяются две разновидности: темно-зеленая и бордовая. Они твердые, слонстые, на ощупь грубые, плохо размокаемые в воде, с неровным и раковистым изломом. Мергели состоят из микрозернистого карбоната кальция ($<0,01$ мм), иногда с примесью зерен кальцита. Терригенный материал составляет 70% породы и представлен обычно плохо различимой в шлифах красно-бурой, зеленовато-бурой глинистой массой (0,01 мм) очень тонкозернистого строения.

Химические анализы показывают в различных образцах такой породы различное содержание нерастворимого остатка (от 15—20 до 60—85%). Кроме глины, эти породы в значительных количествах содержат мелкие (0,01—0,25 мм) песчаные и алевритовые зерна кварца (до 26%). Органогенные остатки представлены тонким раковинным шламом и более крупными органогенными обломками.

Мергели встречаются в доломитово-известняковой толще кимериджского яруса.

Известняки алевритистые серые, темно-серые, плотные с шероховатым изломом. Размеры обломочных зерен от 0,05 до 0,5 мм, но встречаются разности, обогащенные более мелким материалом. Представлены они угловатыми обломками кварца, реже полевых шпатов, непрозрачных рудных минералов, циркона, турмалина, граната. Известняковая часть породы представлена серым крипто- и тонкозернистым кальцитом с примесью органогенных обломков. Алевритовые известняки встречаются в доломитово-известняковой толще кимериджского и титонского ярусов.

Известняковые песчаники представляют собой серые, темно-серые,

темные, крепкие породы с неровным зернистым изломом. Микроскопическое изучение показывает, что порода состоит из округлых, овальных и неправильных окатанных обломков крипто- и микрозернистого известняка, нередко содержащего то или иное количество органического шлама или мелкого детрита. Величина обломков различная, но преобладает крупный материал (0,6—1,0 мм).

Окатанный органический детрит представлен обломками криноидей, брахиопод, пелеципод, мшанок и др.

Текстура породы беспорядочная, иногда слоистая, вследствие горизонтального расположения удлиненных обломков. Количество цемента незначительное (порово-базальный) и образован он микро- и мелкозернистым кальцитом, в котором местами присутствуют идиоморфные кристаллы кварца. Известняковые песчаники, слагающие прослой мощностью до 5 м, встречаются в известняковой толще верхнего оксфорда, а также доломитово-известняковой толще кимериджа.

Известняки полидетритовые, темные до серого, крепкие, толстослоистые с неровным изломом. Состоят породы в основном (до 60—70%) из разнообразных мелких (0,1—1,0 мм, иногда и более) удлиненных обломков брахиопод, криноидей, пелеципод, мшанок, фораминифер, гастропод, сложенных прозрачным микро- и среднезернистым кальцитом. В небольшом количестве попадает шламовая фракция и редко крупные обломки. Некоторые обломки носят следы слабого окатывания. Изредка среди органических обломков встречаются округлые, овальные и неправильные крипто- и микрозернистые кальцитовые комочки размером от 0,5 до 2 мм. Располагаются эти фрагменты в породе беспорядочно, иногда слоями, вследствие горизонтального расположения удлиненных обломков.

По химическому составу полидетритовые известняки представляют собой, в основном, чистый карбонат кальция, местами со значительным содержанием нерастворимого остатка (5—50%) из идиоморфных кристаллов кварца и стяжений кремния. Фрагменты цементируются иногда обильным базальным, иногда же порово-базальным крипто- и микрозернистым кальцитом. Развита эта известняки в основном в толще оксфордского яруса, но широкого распространения не имеют.

Известняки шламовые на 60—70% состоят из раковинного детрита размером менее 0,1 мм. Внешне шламовые известняки темно-серые, крепкие, местами с кремниевыми стяжениями и с неровным изломом, иногда пятнистые, вследствие присутствия крупных органических обломков, а также крипто- и микрозернистых комочков. Кроме того, в некоторых шламовых известняках отмечаются округлые тонко- и мелкозернистые кальцитовые включения.

Химические анализы стяжений кремния дали следующие результаты: нерастворимый остаток (в основном кварц) составляет от 10—20 до 70% и более; полуторные окислы — от 1,67 до 30,3%; сульфат кальция — от 0,1 до 0,14%; окислы кальция — от 15,6 до 18,30%; окислы магния — от 1,0 до 7,20%.

Большая часть обломков неопределима, лишь незначительная часть отнесена к брахиоподам, пелециподам, мшанкам и фораминиферам. Неопределимые обломки состоят из неправильных прозрачных кристаллов, возможно, представляющих криноидный шлам, иногда из плоских удлиненных обломков, по-видимому, принадлежащих брахиоподам и пелециподам.

Текстура породы беспорядочная. Цемент не обильный и представлен микро- и тонкозернистым кальцитом. Рассматриваемые известняки встречаются среди грубых (комковатых, оолитовых и др.) и тонких

(крипто- и микрозернистых) разностей и развиты почти во всех горизонтах, кроме доломитовой толщи оксфордского яруса.

Известняки шламово-микрогустковые, состоят из мельчайших густков, раковинного шлама и цемента. Кроме того, иногда отмечаются мелкие органогенные обломки и крипто- и микрозернистые кальцитовые комочки. Густки, шлам и комочки вместе составляют 70—80% породы, при этом всегда преобладает шлам, образованный из мельчайших (менее 0,1 мм) органогенных обломков. В большинстве органогенные обломки плохо определены и лишь незначительная часть устанавливается как брахиоподовая и криноидный детрит. Состоят они из неправильных, слабо удлинённых обломков. Густки размером 0,02—0,06 мм, округлые, овальные, несколько деформированные, иногда с четкими, иногда с расплывчатыми контурами; образованы эти густки криптокристаллическим (менее 0,01 мм) прозрачным кальцитом.

Текстура в основном беспорядочная, но местами отмечается слабая ориентировка от горизонтального расположения плоских раковин.

Цемент обильный, базальный и состоит из крипто- и микрозернистого кальцита. Встречается среди грубых (оолитовых, комковатых известняков и известняковых песчаников) и тонких (крипто- и микрозернистых) разностей и развит почти во всех горизонтах, кроме доломитовой толщи оксфордского яруса.

Известняки комковатые, темно-серые, толстослоистые, массивнослоистые, крепкие с неровным изломом. Микроскопически основная масса (более 50%) породы образована отсортированными, слабоотсортированными комочками размером от 0,08 до 1,00, редко 1,5 мм. Форма их разнообразная: округлая, овальная, удлинённая и неправильная. Контуров в основном четкие, но иногда расплывчатые. Сложены они из крипто- и микрозернистого кальцита, редко перекристаллизованного до мелкозернистого. Часто внутри таких комочков различаются органогенные обломки. Кроме того, органогенные обломки присутствуют в виде примеси до 30%, а также оолитовых зерен до 3—4% породы. Представлены они обломками брахиопод, пелеципод, мшанок, фораминифер, гастропод и др. По размерам обломки такие же, как и комочки, но встречаются более крупные, мелкие (шлам) и удлинённые разности.

Химический состав комковатых известняков неоднороден. Не растворимый остаток составляет от 1,7 до 10%; полуторные окислы — от 0,5 до 7,3%; сульфат кальция — от 0,1 до 0,5%; окислы кальция — от 41,5 до 53,5%; окислы магния достигают 13,10%, причем наибольшие содержания его (5—13%) приурочены к породам, контактирующим с доломитом и доломитизированным известняком. Доломит присутствует обычно в виде ромбоэдров, причем чаще всего приурочен к цементу, иногда крипто- и микрозернистые кальцитовые комочки и органогенные обломки образуют доломитовыми кристаллами. Текстура породы беспорядочная, местами слоеватая, вследствие горизонтального расположения удлинённых обломков. Местами устанавливается примесь алеврита кварцевого состава. Цементируются порово-базальным, базальным крипто- и микрозернистым кальцитом. Встречаются комковатые известняки во всех горизонтах доломитовой толщи, но больше всего они развиты в известняковой толще титонского яруса.

Известняки оолитовые, серые, темно-серые, толстослоистые, крепкие с неровным изломом и состоящие из мелких округлых частиц, различимых простым глазом.

Микроскопически порода состоит большей частью из хорошо отсортированных по величине оолитов (40—60%) размером от 0,08—1,0 и редко до 1,2 мм и органогенного детрита (от 5 до 25%) того же разме-

ра, что и оолиты. Цементы обычно немного (8—15%), но в отдельных образцах его содержание доходит до 30%. Контуры оолитов округлые, овальные или несколько неправильные, сильно вытянутые. Размеры ядер 0,05—0,2 мм, образованы они комочками из крипто- и микрозернистого кальцита, обломками скелетных частей фауны, цельными раковинами мелких фораминифер, а также алевритовыми зернами кварца. Оолиты имеют концентрическое и радиально-лучистое строение. Текстура породы беспорядочная, но иногда слоистая, вследствие горизонтального расположения удлиненных оолитов и других фрагментов. Известняки эти местами пористые. По составу можно выделить известняки, состоящие сплошь из оолитов и смешанные, где в значительном количестве попадаются органогенные обломки, крипто- и микрозернистые кальцитовые комочки, песчано-алевритовые зерна кварца. Цемент в основном скудный (поровый, реже порово-базальный) и сложен прозрачным микро- и тонкозернистым, а местами и крипто- и микрозернистым кальцитом.

Встречаются оолитовые известняки в известняковой толще оксфордского яруса и в виде примеси в доломитово-известняковой толще кимериджского яруса.

Известняки крипто- и тонкозернистые представляют собой серые, светло-серые, темно-серые, крепкие тонко- и мелкослоистые породы с раковистым и оскольчатым изломом и местами множественными кремниевыми стяжениями. Основная масса этого известняка сложена крипто- и тонкозернистым кальцитом. Остатки фауны попадаются сравнительно редко, хотя встречаются мельчайшие, реже крупные обломки брахиопод, пелеципод, мшанок, гастропод, раковины мелких фораминифер и другие остатки, не имеющие самостоятельного значения и являющиеся переходными группами породы к органогенным известнякам. Местами в крипто- и микрозернистых известняках содержатся округлые, овальные неправильные крипто- и микрозернистые, а также тонкозернистые кальцитовые комочки.

Химический состав крипто- и тонкозернистых известняков разнообразный. Нерастворимый остаток составляет от 2,0 до 40,5%; полуторные окислы — от 0,46 до 2,58%; сульфат кальция — от 0,02 до 0,85%; окислы кальция — от 33,8 до 53,2%; окислы магния — от 0,16 до 12,77%.

Нерастворимый остаток представлен идиоморфным кристаллом кварца и стяжениями кремния. В местах, где крипто- и микрозернистые известняки контактируются с доломитами и доломитизированными известняками, содержание окислов магния увеличивается. Встречаются эти известняки чаще всего в виде довольно мощных пластов (пачек). Крипто- и микрозернистыми известняками сложена основная часть известняковой толщи оксфордского яруса, доломитово-известняковой толщи кимериджского яруса и известняковой толщи титонского яруса.

Известняки крипто- и микрозернистые, доломитизированные, серые, темно-серые, желтоватые, плотные с раковистым, оскольчатым и мерцающим изломом, местами кавернозные, иногда с большим количеством стяжений кремня разнообразной формы и размера. Основная масса породы сложена крипто- и микрозернистым кальцитом и значительно в меньшей степени равномерно расположенными доломитовыми кристаллами. Эти зерна составляют 25—30% породы и представлены ромбоэдрическими, неправильно-ромбоэдрическими кристаллами размером 0,02—0,05 и редко до 0,07 мм. Местами присутствуют светлые кальцитовые включения разнообразной формы, состоящие из микро- и тонкозернистого кальцита. Кроме того, эти известняки содержат мелкие органогенные обломки и неопределимый шлам. Встречаются известняки ча-

ще всего в виде мощных пластов (пачек), где чередуются с неотличными от них по внешнему виду с недоломитизированными крипто- и тонкозернистыми и шламовыми известняками.

Известняками сложена основная часть доломитово-известняковой толщи, верхняя часть доломитовой толщи оксфордского яруса, и небольшими слоями они встречаются в известняковой толще оксфордского и титонского ярусов.

К группе доломитов относятся породы, в составе которых преобладает $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$; нерастворимый остаток и CaCO_3 не превышают 5%. В зависимости от размеров зерен можно выделить четыре типа доломитов: микрозернистый, тонкозернистый, мелкозернистый и разнотонкозернистый.

По условиям образования доломиты относятся к седиментационным породам. По внешнему виду эти доломиты желтые, коричневатые, несколько темноватого тона, тонко- и толстослоистые, микрозернистые, в основном довольно крепкие, фарфоровидные с матовым шершавым изломом. Порода состоит из ромбоэдрических и неправильно ромбоэдрических кристаллов доломита размером 0,05—0,07 и 0,08—1,0 мм; часто наблюдается примесь более крупных (> 1,0 мм) зерен. Доломитовые ромбоэдры обычно прозрачные, но местами в них наблюдаются округленные и ромбоэдрические темные ядра.

По химическому составу доломиты представляют собой иногда почти чистую двууглекислую соль Ca и Mg (98%), а иногда помимо ее содержат значительное количество нерастворимого остатка (до 9,0%), полутонкозернистого окисла (1,9%). CaCO_3 в некоторых образцах составляет 1,5—3,0% и лишь редко достигает 5—10%.

Залегают доломиты в виде сплошных толщ и приурочены к нижней, средней и частично верхней части доломитовой толщи оксфордского яруса.

Выводы

По содержанию и характеру распространения среди перечисленных типов пород наиболее широко развиты доломитизированные известняки и доломиты, а также грубозернистый известняк (органогенно-обломочные, комковатые, оолитовые известняки, известняковые песчаники) и разнообразные тонкозернистые (крипто- и микрозернистые) известняки.

Институт геологии
МГ СССР (Ашхабад)

Поступило
28 июля 1965 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аманниязов К. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 1, 1964.
2. Марченко В. И. — Проблемы нефтегазоносности Средней Азии, вып. 1, Гостеолтехиздат, 1960.
3. Томашаев К. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 1, 1966.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 538.66:546.3—19:538. 662. 13

В. М. Мындыев
 Г. М. Юсупов

ПРОДОЛЬНЫЙ ЧЕТНЫЙ ТЕРМОМАГНИТНЫЙ ЭФФЕКТ НА СПЛАВАХ СИСТЕМЫ НИКЕЛЬ—МЕДЬ В ОБЛАСТИ ТОЧКИ КЮРИ

Как показали опыты ряда авторов, в области температуры Кюри переход ферромагнитных металлов и сплавов в парамагнитное состояние осуществляется на различном определенной температурной области.

В работе Д. И. Волкова и В. И. Чечерникова [1] при исследовании температурной зависимости магнитострикции насыщения на никель-медных сплавах показано, что при температуре Кюри магнитострикция не обращается в нуль. С увеличением концентрации меди в сплаве асимптотические «хвосты» удлиняются и исчезают лишь при некоторой температуре $T_k > \theta$. При длительном отжиге «хвост» в области температуры Кюри заметно укорачивается.

Авторы предполагают, что «хвосты» на кривых λ от T (как на кривых I_s от T) в области температуры Кюри обусловлены неоднородными распределениями концентрации в сплаве.

Аналогичное явление соответственно обнаружено в работах [2,3] при исследованиях температурной зависимости самопроизвольной намагниченности (по различным методам) в области температуры Кюри в сплаве с никелевой основой.

О. С. Галкиной [4] в широком интервале температур (от -195° до температуры выше точки Кюри) на сплавах никеля с неферромагнитными присадками меди и кремния исследованы электрическое сопротивление и продольный гальваномагнитный эффект в области парапроцесса.

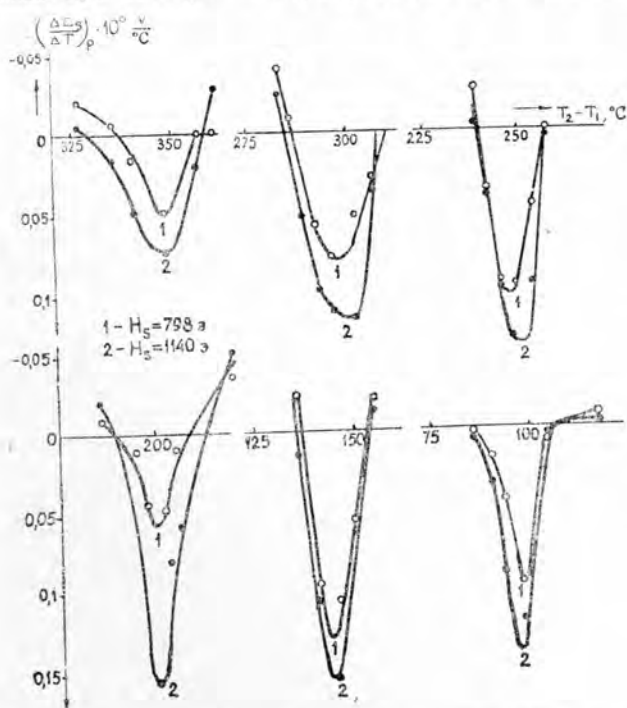


Рис. 1. Продольный четный терромагнитный эффект никеля и сплавов никель—медь при различных полях в области точки Кюри.

По максимальному значению отрицательного гальваномагнитного эффекта определены точки Кюри в вышеуказанных сплавах и показана справедливость теории четных эффектов в области высоких температур.

Температурная зависимость термомагнитного эффекта на поликристаллическом никеле и железе от комнатной температуры до точки Кюри исследована Броилем [5], а на монокристаллическом никеле (от -200°C до точки Кюри) Миуата и Фунатогава [6].

В окрестности точки Кюри на монокристаллическом никеле по данным Миуата и Фунатогава наблюдается обратный знак термомагнитного эффекта, вызванный парапроцессом, а по данным Броиля на поликристаллическом никеле подобного рода явления в этой области температур не наблюдаются.

В окрестности точки Кюри с целью проверки этих противоречивых результатов на моно- и поликристаллическом никеле получены [7] изотермы термомагнитного эффекта не только на поликристаллическом никеле, но и на серии системы никель-палладиевых сплавов. Показано, что в области точки Кюри термомагнитный эффект меняет свой знак не только для чистого поликристаллического никеля, но и для всех изученных сплавов никель—палладий.

Аналогичные результаты т. м. э. в области точки Кюри обнаружены [8] на сплаве системы никель—медь.

Как уже указывалось выше, магнитострикция и намагниченность насыщения в области температур, близких к точке Кюри, образуют размытые хвосты, а гальвано-термомагнитные эффекты меняют свой знак, образуя резкий минимум. Поэтому перед нами была поставлена задача более детально исследовать температурную зависимость термомагнитного эффекта ферромагнитных сплавов с никелевой основой в переходной области температур, представляющей особый интерес.

Объектом исследования являлись образцы из сплавов никель—медь (5, 10, 15, 20, 25 ат% меди и чистый никель) в форме проволоки длиной 280 мм и диаметром 1 мм.

Термообработка, изготовление образцов и методика измерения описаны в работе [8].

В настоящей работе в окрестности точки Кюри исследованы т. м. э. на никель-медном сплаве с целью сопоставления значений точек Кюри, определенных по точкам пересечения прямых т. м. э. с осью T [8] (метод Броиля) и по минимуму термомагнитного эффекта, обусловленного парапроцессом.

Полученные результаты т. м. э. при различных значениях поля в окрестности точки Кюри на никеле и в никель-медных сплавах представлены на рис. 1. Как видно из рисунка, изотермы т. м. э. на никеле и в сплавах в окрестности точки Кюри измерены в интервале двух-трех градусов, что давало возможность получить эффекты обратного знака с ярко выраженным минимумом в данной области температур. По минимуму т. м. э. определены точки Кюри для всех изученных сплавов (рис. 1). Экспериментальные значения точек Кюри на сплавах системы никель—медь, определенные по методу Броиля [5] и по минимуму т. м. э., представлены в табл. 1.

Таблица 1

Значения точки Кюри для сплавов никель—медь, определенные различными методами

Состав образцов, вес. %	По данным [2]	По данным [8]		
	По методу термодинамических коэффициентов, $^{\circ}\text{C}$	Состав образцов, вес. %	По методу Броиля [5] $^{\circ}\text{C}$	По минимуму термомагнитного эффекта, обусловленного парапроцессом, $^{\circ}\text{C}$
100% Ni	351	100% Ni	352	350
95Ni, 5Cu	302	94,6 Ni, 5,4 Cu	306	302
92Ni, 8Cu	275	89,3 Ni, 10,7 Cu	255	250
85Ni, 15Cu	205	83,96Ni, 16,04Cu	204	200
80Ni, 20Cu	155	78,7 Ni, 21,3 Cu	154	148
		73,5 Ni, 26,5 Cu	105	96

Из таблицы видно, что точки Кюри на одном и том же образце, определенные указанными способами, незначительно различаются. Найденная этим способом точка Кюри близка к значению температуры, определенной методом термодинамических коэффициентов [2] в медно-никелевом сплаве (табл. 1).

Вывод

Точки Кюри ферромагнетиков могут быть определены также из измерений термомагнитного эффекта при высоких температурах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Волков Д. И., Чечерников В. И. — ЖЭТФ, т. 27, № 2 (8), 1954.
2. Белов К. П., Горяга А. Н. — Известия АН СССР сер. физич., т. 21, № 8 1957.
3. Белов К. П., Пачес Я. — ФММ, т. 4, вып. 1, 1957.
4. Галкина О. С. — Вестник МГУ, сер. физич. мат., № 3, 1957.
5. Broili H. — Ann. d. Phys, 14, 249, 1932.
6. Miyata N., Funatogawa Z. — Phys. soc. Japan, vol 9, № 6, 1954.
7. Мындыев В. М. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 3, 1964.
8. Мындыев В. М., Юсупов Т. М. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 6, 1965.

Туркменский государственный университет
им. А. М. Горького
Туркменский сельскохозяйственный институт
им. М. И. Калинина

Поступило
25 января 1966 г.

УДК 665. 592. 55

С. Р. Сергиенко
В. А. Гарбалинский

ИССЛЕДОВАНИЕ СОСТАВА КОНДЕНСАТА ГАЗЛИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В предыдущем сообщении [1] подробно охарактеризован углеводородный состав конденсата Газлинского месторождения, отобранного из скважины № 117 (горизонт XII).

Объектом настоящего исследования был продукт, отобранный в ноябре 1963 г. с того же месторождения (из скважины № 115, интервал перфорации 1170 — 1164 м, горизонт XIII). Как по внешнему виду, так и по фракционному и групповому углеводородному составу, продукт резко отличается от конденсата из скважины № 117. Это темно-бурая легкоподвижная жидкость, характеризующаяся следующими свойствами: т. кип. 36—350°, $d_4^{20} = 0,8174$, $n_D^{20} = 1,4592$ и вязкостью $\nu_{20} = 2,25$ сст; фракционный состав по Энглеру:

до, °С	159°	200	237	285	300	318
выкипает, %	10	28	50	90	94	98

Легкокипящая фракция (36—100°) составляет менее 3%. По фракционному составу продукт этот, состоящий из лигроино-керосиновых фракций, занимает промежуточное положение между конденсатами и легкими нефтями.

Интересно отметить, что низкокипящие фракции имеют запах пиридина.

После обезвоживания и отделения от механических примесей конденсат был расфракционирован на стандартные бензиновые и 50-градусные керосиновые фракции (табл. 1).

Основная часть конденсата (около 85%) выкипает в пределах 100—300°: 100—200°—28%; 200—300°—60%.

Ароматические углеводороды в фракциях конденсата были определены методом адсорбционной хроматографии: бензиновые фракции на силикагеле АСМ, 50-градусные керосиновые фракции на силикагеле марки АСК. Результаты разделения и свойства выделенных групп углеводородов приведены в табл. 2 и 3.

Максимальное содержание ароматических углеводородов приходится на фракции, выкипающие в пределах 120—200° (C_8 — C_{11}). Половина ароматических углеводородов в керосиновых фракциях приходится на долю моноциклических ароматических углеводородов.

Таблица 1

Выход и свойства фракций конденсата

Пределы кипения фракций, °С	Выход, % вес.	Свойства	
		d_4^{20}	n_D^{20}
36—60	0,2	—	1,3808
60—95	2,3	0,7356	1,4128
95—122	4,5	0,7724	1,4340
122—150	6,4	0,7913	1,4471
150—200	14,4	0,7973	1,4490
200—250	33,2	0,8278	1,4641
250—300	26,8	0,8337	1,4671
300—350	7,3	0,8318	1,4641
Выше 350	2,3	—	—

Таблица 2

Предельная часть бензиновых фракций конденсата до и после дегидрогенизации

Пределы кипения фракций, °С	Предельные углеводороды додегидрирования			Катализат			Предельные углеводороды после дегидрирования		
	% на фракцию	d_4^{20}	n_D^{20}	ВЫХОД, %	d_4^{20}	n_D^{20}	% на катализат	d_4^{20}	n_D^{20}
95—122	70,0	0,7369	1,4126	83	0,7594	1,4302	66,8	0,7256	1,4079
122—150	61,6	0,7554	1,4251	92	0,7608	1,4290	76,9	0,7404	1,4145
150—200	59,0	0,7688	1,4327	95	0,7695	1,4345	91,6	0,7600	1,4247

Таблица 3

Групповой углеводородный состав керосиновых фракций конденсата

Пределы кипения фракций, °С	Углеводороды	Содержание, %	Свойства	
			d_4^{20}	n_D^{20}
200—250	Предельные	78,3	0,8022	1,4445
	Моноциклоароматические	10,8	0,9203	1,5302
	Бициклоароматические	7,5	0,9760	1,5792
	Полициклоароматические	3,4	1,0037	1,6017
250—300	Предельные	79,1	0,8055	1,4475
	Моноциклоароматические	9,0	0,9216	1,5185
	Бициклоароматические	4,8	0,9772	1,5946
	Полициклоароматические	7,1	1,0017	1,6010

Содержание циклогексановых углеводородов в бензиновых и керосиновых фракциях конденсата определялось методом каталитической дегидрогенизации в паровой фазе на платинированном угле с добавкой железа.

Содержание циклогексановых углеводородов с повышением температуры кипения исходных фракций резко снижается. Так, содержание метилциклогексана в предельной части фракции 95—122° составляет 33%, во фракции 150—200° циклогексановые углеводороды составляют лишь немногим более 8%. Фракции же конденсата, выкипающие выше 200°, как видно из табл. 4, практически не подверглись дегидрогенизации.

Таблица 4

Свойства исходных предельных углеводородов и катализаторов керосиновых фракций конденсата

Пределы кипения фракций, °C	Предельные углеводороды		Катализаторы	
	d_4^{20}	n_D^{20}	d_4^{20}	n_D^{20}
200—250	0,8022	1,4445	0,8058	1,4441
250—300	0,8055	1,4475	0,8067	1,4505

Свойства этих фракций до и после дегидрогенизации практически одинаковые, что указывает на отсутствие (или присутствие незначительных количеств) гексаметиленовых колец в молекулах углеводородов этих фракций.

По полученным данным определен групповой углеводородный состав фракций исследуемого конденсата месторождения Газли (табл. 5).

Таблица 5

Групповой углеводородный состав фракций конденсата

Пределы кипения фракций, °C	Углеводороды		
	парафиновые и циклопентановые	циклогексановые	ароматические
95—122	42,6	21,1	36,3
122—150	39,7	11,9	48,4
150—200	47,4	4,3	48,3
200—250	78,3	отс	21,7
250—300	79,1	отс	20,9

Выводы

1. Исследован конденсат из скважины № 115 Газлинского месторождения и охарактеризованы его свойства и состав.

2. Установлено, что основную часть конденсата составляют предельные (парафино-циклопарафиновые) углеводороды, содержание которых в разных фракциях в пределах 60—80%.

3. Суммарное содержание ароматических углеводородов в конденсате составляет 27,0%, причем наиболее высокая концентрация их (36—48%) в бензиновых фракциях (100—200°); в более высококипящих фракциях конденсата содержание ароматических углеводородов резко снижается (до 21%).

4. Гексаметиленовые углеводороды сосредоточены в легкой части конденсата (95—150°), где они содержатся в количестве 20—25%, в фракциях же, выкипающих выше 200°, они практически отсутствуют.

5. Бензиновые фракции (100—200°), составляющие 20—22% конденсата, могут быть использованы как серьезный источник получения ароматических углеводородов C₇—C₁₂, так как суммарное содержание ароматических и гексаметиленовых углеводородов в ней составляет около 60%.

Институт химии
АН Туркменской ССР

Поступило
12 мая 1966 г.

ЛИТЕРАТУРА

Сергиенко С. Р., Гарбалинский В. А., Курбанова Г. К. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 6, 1965, стр. 68.

УДК. 66. 063. 72

А. Н. Ниязов
В. П. Якименко

ЦИКЛОАЛКИЛОВЫЕ ЭФИРЫ НАФТЕНОВЫХ КИСЛОТ

В литературе описан ряд сложных эфиров нафтеновых кислот; некоторые из них предложены для использования в качестве растворителей, пластификаторов и других технических целей. Обычным способом получения таких эфиров является обработка смеси нафтеновых кислот и спирта сухим хлористым водородом или нагревание ее в присутствии концентрированной серной кислоты.

Существует также способ получения сложных эфиров взаимодействием хлорангидридов кислот и спиртов. Этим способом были получены амиловый, гликолевый, крезоловый, феноловый, глицериновый эфиры нафтеновых кислот [1]. Некоторые сложные эфиры нафтеновых кислот получены в последнее время из нефтей азербайджанского месторождения [2]. Ранее нами получены нафтеновые эфиры нафтеновых кислот без участия катализатора [3]. В настоящем сообщении приводятся результаты реакции этерификации нефтяных нафтеновых кислот некоторыми циклическими спиртами в присутствии катализатора КУ-2 и без него.

Экспериментальная часть

В качестве исходного сырья использовали узкие фракции нефтяных нафтеновых кислот, а в качестве спиртов — циклогексанол, 3- и 4-метилциклогексанолы и циклопентанол, полученные нами гидрированием в автоклаве соответствующих крезолов и циклопентавола при температуре 110—120°C и давлении 100—120 атм. в присутствии никеля Ренея. Характеристика исходного сырья дана в табл. 1.

Таблица 1

Физико-химические свойства исходных веществ

Исходные продукты	Температура кипения, °С	n_D^{20}	d_4^{20}	Кислотное число	Молекулярный вес		Элементарный анализ		Эмпирическая формула
					найденно	вычислено	С	Н	
Нафтеновая кислота (3 мм)	145—152	1,4583	0,9426	282,58	198,5	197,5	72,64	11,12	$C_{11,96}H_{22}O_2$
Нафтеновая кислота (15 мм)	175—185	1,4632	0,9488	250,70	223,8	229,4	74,28	11,75	$C_{14,2}H_{27}O_2$
Циклопентанол	139	1,4520	0,9498						
Циклогексанол	161	1,463	0,9475						
М-метилциклогексанол	172—173	1,452	0,9179						
П-метилциклогексанол	172—173	1,4580	0,9170						

Катализатором служила ионообменная смола КУ-2, предварительно переведенная в активную водородную форму обработкой 8%-ной серной кислотой с последующей отмывкой водой до нейтральной реакции и сушкой при 100°. Этерификацию проводили в круглодонной колбе, снабженной термометром, обратным холодильником и ловушкой для улавливания реакционной воды. В некоторых случаях образовавшуюся

Таблица 2




Циклопентиловые и циклогексильные эфиры нафтеновых кислот (без катализатора). Фракция нафтеновой кислоты 145—152°C (3 мм)
 Для синтеза указанных эфиров брали 50 г нафтеновой кислоты и по 20 г соответствующего спирта, что составляет 9—20—37—37% избытка нафтеновой кислоты

Эфиры	Температура кипения, °C	Выход, %	n_D^{20}	d_4^{20}	Эфирное число	Молекулярный вес		Элементарный анализ		Эмпирическая формула		MR	
						найденно	вычислено	С	Н	найдена	вычислена	найденно	вычислено
<chem>RCOO</chem> 	152—162 (4 мм)	37	1,4640	0,9384	219,3	255,8	265,5	75,21	11,54	$C_{15,92}H_{29,8}O_2$	$C_{16,96}H_{30}O_2$	75,21	74,58
<chem>RCOO</chem> 	166—178 (7 мм)	32	1,4672	0,9374	206,6	271,61	279,5	76,16	12,00	$C_{17,12}H_{32,42}O_2$	$C_{17,96}H_{32}O_2$	80,25	80,3
<chem>RCOO</chem> 	157—185 (5 мм)	45,6	1,4647	0,9232	197,2	284,44	293,5	77,07	11,81	$C_{18,6}H_{34,2}O_2$	$C_{18,56}H_{34}O_2$	85,09	85,93
<chem>RCOO</chem> 	157—185	47,0	1,4649	0,9278	190,6	294,3	293,5	77,90	12,11	$C_{18,62}H_{34}O_2$	$C_{18,96}H_{34}O_2$	87,87	85,91

Таблица 3

Циклогексильные эфиры (в присутствии КУ-2). Фракция нафтеновой кислоты 175—185° (15 мм)

Во всех случаях для синтеза брали 29 г нафтеновой кислоты, соответственно 10—11,4—11,4 г спирта, 1,5—1,6 г—катализатора

Эфиры	Температура кипения, °C	Выход, %	n_D^{20}	d_4^{20}	Эфирное число	Молекулярный вес по эфирному числу	Элементарный анализ		Эмпирическая формула		
							С	Н	найдена	вычислена	
<chem>RCOO</chem> 	135—155 (1 мм)	75,5	1,4689	0,9312	182,6	307,2	317,4	78,48	11,58	$C_{22,16}H_{40,6}O_2$	$C_{20,7}H_{37}O_2$
<chem>RCOO</chem> 	140—160 (1 мм)	77,5	1,4662	0,9216	177,1	316,8	325,4	79,34	11,55	$C_{23,6}H_{41,24}O_2$	$C_{21,2}H_{39}O_2$
<chem>RCOO</chem> 	135—168	91,8	1,4663	0,9212	171,3	327,5	325,4	79,18	11,80	$C_{23,52}H_{42,14}O_2$	$C_{21,2}H_{39}O_2$

ся воду отгоняли на нисходящем холодильнике. Нагревание проводили на масляной бане. Без катализатора реакция этерификации проходит достаточно полно лишь при температуре 190—200°C за 15 часов. После отгонки реакционной воды смесь охлаждали до 30°, разбавляли равным объемом серного эфира, промывали 3—5%-ным раствором соды, сушили над безводным хлористым кальцием, отгоняли растворитель и остаток перегоняли под вакуумом (табл. 2 и 3).

Применение ионообменной смолы КУ-2 в качестве катализатора позволило снизить температуру эфиобразования до 140°, увеличить выход продукта с 32 до 70—80% и уменьшить смолообразование.

При синтезе указанных эфиров нафтеновую кислоту брали в 30%-ном избытке, а катализатор из расчета 4—6% от смеси кислоты и спирта.

Для выяснения влияния продолжительности реакции на скорость этерификации была проведена серия опытов с нагревом реакционной смеси от 2,5 до 18 часов. Наилучший результат был достигнут при 15-часовом нагревании, выход эфира составлял 75,5% в пересчете на вступившую в реакцию нафтеновую кислоту. При 2,5-часовом нагревании выход эфира составлял лишь 6,2%. Зависимость выхода продукта от времени нагрева для циклогексилового эфира показана на рис. 1 и табл. 4.

Таблица 4

Влияние продолжительности на выход циклогексильных эфиров

Продолжительность этерификации (час.)	Кислота, г	Спирт, г	Катализатор, г	Выход, %	Эфирное число	Молекулярный вес по эфирному числу	d_4^{20}	n_D^{20}
2,5	29	10	1,5	6,2	141,2	—	—	—
5,5	29	10	1,5	34,5	163,1	344,4	0,9294	1,4686
7,5	29	10	1,5	52,7	166,9	336,0	0,9323	1,4688
9,5	29	10	1,5	61,9	167,8	334,2	0,9325	1,4684
12	29	10	1,5	62,8	168,8	332,2	0,9351	1,4690
15	29	10	1,5	75,5	183,3	306,1	0,9312	1,4689
18	29	10	1,5	67,5	183,9	305,1	0,9345	1,4688

Полученные эфиры представляют из себя прозрачные жидкости со специфическим эфирным запахом, хорошо растворимые в обычных органических растворителях и не растворимые в воде. Основные физико-химические показатели приведены в табл. 2 и 3. На основании элементарного анализа были выведены формулы ожидаемых эфиров, во всех случаях отмечается хорошее совпадение ланных опыта с теоретически вычисленными.

Выводы

1. Синтезированы циклопентильный, циклогексильный, 3- и 4-метилциклогексильные эфиры нафтеновых кислот, выделенных из туркменской нефти, и изучены их физико-химические свойства.

2. Найден оптимальные условия для этерификации нафтеновой кислоты циклическими спиртами без катализатора и в присутствии катионита КУ-2.

Институт химии
АН Туркменской ССР

Поступило
28 апреля 1966 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Нафтали М. — Химия, технология и анализ нафтеновых кислот. М., 1934.
2. Исмаилов А. Г., Мехтиева С. Д., Салимова Б. А. — Изв. вузов. Нефть и газ, № 1, 1966.
3. Гишнамаззаде Б. Ф., Сихалиева Р. А., Мамедова Р. М., Гасанова Ш. Г. — Азербайджанский химический журнал № 5, 1965.
4. Ниязов А. Н., Якименко В. П. — Известия АН СССР, сер. ФТХиГН, № 4, 1964.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНЫХ КАРА-КУМОВ И ИХ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Многочисленные минералогические анализы, произведенные автором, позволили выделить в разрезах нижнемеловых отложений Центральных Кара-Кумов два минералогических комплекса — неокомский и апт-альбский.

Неокомский минералогический комплекс. Неокомские отложения в Центральных Кара-Кумах представлены тремя генетически различными толщами — морской известняково-глинистой (валанжин) мощностью 55—65 м в районе Дарвазы и Серного завода, 159 м — у Ербента и 138 м — у Казы; красноцветной (терригенной, преимущественно континентальной) мощностью 115—180 м (готерив) и морской терригенно-карбонатной (баррем) мощностью 56—68 м на Зеагли-Дарвазинском поднятии, 257 м у Казы и 242 м — в районе Бахардока.

Минералогический состав неокома своеобразный и довольно четко отличается от состава нижележащих и вышележащих наслоений. Комплекс терригенных минералов континентальных и морских отложений очень близкий. В тяжелой фракции неокомских отложений обычно преобладает магнетит*, составляющий 60—85%, в остальной ее части присутствует циркон, гранат, роговая обманка, эпидот и другие минералы.

В барреме наблюдаются несколько повышенные (по сравнению с валанжином и готеривом) содержания циркона и граната, за счет некоторого уменьшения магнетита.

В неокомских породах наблюдается большое количество мелкозернистого граната, в то время как в вышележащих отложениях он встречается редко, а в подстилающих юрских отложениях преобладают зерна граната с крупнозернистой поверхностью. Турмалин, ставролит, рутил, зеленая роговая обманка, минералы группы эпидота не имеют существенного значения в минералогическом составе пород неокома и встречаются в разрезе спорадически.

Характерными, постоянно присутствующими в небольших количествах только в неокоме, являются неустойчивые к выветриванию гиперстен и актинолит, а также клиновидный буровато-желтый сфен.

По ассоциации терригенных компонентов тяжелой фракции терригенно-минералогическую провинцию неокома Центральных Кара-Кумов следует назвать гранат-циркон-магнетитовой.

Для континентальной красноцветной части разреза характерны большие содержания барита (до 80% тяжелой фракции), а также целестина в низях разреза южного склона платформы, что сближает красноцветный неоком Кара-Кумов с кизылкырской свитой Туаркыра.

В легкой фракции готерива, особенно в мелкозернистой части ее, наблюдается значительное преобладание полевых шпатов над кварцем. В барреме содержания последних очень близки.

Апт-альбский минералогический комплекс. Апт и альб представлены в Центральных Кара-Кумах мощными (600—700 м) терригенными образованиями, которые характеризуются своим комплексом минералов тяжелой фракции. Смена неокомского комплекса терригенных минералов апт-альбским менее резкая.

Главная роль в ассоциации обломочных минералов апта и альба принадлежит наиболее устойчивым — циркону (35—55%) и гранату (20—40%). Содержание магнетита по сравнению с неокомом падает до 5—20%, постепенно возрастая от нижне-аптских к верхнеальбским отложениям. Апт-альбская ассоциация обломочных минералов (турмалин, ставролит, рутил) не характерна для неокомской ассоциации.

Чаще и в заметном большем количестве, по сравнению с неокомом, присутствуют роговая обманка, эпидот; содержание их также непостоянное.

Обычные аутигенные компоненты тяжелой фракции — анатаз, барит и пирит, причем содержание последнего наиболее существенно.

В легкой фракции, состоящей, главным образом, из кварца и полевых шпатов при общем преобладании кварца, наблюдается закономерное увеличение содержания полевых шпатов в сторону мелкозернистых фракций.

Постоянно присутствующим новообразованием легкой фракции является глауконит, содержание которого составляет обычно 2—4% (достигая нередко 10—20, а

* Автор относит магнетит к неустойчивым минералам.

иногда и 30%). Значительные содержания его наблюдаются в песчано-алевритовых породах.

На фоне единого апт-альбского комплекса терригенных минералов тяжелой фракции выделяются некоторые более дробные стратиграфические подразделения. Так по повышенному содержанию граната (до 40%), турмалина (5—10%), рутила (2,5—3,5%), ставролита (2—3%), а также очень низкому содержанию магнетита (5—7%) хорошо выделяется нижнеаптский подъярус. Граница его с верхним аптом проводится по кровле слоев, резко обогащенных бесцветным турмалином, который в остальной части нижнемелового разреза почти не встречается.

По минералогическому составу граница с сеноманом также довольно четкая. Она характеризуется значительным увеличением содержания магнетита, ильменита и эпидота и резким уменьшением циркона и турмалина в сеноманских отложениях.

Автором по всему разрезу нижнемеловых отложений рассчитаны коэффициентом мономинеральности и коэффициент устойчивости. Частное от деления количества устойчивых породообразующих компонентов на количество неустойчивых называется коэффициентом мономинеральности. Он отражает меняющиеся условия в областях размыва и степень переработанности материала в процессе транспортировки. Чем больше этот коэффициент, тем сильнее переработан осадок, тем интенсивнее процессы химического выветривания в областях источников сноса. И, наоборот, он низкий, когда осадок мало переработан агентами химического выветривания, а область сноса характеризуется, в основном, физическим выветриванием.

Конечно, эта закономерность может нарушаться своеобразием развития района, спецификой петрографического состава конкретных участков области сноса и т. д., но общая закономерность для крупных регионов сохраняется.

Коэффициент устойчивости — отношение устойчивых при химическом выветривании обломочных минералов тяжелой фракции к неустойчивым*.

Коэффициент, предложенный В. Маккилом в 1899 г., широко использован рядом исследователей [1, 2] под неудачным названием «палеогеографический коэффициент».

Результаты по тяжелой и легкой фракциям близки по конфигурации кривых и с успехом могут быть использованы при расчленении и сопоставлении разрезов. По ним хорошо выделяются неокомские, нижнеаптские и вышележащие нижнемеловые отложения, для которых средние значения коэффициента мономинеральности и коэффициента устойчивости составляют соответственно 1,0 и 1,6; 3,7 и 8,0, 1,7 и 4,7.

Изменение состава терригенно-минералогических комплексов осадочных толщ в вертикальном разрезе явление не случайное и связано с рядом геологических факторов.

Геологические условия, связанные с мощными поднятиями, перерывами в осадко-накоплении, с коренной перестройкой в размещении питающих провинций, приводят к внезапной и резкой смене терригенно-минералогических комплексов в осадочных толщах.

В случае непосредственного изучения естественных обнажений подобные несогласия устанавливаются довольно просто и наглядно. При изучении же керн скважин не часто удается наблюдать контакты между отдельными стратиграфическими подразделениями. В таких условиях, как справедливо отмечает Е. В. Шумилова [3], факты внезапной смены терригенно-минералогических комплексов нужно считать доказательством перерыва в напластования отложений.

Подобная картина наблюдается, как мы видим, при смене юрского комплекса неокомским.

Эволюционный ход событий отражается в постепенном изменении минералогического состава пород, при этом степень постепенности может быть различной в зависимости от типа терригенно-минералогических комплексов.

Постепенное изменение минералогических комплексов наблюдается при переходе от неокома к апту, причем постепенный переход приходится на барремские отложения.

Выводы

По минералогическому составу в разрезе нижнемеловых отложений Централь-ных Кара-Кумов выделяется два комплекса: неокомский и апт-альбский.

Вычисленные коэффициенты мономинеральности и устойчивости позволяют сопоставлять разрезы скважин.

Туркменская геолого-геофизическая экспедиция
УГ СМ ТССР

Поступило
5 июня 1965 г.

* Некоторые минералы (сфен) и группа нерудных непрозрачных при пересчете не учитывались, так как химическая устойчивость их неясна; но они не очень влияют на величину коэффициента, благодаря малым содержаниям.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гурова Т. И., Казаринов В. П. — Литология и палеогеография Западно-Сибирской низменности в связи с нефтегазоносностью. Гостехиздат, 1962.
2. Сигов А. П. — Советская геология, № 3, 1960.
3. Шумилова Е. В. — Терригенные компоненты мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности. Изд. Сиб. отд. АН СССР, Новосибирск, 1963.

УДК 549. 762. 13

А. Кулев

ЯРОЗИТ ИЗ КУГИТАНГА

При изучении минералогии свинцово-цинкового месторождения Базар-Тюбе среди вязких глинистых масс, сильно загрязненных гидроокислами железа, нами встречены в большом количестве мягкие шаровидные выделения бурого цвета, достигающие в диаметре 1—3 см и состоящие из очень мелких блестящих слюдоподобных чешуек. Исследования показали, что эти шаровидные выделения — ярозит. Глинистые керновые массы, содержащие ярозит, извлекались из призабойной части скважины, заложеной в штольне № 35, вскрывающей корневую часть рудного тела. При высыхании глинистая масса растрескивается и приобретает способность жадно поглощать воду. Шаровидные выделения ярозита легко отделяются при простом разламывании сухих глинистых масс. Ярозит легко растирается и дает ощущение жирной массы. Хорошо растворяется в соляной кислоте.

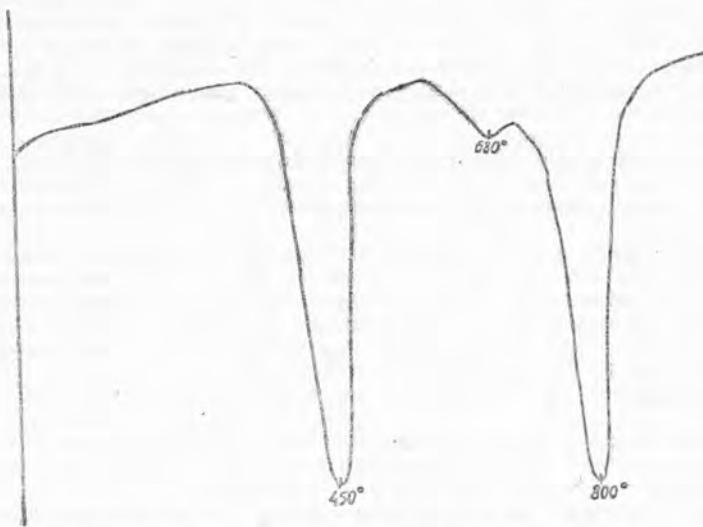


Рис. 1. Кривая нагревания ярозита (обр. № 148).

Под микроскопом зерна ярозита представлены в виде хорошо образованных шестиугольных и редко треугольных и ромбовидных пластинок светло-желтого цвета, размером от 0,01—0,02 до 0,05 мм. Плеохроизм отсутствует. В зависимости от ориентировки кристаллов ярозита наблюдается как изотропность, так и сильная анизотропность. Изотропность наблюдается в пластинках, лежащих плашмя, и совпадает с направлением кристаллографических осей симметрии третьего или шестого порядка. Показатели преломления $N_g=1,82$; $N_p=1,72$. Оптически одноосный, отрицательный. Наблюдаются механические примеси кварца размером около 0,01 мм.

Для определения полного химического состава (табл. 1) отбирались более крупные шарики ярозита, поверхность которых тщательно очищалась от глинистой массы. От механических примесей кварца не удалось освободиться, поэтому при вычислении формула SiO_2 не учитывалась, а исходные данные химического анализа пересчитывались на 100%. Алюминий в ярозите скорее всего присутствует в качестве изоморфной примеси и замещает железо.

При пересчете данных химического анализа на минерал, исходя из формулы K_1H (или H_2O) был принят равным 6. При этом наш минерал имеет следующую химическую формулу: $0,75K_2O \cdot 0,03Na_2O \cdot 2,92Fe_2O_3 \cdot 0,31Al_2O_3 \cdot 0,15PbO \cdot 3,54(SO_3) \cdot 6H_2O$ или $K_{0,75}Na_{0,03}Fe_{2,92}Al_{0,31}Pb_{0,075}(SO_4)_{1,77}(OH)_6$; что близко отвечает общей формуле ярозита $KFe_3(SO_4)_3(OH)_6$.

Спектральным анализом, кроме элементов, указанных в результатах химического анализа, были обнаружены также $Zn-0,0n\%$, Cu , Ga , Ge , $Ba-0,00n\%$, Mn , i , Ag — следы.

Термограмма (рис. 1) нашего ярозита получена в термической лаборатории Института геологии в Ашхабаде и тождественна эталонной. На кривой нагревания имеются две глубокие эндотермические остановки при температурах 450 и 800°. Данным исследований А. И. Цветкова и Е. П. Вальяшихиной [3], первый эндотерм связан с выделением из минерала кристаллизационной воды, а второй — с сжиганием сернистого железа.

Таблица 1

Результаты химического анализа ярозита (обр. № 143)

Элементы	Вес. %	Вес. % при пересчете на 100% без SiO_2	Молекулярное количество	Молекулярное отношение	Атомное количество катиона	Атомное отношение катиона
H_2O	1,22					
Fe_2O_3	3,18	3,21	0,031	0,31	0,062	0,31
Al_2O_3	46,21	46,66	0,292	2,92	0,584	2,92
PbO	3,53	3,56	0,015	0,15	0,015	0,075
SO_3	следы	—				
CaO	не обн.	—				
K_2O	7,06	7,13	0,075	0,75	0,150	0,75
Na_2O	0,17	0,17	0,003	0,03	0,006	0,03
H_2O-	—	—				
H_2O+	10,75	10,85	0,600	6,00	1,200	6,00
SO_3	28,13	28,40	0,354	3,54	0,354	1,77
Всего	100,25	99,98		13,70	2,371	11,83

Анализ выполнен В. М. Сендеровой (ИГЕМ АН СССР).

Кроме этих двух эффектов на кривой нагревания имеется еще небольшой, но вполне четкий, эндотермический эффект, соответствующий температуре 680°. При появлении его не ясна, возможно он вызван неизвестными механическими причинами.

Полученная в рентгеновской лаборатории Института геологии (Ашхабад) дебаеграмма дает межплоскостные расстояния базартюбинского ярозита, приведенные в табл. 2. Дебаеграмма показывает также наличие в пробе примесей кварца, многие из которых забиваются линиями ярозита.

Лабораторные исследования подтверждают, что описываемый минерал является чистым ярозитом.

В самых окисленных рудах месторождения Базар-Тюбе в чистом виде ярозит нигде не встречается. Согласно исследованиям С. С. Смирнова [2], большие скопления ярозита, как и других сульфатных минералов железа, образуются в тех зонах окисления, которые только начинают формироваться, тогда как в условиях длительно-значительного воздействия окислительных процессов эти минералы являются мало устойчивыми. В данном случае Базартюбинское месторождение характеризуется почти исключительно процессом окисления, а руды представлены плотными и мягкими породами, в которых сульфиды (галенит, сфалерит, пирит) встречаются редко в виде окислившихся реликтов. Поэтому в рудах месторождения вряд ли могут быть чистые скопления ярозита, скорее всего он тонко распылен.

Таблица 7

Данные рентгенометрического исследования ярозита (обр. № 148)
(Условия съемки: Fe—излучение, d камеры 57,3 мм, d пробы 0,3 мм)

I	d/n	Эталон [1]		I	d/n	Эталон [1]	
		I	d/n			I	d/n
2	5,95			1	1,427		
5	5,71	4	5,9	2	1,412		
4	5,11	4	5,0	1	1,399		
1	4,15			0,5	1,3796	2	1,372
1	4,05			3	1,342		
2	3,67	4	3,6	0,5	1,32	7	1,327
6	3,40	5	3,38	3	1,293		
0,5	3,30			6	1,246	7	1,244
10	3,07	10	3,06	0,5	1,227		
1	2,98	2	2,94	0,5	1,218	2	1,219
10	2,86	4	2,83	1	1,190	5	1,190
0,5	2,71			1	1,185	2	1,180
5	2,52	6	2,52	4	1,161	5	1,161
10	2,28	8	2,27	4	1,157	6	1,148
2	2,18	2	2,16	4	1,127	6	1,127
1	2,108			1	1,118		
1	2,02			2	1,112		
4	1,979	8	1,96	1	1,099		
2	1,93			2	1,091	2	1,089
4	1,91			1	1,077	2	1,077
4	1,827	8	1,81	6	1,054	8	1,054
4	1,78	2	1,76	3	1,044	4	1,044
1	1,716	2	1,70	6	1,028		
2	1,69			4	0,997		
3	1,665	2	1,65	2	0,995		
3	1,595			4	0,989		
3	1,558	4	1,553	1	0,987		
4	1,539	6	1,532	4	0,981		
10	1,509	8	1,502	2	0,979		
1	1,482	4	1,476	1	0,977		

Анализ выполнен М. Ниязовой.

Выводы

Дается детальное описание ярозита для свинцово-цинковых месторождений Кугитанга. Здесь ярозит найден на больших глубинах в виде шариков, разбросанных в вязких глинистых массах.

Институт геологии
МГ СССР (Ашхабад)

Поступило
12 февраля 1965 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Михеев В. И. — Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, М., 1957.
 2. Смирнов С. С. — Зона окисления сульфидных месторождений, ОНТИ, 1955.
 3. Цветков А. И., Вальяшихина Е. П. — Тр. Института геологических наук АН СССР, вып. 157, 1955.
- УДК 56 (116.2) + 546.5

К. Аманниязов

О ПРИСУТСТВИИ НЕКОТОРЫХ БОРЕАЛЬНЫХ АММОНИТОВ В ВЕРХНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ КУГИТАНГ-ТАУ

Огромная толща карбонатных пород, слагающих крутые склоны Кугитангских гор, в палеонтологическом отношении до сего времени оставалась слабо изученной. Поэтому отсутствовала достаточно подробная стратиграфическая схема этой толщи, разработка которой, безусловно, способствовала бы поисково-разведочным работам,

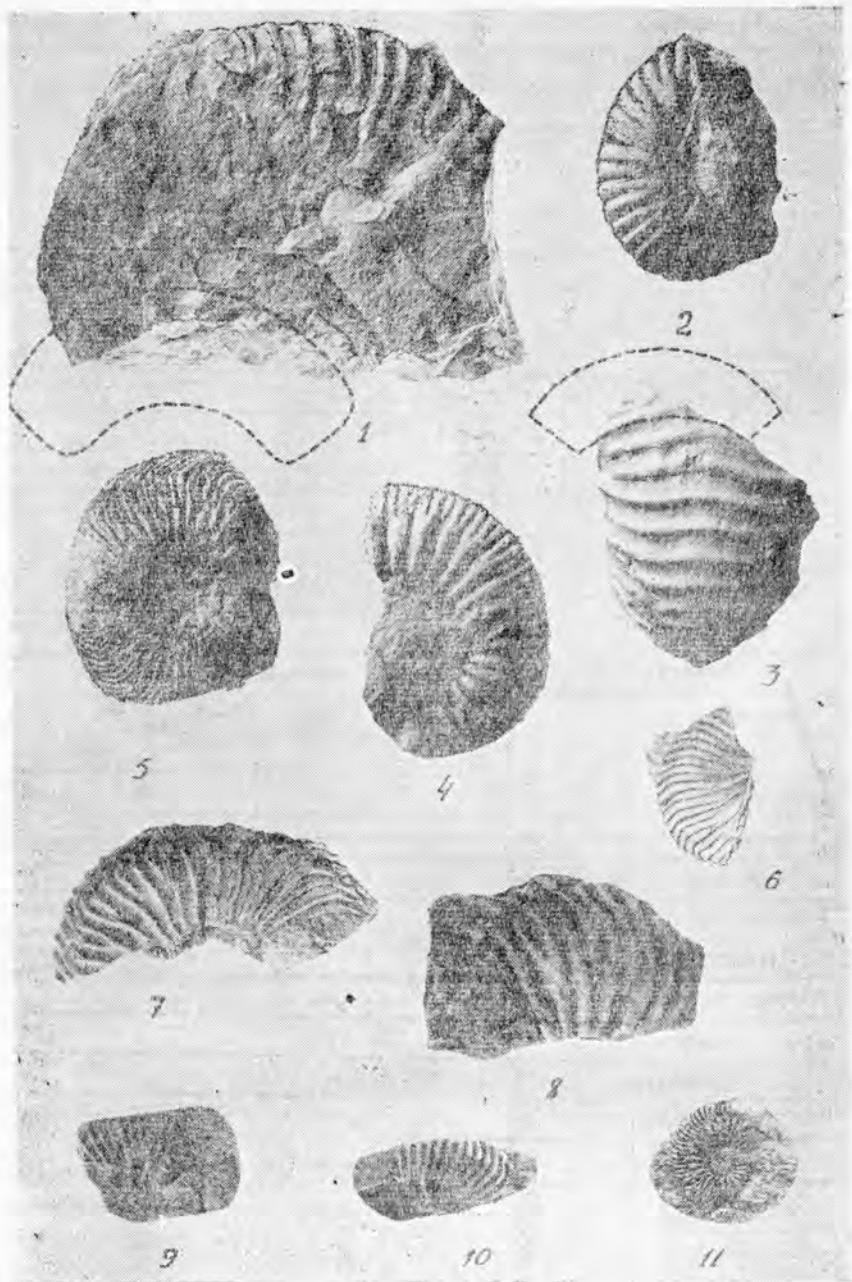


ТАБЛИЦА I

Фиг. 1. *Erymnoceras* (*Erymnoceras*) *coronatum* Brug. Кугитанг-Тай, Захарлы, обр. № 46. Средний келловей. Фиг. 2. *Erymnoceras* (*Rollierites*) *turkmenensis* Amanpiazov. Кугитанг-Тай, Захарлы, обр. № 41. Средний келловей. Фиг. 3. *Erymnoceras* (*Erymnoceras*) *banksi* Sowe. Кугитанг-Тай, Захарлы, обр. № 34. Средний келловей. Фиг. 4. *Quenstedticeras* (*Quenstedticeras*) cf. *lamberti* Sow. Кугитанг-Тай, Ишак-Йол, обр. № 809. Верхний келловей. Фиг. 5. *Cardioceras praecordatum* Douv. Кугитанг-Тай, Захарлы, обр. № 32. Верхний келловей—нижний оксфорд. Фиг. 6. *Cardioceras tenuicostatum* Borissjak. Кугитанг-Тай, Айры-Баба, обр. № 1182. Нижний оксфорд. Фиг. 7. *Cardioceras russiense* Sazonov. Кугитанг-Тай, Айры-Баба, обр. № 1190/2. Нижний оксфорд. Фиг. 8. *Cardioceras cordatum* Sowerby. Кугитанг-Тай, Айры-Баба, обр. № 1190/1. Нижний оксфорд. Фиг. 9, 10. *Cardioceras costicardia* Buxman. Кугитанг-Тай, Айры-Баба, обр. № 1182/5, 1182/8. Нижний оксфорд. Фиг. 11. *Cardioceras lahuseii* Maire. Кугитанг-Тай, Айры-Баба, обр. № 1182/2. Нижний оксфорд.

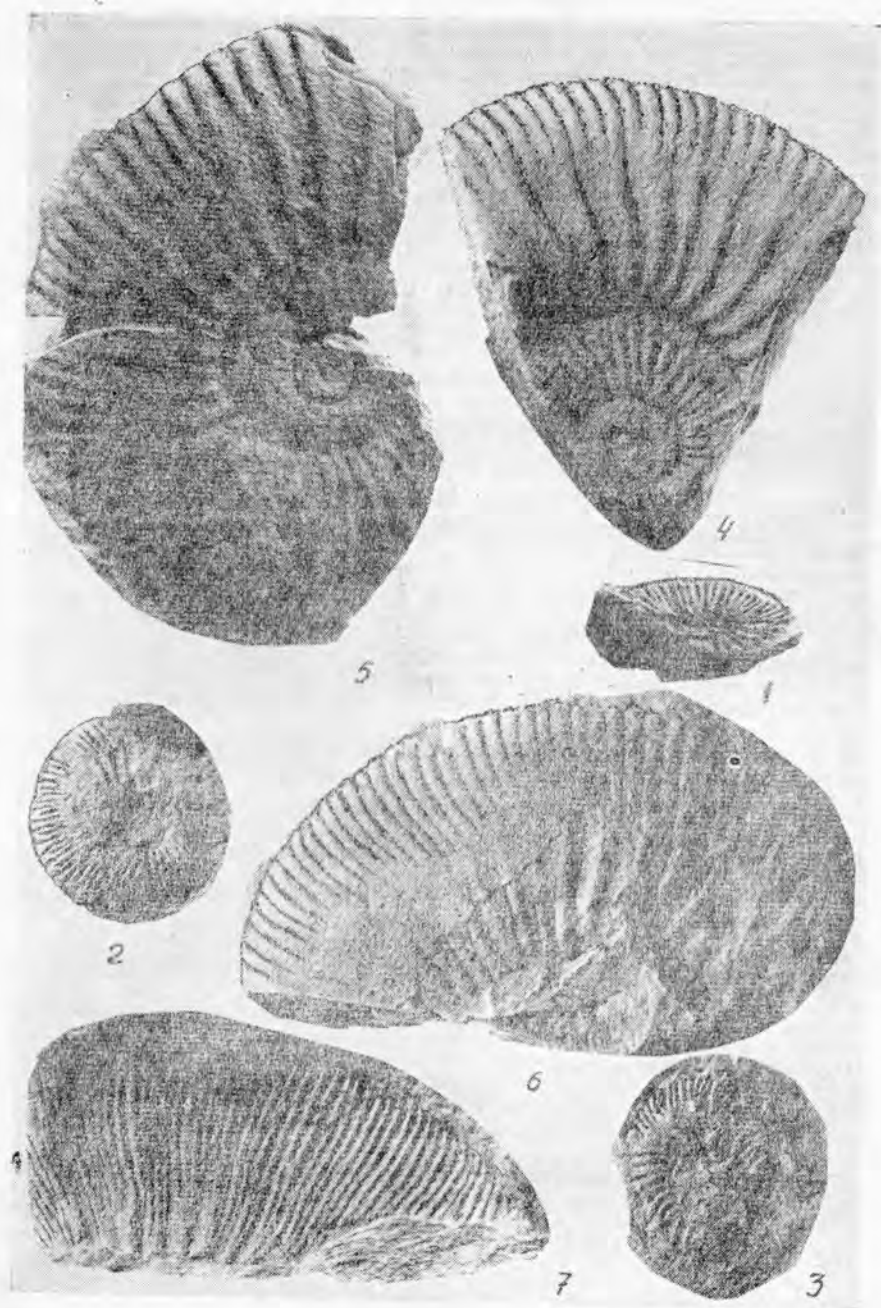


ТАБЛИЦА II

Фиг. 1. *Kosmoceras jason* Reinecke. Кугитанг-Тау, Ишак-Йол, обр. № 806, Средний келловей. Фиг. 2. *Kosmoceras compressum* Quenstedt. Кугитанг-Тау, Вандоб, обр. № 5/1300. Верхний келловей. Фиг. 3. *Kosmoceras spinosum* Sowerby. Кугитанг-Тау, Ходжа-Рыз, обр. № 1123а. Верхний келловей. Фиг. 4—5. *Kosmoceras duncani* Sowerby. Кугитанг-Тау, Ходжа-Рыз, обр. № 1123/4, 1123/3. Верхний келловей. Фиг. 6—7. *Kosmoceras theodorii* Orpel. Кугитанг-Тау, Ходжа-Рыз, обр. № 1123/1, 1123/2. Верхний келловей.

проводимым в равнинной части Юго-Восточной Туркмении и в Таджикской депрессии на нефть и газ.

С 1966 г. автором начато монографическое изучение аммонитов Кугитанга на материале личных сборов и по коллекциям К. К. Машрыкова и его группы, а также поступившим от сотрудников палеонтолого-стратиграфической партии Министерства геологии Узбекской ССР.

В настоящее время нами изучено и монографически описано около 70 видов аммонитов из келловейских и оксфордских отложений Кугитанг-Таяу. Среди них особого внимания заслуживают представители семейств *Cardioceratidae*, *Rhynchoceratidae* и *Kosmoceratidae*, впервые описанные нами из этого района.

Как известно, представители указанных семейств широко распространены в келловейском и оксфордском бассейнах Русской платформы и Западной Европы и имеют стратиграфическое значение. Присутствие их в разновозрастных отложениях Гиссара является весьма интересным в палеогеографическом отношении и свидетельствует о связи келловейских и оксфордских бассейнов Гиссара и Русской платформы. Эта связь, вероятно, осуществлялась через Мангышлак-Туаркырскую провинцию [5].

Кроме того, представители этих семейств имеют большое значение для дробного расчленения вмещающих их толщ. Они использованы автором при подъярусном расчленении келловейских и оксфордских отложений Кугитанг-Таяу [4].

Отдельные представители рассматриваемых семейств приурочены к различным стратиграфическим уровням.

Из нижнего келловоя происходит *Kepplerites (Sigaloceras) calloviensis* Sow., из среднего — *Kepplerites (S.) enodatum* Nik., *Kosmoceras jason* Rein., *Erymnoceras (Erymnoceras) banksi* Sow., *E. (E.) coronatum* Brug., *E. (E.) leuthardt* Jeannel, *E. (Rollierites) turkmenensis* Amanniazov, из верхнего — *Kosmoceras compressum* Quenst., *K. duncani* Sow., *K. spinosum* Sow., *K. theodorii* Opp., *Quenstedticeras (Quenstedticeras) cf. lamberti* Sow., из нижнего оксфорда — *Cardioceras cordatum* Sow., *C. praecordatum* Douv., *C. russiense* Sassenov, *C. lahusei* Maire, *C. costicardia* Buckman. Почти все перечисленные виды ранее нами встречены в Северо-Западной Туркмении, для каждого вида было дано подробное описание и полная синонимика [1—3]. Поэтому, чтобы избежать повторения, мы приводим, лишь изображения соответствующих остатков. Данные о местонахождении, стратиграфическом и географическом распространении видов приведены в табл. 1.

Для впервые встреченного в Туркмении, да и вообще в пределах СССР, вида *Cardioceras costicardia* Buckman дается полное описание.

Cardioceras costicardia Buckman, 1926

Табл. 1, фиг. 9, 10

1926. *Cardioceras costicardia* Buckman. *Yorksire type Ammonites*, табл. 633.

1937. *Cardioceras (Card.) costicardia* Maire. *Cardioceratides*, стр. 95, табл. 9, фиг. 9; табл. 13, фиг. 6—9.

Материал. Имеется четыре обломка, на которых удается наблюдать характер скульптуры и форму раковины.

Описание. Раковина уплощенная, с высоким сердцевидным поперечным сечением. Обороты раковины медленно нарастающие, умеренно объемлющие, бока плоские, в средней части почти параллельные. Пупок умеренно широкий, блюдцевидный. Стенки пупка низкие, почти незаметные. На наружной стороне раковины имеется острый, невысокий зазубренный киль.

Скульптура. Характеризуется s-образным изгибом ребер. Внутренние ребра короткие, высокие, гребневидные, широко расставленные. Они всегда выше внешних ребер. Место ветвления ребер находится примерно в четверти нижней боковой высоты. При этом ребра расчленяются на 2, редко на 3 ветви. Между расчлененными ребрами всегда имеется по одному промежуточному. Внешние ребра примерно в верхней $\frac{1}{6}$ боковой высоты, изгибаясь назад, списывают затем дугу. Перегородочная линия не наблюдается.

Сравнения. Описываемый вид от всех других видов рода *Cardioceras* резко отличается s-образным изгибом ребер и низким уровнем их ветвления, широким интервалом между внутренними ребрами, а также слабым изгибом внешних ребер на сифональной поверхности. Наши экземпляры особенно сходны с формой, изображенной Мэр [7, табл. 13, фиг. 6].

Местонахождение. Кугитанг, г. Айры-Баба, обр. № 1182/5—1182/8.

Время существования. Ранний оксфорд.

Географическое распространение. Англия, Франция.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аманниязов К. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 2, 1960.
2. Аманниязов К. — Стратиграфия и аммониты верхнеюрских отложений Туаркыра. Изд. АН ТССР, 1962.
3. Аманниязов К. — Тр. Института геологии АН ТССР, № IV, 1962.
4. Аманниязов К. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 2, 1965.
5. Аманниязов К. — ДАН СССР, т. 163, № 3, 1965.
6. Buckman S. S. — Yorkshire Type Ammonites, Vol. 57, 1926.
7. Maire V. — Mem. Soc. Geol. de France, n. s., t. 15, Mem. 34, Paris, 1937.

УДК 551. 782. 12.

М. М. Судо
В. Н. Крымус

УСТРИЧНИКИ *OSTREA GRYPHOIDES SCHLOTHEIM* В КОПЕТ-ДАГЕ И ВОЗРАСТ КАРАГАУДАНСКОЙ СВИТЫ

До последнего времени считалось, что устричники с *Ostrea gryphoides* Schloth. в пределах Туркменской ССР развиты только на юге Красноводского полуострова [5, 7, 8] и в Северной Туркмении [1].

Во время полевых работ летом 1965 г. авторами обнаружены устричники с *Ostrea gryphoides* Schloth. в Копет-Даге. В Центральном Копет-Даге В. Н. Крымус описал их выход в Куручайской гряде у поселка Куручай, а М. М. Судо совместно с Д. М. Ходжамуратовым и А. П. Щавелевой проследил эти устричники вдоль всей западной части Актепинской гряды.

М. М. Судо обнаружены также подобные устричники в двух разрезах Западного Копет-Дага.

У поселка Куручай в опрокинутом залегании стратиграфически выше зеленых палеогеновых глин следует пачка (25—30 м) белых кварцевых песков, известных под названием «актепинских слоев» [2]. В них содержится три прослоя (0,3; 1,0 и 1,0 м) глин, окрашенных в вишневый (нижний) и кирпично-красный цвета. В основании верхнего прослоя присутствует тонкий пропласток (0,2 м) зеленых глин, содержащих остатки устриц *Ostrea gryphoides* Schloth. Над актепинскими слоями залегают красноцветные алевролиты, глины, песчаники и конгломераты карагауданской свиты (мощностью до 30 м).

В 16 км юго-восточнее, в Актепинской гряде, мощность чистых кварцевых песков достигает более 50—60 м. Здесь в 2—3 км к западу от карьера на белых кварцевых песках залегают пачка (2,7 м) красных алевролитов (в кровле песков содержится мелкая галька). За ними следуют коричневые (1,0 м), зеленые (1,2 м) и красно-бурые глины; зеленовато-серые песчаники (0,5 м); вновь красно-бурые глины (0,3 м) и белый слабо сцементированный песчаник (0,3 м). Выше залегают малиновые глины (0,4 м), содержащие остатки устриц *Ostrea gryphoides* Schloth. Их перекрывает пачка (3,0 м) грязно-белых слабо сцементированных песчаников, содержащих два тонких (до 0,2—0,3 м) линзовидно выклинивающихся прослоя красных алевролитистых глин. Далее следует толща (около 200 м) пестроцветных (в нижней части) и красноцветных пород карагауданской свиты, срезанная конгломератами караганского горизонта. При этом в нижней части карагауданской свиты, примерно в 37 м выше подошвы, залегают пласт (до 2,5 м) белого интенсивно огипсованного песчаника, выклинивающегося по простиранию.

Характер переходных слоев от актепинских песков к карагауданской свите по простиранию значительно изменяется за счет раздвигания, выклинивания или замещения некоторых пластов. Однако остатки устриц из группы *Ostrea gryphoides* Schloth. встречаются в очень большом количестве в делювии у контакта белых кварцевых песков с пестроцветно-красноцветными породами карагауданской свиты. Ближе к северо-западному окончанию Актепинской гряды устричники иногда мощностью до 0,3 м присутствуют в зеленовато-серых и красно-бурых алевролитах, залегающих на нижней пачке чистых кварцевых песков.

Таким образом, удалось установить, что в Центральном Копет-Даге отложения, переходные от актепинских песков к карагауданской свите, содержат устричники *Ostrea gryphoides* Schloth.

В Западном Копет-Даге в 0,5 км к западу от дороги Кызыл-Арзат—колодец Уйля-Кушлюк в разрезе хребта Каплар над пачкой черных пластичных глин майкопской (кызылчешминской) свиты трансгрессивно залегают (снизу вверх):

1. Устричник, состоящий в нижней части (0,5 м) в основном из остатков крупных устриц из группы *Ostrea gryphoides* и примеси окатанной гальки. В верхней части возрастает примесь гальки, гравия и глинистого цемента. Цементирующая масса представлена темно-зелеными и темно-серыми майкоподобными глинами, содержащими линзы желто-оливковых, пластичных глин. Вблизи кровли глины переходят в буровато-желтовато-зеленый алевролит. — 1,5 м.

2. Чередование прослоев желтовато-серых косослоистых огипсованных песчаников и гравийно-галечниковых конгломератов. — 1,5 м.

3. Алевролиты желтовато-серые, серые, желтые, тонко-косослоистые, в нижней части с тонкими прослоями коричневых глин 12,5 м.

4. Песчаники грязно-серые, косослоистые, в верхней части интенсивно огипсованные 1,2—1,3 м.

5. Глины алевроитовые буро-коричневые, красноватые 2,0 м.

6. Глины алевроитовые зеленые, в основании голубоватые; в кровле пласт (0,1—0,3 м) белого мелкозернистого гипса 1,0 м.

Ранее эти отложения были отнесены А. Я. Тарчевковым к чокракскому горизонту. Причем, присутствие конгломератов и устричников в основании разреза ранее не указывалось.

В близлежащих разрезах (Уйля, Араздов и др.) устричники и аналоги слоев 2—5 разреза Каплар в основании миоцена отсутствуют. Здесь непосредственно на различных горизонтах майкопской свиты залегают чокракские или караганские известняки.

Остатки устриц из группы *Ostrea gryphoides* обнаружены М. М. Судо также в разрезе на северном склоне горы Сирим. Здесь пачку коричнево-черных и темно-коричневых пластичных майкопских глин венчает тонкий слой (0,2 м) оливково-желтых, пластичных глин, переходящих к кровле в буровато-коричнево-зеленые алевролитовые глины. Выше трансгрессивно залегают пачка (1,7—2,0 м) буро-коричневых галечно-валунных конгломератов. Хорошо окатанные галька и валуны состоят из белого кварца, темно-синих известняков и коричневых майкопских глин. Размеры гальки возрастают снизу вверх. В нижней части содержится мелкий известковистый детрит, среди которого обнаружен обломок толстостенной устрицы из группы *Ostrea gryphoides* Schloth. Еще выше следует пачка (10 м) серых косослоистых песчаников, относимых обычно к чокракскому горизонту.

Кроме Туркмении подобные устричные слои развиты в ряде районов юга СССР (Фергана, Устюрт, Азербайджан, Грузия, Украина). В северо-восточных чинках Устюрта и в ряде разрезов Грузии устричники с *Ostrea gryphoides* залегают непосредственно над коцахурским (онкофоровым) горизонтом, венчающем разрез верхнего майкопа. При этом возраст коцахурского горизонта определяется как среднемиоценовый [9] или нижнемиоценовый — среднемиоценовый [1, 5, 9].

Возраст карагауданской свиты Центрального Копет-Дага определялся по-разному: верхне-олигоценый — нижнемиоценовый [2, 4] или нижнемиоценовый [3, 6].

Изложенные выше данные свидетельствуют о среднемиоценовом возрасте Карагаудана.

Выводы

1. Присутствие устричников *Ostrea gryphoides* Schloth. в Копет-Даге свидетельствует о значительно более широком географическом распространении их на юге СССР, чем это было известно ранее*. В связи с этим еще более возрастает их стратиграфическое значение, как четкого маркирующего горизонта и самостоятельного стратиграфического подразделения в шкале миоцена Туркмении.

2. В Актепинской и Куручайской грядках слои с *Ostrea gryphoides*, так же как и в северо-восточных чинках Устюрта и в Грузии, залегают непосредственно выше стратиграфических аналогов майкопской свиты. Это заставляет по-иному подойти к определению стратиграфического положения карагауданской свиты, возраст которой в соответствии с легендой, утвержденной к государственным геологическим картам, датируется как верхний олигоцен — нижний миоцен. Необходимо пересмотреть подобную индексацию и, в связи с залеганием карагауданской свиты над устричниками *Ostrea gryphoides* Schloth., отнести ее в полном объеме только к среднему миоцену.

Управление геологии
СМ СССР

Поступило
29 ноября 1965 г.

* Копетдагские устрицы просмотрены Б. П. Жижченко, подтвердившим принадлежность их к виду *Ostrea gryphoides* Schloth.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексин А. А., Мерклин Р. Л. — ДАН СССР, т. 124, № 2, 1959.
2. Данов А. В. — Геология СССР, т. 22, Госгеолтехиздат, 1957.
3. Дмитриев А. В., Кожевникова Г. Е. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 5, 1962.
4. Иванов С. Д. — Тр. ВНИГНИ, вып. 35, 1961.
5. Луппов Н. П., Неронова Л. В. — Геология СССР, т. 22, Госгеолтехиздат, 1957.
6. Резанов И. А. — Тектоника и сейсмичность Туркмено-Хорасанских гор. Изд. АН СССР, 1959.
7. Судо М. М. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 2, 1965.
8. Узаков О. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 2, 1963.
9. Эберзин А. Г. — Тр. Совещания по разработке унифицированной стратиграфической шкалы Крымо-Кавказской области. Изд. АН АзССР, Баку, 1959.

УДК 551.781.3/551.244

П. Т. Ельфимов

О ПАЛЕОЦЕНОВОМ РАЗМЫВЕ В ЗАПАДНОМ КОПЕТ-ДАГЕ

Пограничные между мелом и палеогеном слои в Западном Копет-Даге представлены сумбарским горизонтом, чаалджинской свитой (датско-монский ярус), нижней частью данатинской свиты до «рыбного горизонта» (тенетский ярус).

Чаалджинская свита залегает с региональным размывом на сумбарском горизонте или непосредственно на маастрихте. Состоит она из глинистых мергелей, темных в нижней части и более светлых в верхней. В кровле чаалджинской свиты повсеместно присутствует пласт светлых мергелей — горизонт с «*Tylocidaris*» [4]. По кровле его или по подоше лежащих выше зеленоватых глин проводится граница между чаалджинской и данатинской свитами.

Нижняя, палеоценовая, часть последней представлена зеленоватыми глинами, глинистыми мергелями, пестроокрашенными с поверхности (преобладают розовые, красноватые тона), с членками морских лилий, зубами акулы. Это так называемая красноцветная пачка свиты. В 28 м выше ее основания прослеживается «рыбный горизонт», которым начинается толща нижнеэоценовых зеленоватых мергелей. Этот тип разреза характерен для Западного Копет-Дага.

При прослеживании границы между чаалджинской и данатинской свитами по южному склону горы Синджоу отмечается резкое сокращение мощности палеоценовой части данатинской свиты. Наибольшее ее значение не превышает 10 м. Местами «рыбный горизонт» ложится непосредственно на пласт светлых мергелей с иглами «*Tylocidaris*» кровли чаалджинской свиты (рис. 1). Кроме того, в основании данатинской свиты, начинающейся здесь «рыбным горизонтом», обнаружена галька из хорошо окатанных обломков мергелей размером до 2,5 см по длинной оси, окатанные членки морских лилий и перетолженные иглы «*Tylocidaris*».

Следует отметить, что наряду с галькой имеются стяжения. Однако их сравнительно легко отличить от окатанных обломков. Подобные стяжения и, возможно галька среди них, также присутствуют в сумбарском разрезе, где находятся в основании данатинской свиты.

Сопоставление сумбарского разреза с синджоуским позволяет установить, что в последнем выпадает полностью (местами частично) красноцветная пачка до «рыбного горизонта», а также часть горизонта с иглами «*Tylocidaris*». Это, а также присутствие окатанного обломочного материала в основании данатинской свиты, свидетель-

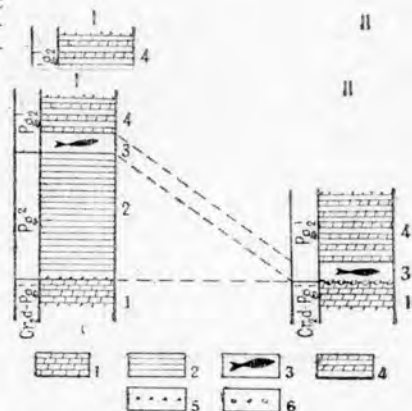


Рис. 1. Схема сопоставления сумбарского (I) и синджоуского (II) разрезов. 1 — Мергели горизонта с иглами «*Tylocidaris*»; 2 — зеленоватые глины и глины красноцветной пачки данатинской свиты; 3 — «рыбный горизонт»; 4 — глинистые мергели данатинской свиты; 5 — стяжения; 6 — галька.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексин А. А., Мерклин Р. Л. — ДАН СССР, т. 124, № 2, 1959.
2. Данов А. В. — Геология СССР, т. 22, Госгеолтехиздат, 1957.
3. Дмитриев А. В., Кожевникова Г. Е. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 5, 1962.
4. Иванов С. Д. — Тр. ВНИГНИ, вып. 35, 1961.
5. Луппов Н. П., Неронова Л. В. — Геология СССР, т. 22, Госгеолтехиздат, 1957.
6. Резанов И. А. — Тектоника и сейсмичность Туркмено-Хорасанских гор. Изд. АН СССР, 1959.
7. Судо М. М. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 2, 1965.
8. Узаков О. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 2, 1963.
9. Эберзин А. Г. — Тр. Совещания по разработке унифицированной стратиграфической шкалы Крымо-Кавказской области, Изд. АН АзССР, Баку, 1959.

УДК 551.781.3/551.244

П. Т. Ельфи́мов

О ПАЛЕОЦЕНОВОМ РАЗМЫВЕ В ЗАПАДНОМ КОПЕТ-ДАГЕ

Пограничные между мелом и палеогеном слои в Западном Копет-Даге представлены сумбарским горизонтом, чаалджинской свитой (датско-монский ярус), нижней частью данатинской свиты до «рыбного горизонта» (тенетский ярус).

Чаалджинская свита залегает с региональным размывом на сумбарском горизонте или непосредственно на маастрихте. Состоит она из глинистых мергелей, темных в нижней части и более светлых в верхней. В кровле чаалджинской свиты повсеместно присутствует пласт светлых мергелей — горизонт с «Tylocidaris» [4]. По кровле его или по подошве лежащих выше зеленоватых глин проводится граница между чаалджинской и данатинской свитами.

Нижняя, палеоценовая, часть последней глинистыми мергелями, пестроокрашенными с поверхности (преобладают розовые, красноватые тона), с членками морских лилий, зубами акул. Это так называемая красноцветная пачка свиты. В 28 м выше ее основания прослеживается «рыбный горизонт», которым начинается толща нижнеоценовых зеленоватых мергелей. Этот тип разреза характерен для Западного Копет-Дага.

При прослеживании границы между чаалджинской и данатинской свитами по южному склону горы Синджоу отмечается резкое сокращение мощности палеоценовой части данатинской свиты. Наибольшее ее значение не превышает 10 м. Местами «рыбный горизонт» ложится непосредственно на пласт светлых мергелей с иглами «Tylocidaris» кровли чаалджинской свиты (рис. 1). Кроме того, в основании данатинской свиты, начинающейся здесь «рыбным горизонтом», обнаружена галька из хорошо окатанных обломков мергелей размером до 2,5 см по длинной оси, окатанные членки морских лилий и переотложенные иглы «Tylocidaris».

Следует отметить, что наряду с галькой имеются стяжения. Однако их сравнительно легко отличить от окатанных обломков. Подобные стяжения и, возможно галька среди них, также присутствуют в сумбарском разрезе, где находятся в основании данатинской свиты.

Сопоставление сумбарского разреза с синджоуским позволяет установить, что в последнем выпадает полностью красноцветная пачка до «рыбного горизонта», а также часть горизонта с иглами «Tylocidaris». Это, а также присутствие окатанного обломочного материала в основании данатинской свиты, свидетель-

представлена зеленоватыми глинами,

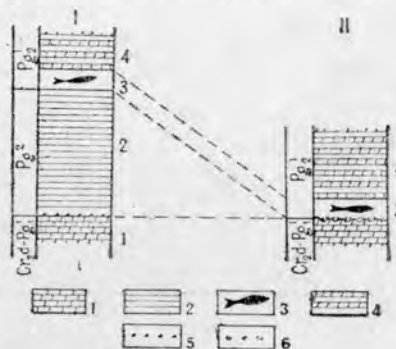


Рис. 1. Схема сопоставления сумбарского (I) и синджоуского (II) разрезов. 1 — Мергели горизонта с иглами «Tylocidaris»; 2 — зеленоватые глины и глины красноцветной пачки данатинской свиты; 3 — «рыбный горизонт»; 4 — глинистые мергели данатинской свиты; 5 — стяжения; 6 — галька.

ствуется о наличии размыва, происшедшего в конце палеоцена. Размытыми и переотложенными оказались часть кровли чаалджинской свиты и полностью (или почти полностью) красноцветная пачка данатинской свиты до «рыбного горизонта».

Амплитуда размыва не менее 35 м. Возможно, он имеет региональное значение, так как на южном склоне Передовой антиклинали (Казанджикский, Кюрен-Даг, к. Камышлы) в кровле чаалджинской свиты присутствуют типичные для условий мелководья детритовые, песчаные известняки [4].

Выводы

1. В конце палеоцена в некоторых районах Западного Копет-Дага произошел разрыв ранее отложенных осадков, в результате чего местами нижнеэоценовые отложения («рыбный горизонт») ложатся со стратиграфическим несогласием на датско-монские отложения.

2. Разрыв имеет, по-видимому, региональное значение.

3. Существование его свидетельствует о тектонических подвижках в палеоцене и о росте отдельных структур в это время (Синджоуская антиклиналь).

Туркменская геолого-геофизическая экспедиция
УГ СМ ТССР

Поступило
6 января 1966 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология СССР, т. XXII, ч. I. Туркменская ССР, 1957.
2. Сукачева М. П., Шахова А. Н., Захарова М. Г. — Проблема нефтегазоносности Средней Азии, вып. 11. Гостоптехиздат, 1961.
3. Калугин В. П., Крымус В. Н. — Сб. Новые данные по геологии Туркменской ССР. Гостоптехиздат, 1963.
4. Калугин В. П. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 2, 1965.

5. Саврухин А. П. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 5, 128—129, 1964.
6. Саврухин А. П. — Бюллетень Комиссии по кометам и метеорам Астрономического Совета АН СССР, № 10, 27—30, 1965.
7. Blamon J. E. de Jager C. — Journal of Geophysical Research, 67, N 8, 3113—3119, 1962.
8. Dagg M. — Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics, 11, N 3/4, 139, 1957.
9. Greenhow I. S. — Journal of Geophysical Research, 64, N 12, 2129—2133, 1959.
10. Layzer D. — Ionospheric Sporadis E, v. 2, 258—275, Pergamon Press, London, 1962.
11. Maxwell A. — Turbulence in upper ionosphere, Philosophical Magazine, ser. 7, N 371, 1250, 1954.
12. Sheppard P. A. — Journal of Geophysical Research, 64, N 11, 1959.

Продолжается подписка
на журнал

**„ИЗВЕСТИЯ
АКАДЕМИИ НАУК
ТУРКМЕНСКОЙ ССР“
на 1967 год**

ПО СЕРИЯМ:

физико-технических, химических
и геологических наук
биологических наук
общественных наук

Периодичность каждой серии
6 номеров в год

Подписная плата

серия физико-технических,
химических и геологиче-
ских наук

серии биологических
и общественных наук

на год 3 р. 60 к.

3 р.

на 6 месяцев 1 р. 80 к.

1 р. 50 к.

цена отдельного
номера 60 к.

50 к.

Подписка принимается
во всех отделениях
„СОЮЗПЕЧАТИ“