

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК ТУРКМЕНСКОЙ ССР

СЕРИЯ ФИЗИКО-ТЕХНИЧЕСКИХ, ХИМИЧЕСКИХ
И ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

2

1965

СОДЕРЖАНИЕ

Аширов С. — Применение метода Чаплыгина к решению дифференциальных уравнений параболического типа в банаховом пространстве	3
Аннаев Р. Г., Оразсахаатов А. — Магнитострикция магний-марганцевых ферритов в области температуры Кюри	8
Алланазаров А., Агаев Я. — Исследование гальваномагнитных свойств твердых растворов в системе InP—InAs	14
Агаев Я., Газаков О., Слободчиков С. В. — Фотоэлектрические свойства AlSb	23
Юсупов Т. М. — Температурная зависимость термомагнитного эффекта в сплавах системы никель-цинк	29
Мындыев В., Язлиев С. — Температурная зависимость намагниченности сплавов никель—палладий	34
Вахтанова А. Н., Лыкова И. В. — О применении микропенетromетра МВ-2 при инженерно-геологическом изучении грунтов	40
Черкашин А. В. — Исследования деформаций длительного сжатия материалов, твердеющих во времени	48
Ильясов Б. — Методика расчета сборных ирригационных лотков-каналов на сейсмические воздействия	57
Кашкаров О. Д., Оганина В. А., Абдулганиев Н. М., Аннанурова Г. А. — Испарение рапы залива Кара-Богаз-Гол при 70, 90° и температуре кипения под атмосферным давлением	62
Аманов Э., Ашумов Г. Г., Лулова Н. И. — Определение углеводородного состава циклопентано-парафиновой части бензина прямой гонки котуртепинской нефти	66
Езизашвили А. Г. — Тектоника района Ашхабада в связи с перспективами нефтегазоносности	70
Аманиязов К., Цепелев Н. С. — О верхнебатском возрасте оградягской свиты Туаркыра	79
Узаков О. — О неогеновой континентальной толще Красноводского полуострова	85
Антоненко Л. А. — О глинистых минералах неогеновых отложений Красноводского полуострова	94
Айзберг Р. Е. — Палеогеновые отложения крайнего юго-востока Туркмении	98
Молчанов М. Ф. — О способах оборудования, освоения и эксплуатации глубоких скважин на промышленные воды Челекена	103
Ниязов О. — Режим грунтовых вод в зоне Каракумского канала	111
Арзуманова Е. М. — Туронские виды иоцеерамов Горного Бадхыза	115
КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ	124

Аразмедов Б., Бекдурдыев Ч., Бердыев Б. М. — Исследование некоторых термоэлектрических свойств галенита (124). Курбанниязов Н., Черемушкина А. В. — Явление Холла и термоэлектродвижущая сила в железоникелевых сплавах (126). Бергер Л. И., Аннамамедов Р. — Тепловые и упругие свойства полупроводники Sb_3AsSe_4 (129). Овезгельдыев О., Васильева Е. К. — О зависимости $PEs > 5$ мГц от горизонтальной составляющей постоянного магнитного поля (130). Мучинский Д. Я., Злотченко В. Н., Семенов Ю. Ф. — Исследование продуктов промышленного процесса каталитической полимеризации пропилена (133). Ханмурадov Б. А., Ашумов Г. Г., Эйвазова С. А. — Некоторые общие свойства котуртепинской нефти (135). Виноградов Б. Н., Джигирис Д. Д., Сидоров Е. П. — Использование бруснитсодержащих горных пород в производстве строительных материалов (138). Судо М. М. — О миоцене юга Красноводского полуострова (141). Джабаров Г. Н., Маня А. А., Арустамов А. Л., Буркова Г. Н., Курылева А. М., Балкулиев Ч. К. — О стратиграфии верхнего сенона Гаурдак-Кугитангского района (145). Седлецкий В. И. — Условия замещения дзобурита пробертитом и улекситом (150). Фартуков М. М. — О сантонском ярусе Красноводского полуострова, Центральных и Северных Кара-Кумов (152). Дубинский А. А. — К стратиграфии пограничной толщи мела и палеогена в Бадхызе (156). Ягченко Л. Д. — О возрасте «надакчягыльских» конгломератов (157). Калугин В. П. — О границе между чаалджинской и данатинской свитами в Западном Копет-Даге (158). Аманиязов К. — Подъярусное расчленение кельовой-оксфордских отложений хребта Кугитанг-Тау (160). Цепелев Н. С. — Об изменениях физико-географических типов и геохимических показателей юрских водоемов в Туаркыре (162). Курбанов Б. Т. — О сейсмическом волновом ядре Аладаг-Мессериянской зоны Юго-Западной Туркмении (165). Беркелиев М. — Распределение $N(h)$ летом и зимой в области F ионосферы над Ашхабадом (167).	124
---	-----

ХРОНИКА

Новые академики и член-корреспонденты Академии наук Туркменской ССР (170).

МЕТЕОРНЫЙ БЮЛЛЕТЕНЬ

Терентьева А. К. — Метеорный рой β - Ариэтид (172).	172
РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ: Отв. редактор — академик АН ТССР С. Р. Сергиенко. Зам. отв. редактора — академик АН ТССР К. К. Машрыков. Отв. секретарь — к. т. н. В. И. Кривенцов. Академики АН ТССР В. А. Баум, П. И. Калугин, Г. С. Седельников; чл.-корр. АН ТССР А. А. Бердыев и А. М. Ниязов; к. ф.-м. н. К. Калчаев, А. Аширов, К. Таганов; к. г.-м. н. Д. М. Мильштейн; Д. Д. Джигирис.	

ТҮРКМЕНИСТАН ССР
ЫЛЫМЛАР АКАДЕМИЯСЫНЫҢ
ХАБАРЛАРЫ

ФИЗИКА-ТЕХНИКИ, ХИМИКИ ВЕ ГЕОЛОГИК
ЫЛЫМЛАРЫҢ СЕРИЯСЫ

2

1965

Ашгабат

ИЗВЕСТИЯ
АКАДЕМИИ НАУК
ТУРКМЕНСКОЙ ССР

СЕРИЯ ФИЗИКО-ТЕХНИЧЕСКИХ, ХИМИЧЕСКИХ
И ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

2

1965

Ашхабад

С. АШИРОВ

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА ЧАПЛЫГИНА К РЕШЕНИЮ ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНЫХ УРАВНЕНИЙ ПАРАБОЛИЧЕСКОГО ТИПА В БАНАХОВОМ ПРОСТРАНСТВЕ

1. Пусть E — некоторое банахово пространство. Через K обозначим правильный конус [1] в нем.
 Будем исследовать решение задачи

$$\frac{dx(t)}{dt} + A(t)x(t) + f[t, x(t)] = 0 \quad (0 < t \leq T) \quad (1)$$

$$x(0) = x_0. \quad (2)$$

Здесь $x(t)$ — неизвестная абстрактная функция, определенная на сегменте $[0, T]$ со значениями из K . Линейный, вообще говоря неограниченный, оператор $A(t)$ имеет не зависящую от t всюду плотную область определения $D(A) \subset K$. Наконец, нелинейный оператор $f(t, x)$ определен на топологическом произведении $[0, T] \times D(f)$, где $D(f) \subset K$.

В этой работе методом, подобно методу Чаплыгина, доказывается нелокальная теорема существования и единственности решения задачи (1) — (2). Кроме того, доказывается, что решение является общим пределом последовательностей верхних и нижних приближений.

Все обозначения и утверждения из теории конусов, использованные нами в этой работе, взяты из [1].

2. Ниже мы будем пользоваться следующей леммой о дифференциальных неравенствах.

Лемма [2]. Пусть существует семейство линейных ограниченных операторов $\{U(t, \tau)\}$, обладающих следующими свойствами:

а) $U(t, s)$ положителен при $0 \leq \tau \leq t \leq T$, то есть $U(t, s)x \in K$, если $x \in K$.

б) Сильная производная $\frac{\partial U(t, \tau)x}{\partial \tau}$, ($\tau < t$) существует при $x \in D$ и

$$\frac{\partial U(t, \tau)x}{\partial \tau} = U(t, \tau)A(\tau)x.$$

в) Для каждого $x \in K$ функция $U(t, \tau)x$ непрерывна по τ и $U(t, t) = 1$.

Пусть $y(t)$ и $f(t)$ непрерывны в $[0, T]$ и при $y(t) \in D$ ($0 \leq t \leq T$) выполняется неравенство

$$\frac{dy}{dt} + A(t)y < f(t) \quad (0 < t \leq T).$$

Тогда имеет место неравенство

$$y(t) < U(t, \tau) y(\tau) + \int_{\tau}^t U(t, s) f(s) ds.$$

$$(0 \ll \tau < t).$$

3. Рассмотрим следующую задачу

$$\frac{dx(t)}{dt} + A(t)x(t) = f(t), \quad x(0) = x_0, \quad (3)$$

где $f(t)$ — непрерывная функция в $[0, T]$.

Будем предполагать, что решение задачи (3) определяется следующей формулой:

$$x(t) = U(t, 0)x_0 + \int_0^t U(t, \tau)f(\tau) d\tau, \quad (4)$$

где $U(t, \tau)$ — семейство линейных ограниченных операторов, удовлетворяющих свойствам а) — б).

Заметим, что эти условия будут выполнены если предполагать, что оператор $A(t)$ удовлетворяет, например, условиям, приведенным в [3] (см. также [4]).

Предположим, что при $t \in [0, T]$, $x, x+h \in D(t)$ выполнено

$$B_1(t)h < f(t, x+h) - f(t, x), \quad (5)$$

где линейный оператор $B_1(t) > 0$ такой, что оператор $A(t) + B_1(t)$ удовлетворяет тем же условиям, что и оператор $A(t)$.

Пусть непрерывные на сегменте $[0, T]$ со значениями из $D(A) \subset K$ функции $\underline{x}_0(t)$ и $\bar{x}_0(t)$ соответственно удовлетворяют неравенствам

$$\left. \begin{aligned} \underline{f}_0(t) = \frac{d\underline{x}_0}{dt} + A(t)\underline{x}_0 + f(t, \underline{x}_0) < 0 \\ \underline{x}_0(0) = x_0 \end{aligned} \right\} \quad (6)$$

$$\left. \begin{aligned} \bar{f}_0(t) = \frac{d\bar{x}_0}{dt} + A(t)\bar{x}_0 + f(t, \bar{x}_0) > 0 \\ \bar{x}_0(0) = x_0 \end{aligned} \right\} \quad (7)$$

Нетрудно заметить, что

$$\underline{x}_0(t) < \bar{x}_0(t) \quad (0 < t \leq T). \quad (8)$$

Действительно, из (6) и (7) имеем

$$\frac{d(\underline{x}_0 - \bar{x}_0)}{dt} + A(t)(\underline{x}_0 - \bar{x}_0) + f(t, \underline{x}_0) - f(t, \bar{x}_0) < 0,$$

учитывая (5), получим

$$\frac{d(\underline{x}_0 - \bar{x}_0)}{dt} + [A(t) + B_1(t)](\underline{x}_0 - \bar{x}_0) < 0.$$

Отсюда в силу леммы получим (8).

Пусть

$$\underline{x}^0 = \max_{0 < t \leq T} \underline{x}_0(t), \quad \bar{x}^0 = \max_{0 < t \leq T} \bar{x}_0(t)$$

Через $(\underline{x}^0, \bar{x}^0)$ обозначим множество x -ов, удовлетворяющих неравенству

$$\underline{x}_0 < x < \bar{x}_0.$$

Предположим, что оператор-функция $f(t, x)$ сильно непрерывна по $t \in [0, T]$ и на интервале $(\underline{x}_0, \bar{x}_0)$ удовлетворяет неравенству

$$f(t, x+h) - f(t, x) < B_2(t)h, \quad (9)$$

где линейный оператор $B_2(t)$ такой, что оператор $A(t) + B_2(t)$ удовлетворяет тем же условиям, что и оператор $A(t)$, только лишь с той разницей, что оператор $U(t, \tau)$ заменяется оператором $V(t, \tau)$, где $V(t, \tau)$ удовлетворяет тем же условиям, что и $U(t, \tau)$.

Кроме того, предполагается, что

$$\int_0^t B_2(s) ds x < \infty \quad (x \in D(B_2)).$$

Пусть

$$V(t, \tau) < V, \quad L = \int_0^T V B_2(s) ds,$$

наконец, предположим, что

$$\lim_{n \rightarrow \infty} \frac{L^n h}{n!} = 0 \quad (h \in D(B_2)). \quad (10)$$

4. Построим последовательности нижних и верхних приближений решения задачи (1)–(2).

За нулевое нижнее приближение возьмем функцию $\bar{x}_0(t)$ и определим первое нижнее приближение из следующей задачи

$$\left. \begin{aligned} \frac{d y_1}{dt} + A(t) y_1 + B_2(t) y_1 &= -f_0(t), \\ y_1(0) &= 0 \end{aligned} \right\} \quad (11)$$

где $\underline{y}_1(t) = \underline{x}_1(t) - \underline{x}_0(t)$ Учитывая (6), имеем

$$\frac{d y_1}{dt} + [A(t) + B_2(t)] y_1 > 0.$$

Отсюда в силу леммы

$$\underline{y}_1(t) = \underline{x}_1(t) - \underline{x}_0(t) > 0,$$

следовательно,

$$\underline{x}_0(t) < \underline{x}_1(t).$$

Легко заметить, что $\underline{x}_1(t)$ есть нижнее приближение.

Действительно, из (11) имеем

$$\begin{aligned} \frac{d x_1}{dt} + A(t) x_1 &= -B_2(t) (x_1 - x_0) - f(t, x_0) = -f(t, x_1) - B_2(t) (x_1 - x_0) + \\ &+ [f(t, x_1) - f(t, x_0)], \end{aligned}$$

$$\frac{d x_1}{dt} + A(t) x_1 + f(t, x_1) = -B_2(t) (x_1 - x_0) + [f(t, x_1) - f(t, x_0)] < 0,$$

$$\frac{d x_1}{dt} + A(t) x_1 + f(t, x_1) < 0,$$

то есть \underline{x}_1 — нижнее приближение.

Зная $(n-1)$ -ое нижнее приближение, n -ое нижнее приближение определим из следующей задачи:

$$\left. \begin{aligned} \frac{d\underline{y}_n}{dt} + A(t)\underline{y}_n + B_2(t)\underline{y}_n &= -\underline{f}_{n-1}(t), \\ \underline{y}_n(0) &= 0 \end{aligned} \right\} \quad (12)$$

где $\underline{y}_n(t) = \underline{x}_n(t) - \underline{x}_{n-1}(t)$,

$$\underline{f}_{n-1}(t) = \frac{d\underline{x}_{n-1}}{dt} + A(t)\underline{x}_{n-1} + f(t, \underline{x}_{n-1}) < 0.$$

Применяя метод математической индукции, нетрудно заметить, что $\underline{x}_n(t)$ — нижнее приближение и

$$\underline{x}_{n-1}(t) < \underline{x}_n(t).$$

Теперь построим верхние приближения для задачи (1)–(2).

За нулевое приближение возьмем функцию \bar{x}_0 . Последующие верхние приближения определяются из следующих задач:

$$\left. \begin{aligned} \frac{d\bar{y}_n}{dt} + A(t)\bar{y}_n + B_2(t)\bar{y}_n &= -\bar{f}_{n-1}(t), \\ \bar{y}_n(0) &= 0 \end{aligned} \right\} \quad (13)$$

где $\bar{y}_n(t) = \bar{x}_n(t) - \bar{x}_{n-1}(t)$,

$$\bar{f}_{n-1}(t) = \frac{d\bar{x}_{n-1}}{dt} + A(t)\bar{x}_{n-1} + f(t, \bar{x}_{n-1}) > 0.$$

Аналогичным образом доказывается, что $\bar{x}_1(t), \bar{x}_2(t), \dots, \bar{x}_n(t), \dots$ являются верхними приближениями для задачи (1)–(2) и

$$\bar{x}_1(t) > \bar{x}_2(t) > \dots > \bar{x}_n(t) > \dots$$

Таким образом, мы построили последовательности нижних — $\{\underline{x}_n(t)\}$ и верхних — $\{\bar{x}_n(t)\}$ приближений для задачи (1)–(2), определенные соответственно из задачи (12) и (13), удовлетворяющие неравенствам

$$\underline{x}_0(t) < \underline{x}_1(t) < \dots < \underline{x}_n(t) < \dots < \bar{x}_n(t) < \dots < \bar{x}_1(t) < \bar{x}_0(t)$$

при $0 < t \leq T$. Отсюда учитывая, что конус K правильный, имеем

$$\lim_{n \rightarrow \infty} \underline{x}_n(t) = \underline{x}(t), \quad \lim_{n \rightarrow \infty} \bar{x}_n(t) = \bar{x}(t).$$

5. Теперь докажем, что $\underline{x}_n(t)$ и $\bar{x}_n(t)$ равномерно сходятся по $t \in [0, T]$ к общему пределу $x(t)$ и этот предел является решением задачи (1)–(2).

Из (12) и (13) имеем

$$\frac{d(\bar{x}_n - \underline{x}_n)}{dt} + A(t)(\bar{x}_n - \underline{x}_n) + B_2(t)(\bar{x}_n - \underline{x}_n) = B_2(t)(\bar{x}_{n-1} - \underline{x}_{n-1}) - [f(t, \bar{x}_{n-1}) - f(t, \underline{x}_{n-1})].$$

Отсюда

$$\begin{aligned} \bar{x}_n(t) - \underline{x}_n(t) &= \int_0^t V(t, s) \{ B_2(s) [\bar{x}_{n-1}(s) - \underline{x}_{n-1}(s)] - \\ &\quad - [f(s, \bar{x}_{n-1}(s)) - f(s, \underline{x}_{n-1}(s))] \} ds. \end{aligned}$$

В силу (5) имеем

$$\bar{x}_n(t) - \underline{x}_n(t) < \int_0^t V B_2(s) [\bar{x}_{n-1}(s) - \underline{x}_{n-1}(s)] ds.$$

Применяя метод математической индукции, получим:

$$\bar{x}_n(t) - \underline{x}_n(t) < \frac{L^n}{n!} \max_{0 \leq s \leq T} [\bar{x}_0(s) - \underline{x}_0(s)],$$

следовательно,

$$\lim_{n \rightarrow \infty} \bar{x}_n(t) = \lim_{n \rightarrow \infty} \underline{x}_n(t) = x(t),$$

то есть равномерно сходится по $t \in [0, T]$. Итак, остается доказать, что $x(t) = x^*(t)$, где $x^*(t)$ является решением задачи (1)–(2):

$$\left. \begin{aligned} \frac{dx^*(t)}{dt} + A(t)x^*(t) + f(t, x^*) &= 0, \\ x^*(0) &= x_0 \end{aligned} \right\} \quad (14)$$

Из (12), (14) имеем

$$\begin{aligned} \frac{d(x^* - \underline{x}_n)}{dt} + A(t)(x^* - \underline{x}_n) + B_2(t)(x^* - \underline{x}_n) &= B_2(t)(x^* - \underline{x}_{n-1}) - \\ - [f(t, x^*) - f(t, \underline{x}_{n-1})] x^* - \underline{x}_n &= \int_0^t V(t, s) [B_2(s) [x^*(s) - \underline{x}_{n-1}(s)] - \\ - [f(s, x^*(s)) - f(s, \underline{x}_{n-1}(s))]] ds. \end{aligned}$$

Отсюда учитывая (5), получим

$$x^* - \underline{x}_n < \int_0^t V(t, s) B_2(s) [x^*(s) - \underline{x}_{n-1}(s)] ds.$$

Отсюда методом математической индукции получим

$$x^*(t) - \underline{x}_n(t) < \frac{L^n}{n!} \max_{0 \leq s \leq T} [x^*(s) - \underline{x}_{n-1}(s)],$$

следовательно,

$$\lim_{n \rightarrow \infty} \underline{x}_n(t) = x^*(t),$$

то есть равномерно сходится по t , что и требовалось доказать.

Нами доказана следующая

Теорема. Пусть решение задачи (3) определено формулой (4). Пусть существуют функции $\underline{x}_0(t)$, $\bar{x}_0(t)$, удовлетворяющие (6), (7) Пусть $f(t, x)$ непрерывна по $t \in [0, T]$ и удовлетворяет условиям (5) и (9).

Пусть, наконец, выполнено (10).

Тогда последовательности $\{\underline{x}_n(t)\}$ и $\{\bar{x}_n(t)\}$ сходятся к общему пределу и этот предел является единственным решением задачи (1)–(2).

6. Заметим, что при различных подборах пространства E и операторов A, f из этой общей теоремы, как частный случай, можно получить результаты, известные в литературе.

Туркменский государственный университет
им. А. М. Горького

Поступило
5 июня 1964 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Красносельский М. А. — Положительные решения операторных уравнений. Физматгиз, М., 1962.
2. Mlak W. — Ann. Pol. Math. 1X, 1960.
3. Соболевский П. Е. — Труды Моск. мат. общ., т. 10, 1961.
4. Мамедов Я. Д. Соболевский П. Е. — Труды семинара по функциональному анализу, ВГУ, вып. 7, 1963.

Р. Г. АННАЕВ
А. ОРАЗСАХАТОВ

МАГНИТОСТРИКЦИЯ МАГНИЙ-МАРГАНЦЕВЫХ ФЕРРИТОВ В ОБЛАСТИ ТЕМПЕРАТУРЫ КЮРИ

Явление магнитострикции имеет существенное значение для всей совокупности процессов технического намагничивания. Константы магнитострикции входят практически во все формулы, вытекающие из закона анизотропии Н. С. Акулова, особенно там, где существенную роль играют процессы смещения. Поэтому практически и теоретически очень интересно знать температурную зависимость констант магнитострикции. Это дает возможность проверить теорию в широкой области температур. Изучению температурной зависимости магнитострикции ферритов посвящено сравнительно мало работ. В работе [1] изучалась температурная зависимость магнитострикции системы никель-цинковых ферритов. Эта ферритовая система состоит из ферромагнитного и неферромагнитного компонента, а что касается исследования температурной зависимости магнитострикции и намагниченности системы ферромагнитного с ферромагнитным ферритом, то такого рода исследования в литературе отсутствуют. Такое исследование дает возможность проверить некоторые теоретические соотношения [2].

Теория температурной зависимости четных эффектов, разработанная Н. С. Акуловым [3] в применении к магнитострикции поликристаллов магнетиков при высоких температурах приводит к соотношению:

$$\lambda_S^{(T)} = \lambda_S^{(0)} \left(1 - \frac{T}{\Theta} \right), \quad (1)$$

где $\lambda_S^{(0)}$, $\lambda_S^{(T)}$ — соответственно магнитострикция насыщения при абсолютном нуле и температуре T ; Θ — точка Кюри.

В настоящей работе исследовали одновременно температурную зависимость магнитострикции и намагниченности системы магний-марганцевых ферритов. Из термодинамической теории для истинного намагничивания ферромагнетиков вблизи точки Кюри вытекает [4]:

$$\alpha + \beta I^2 = \frac{H}{I}, \quad (2)$$

где I — намагниченность; α, β — термодинамические коэффициенты, зависящие от T . Для зависимости магнитострикции от поля непосредственно вблизи точки Кюри имеем:

$$(\lambda)_{T=\theta} = \frac{\gamma}{6\beta^{3/2}} H^{3/2}, \quad (3)$$

где γ — магнитострикционная постоянная.
Из закона декомпенсации [2] вытекает:

$$\theta_{AB} = \theta_{A0} + aB, \quad (4)$$

где θ_{A0} , θ_{AB} — соответственно точки Кюри чистого ферромагнитного элемента и сплава $A-B$, B — атомный процент второго ферромагнитного компонента, a — постоянная величина. Все эти четыре формулы выведены для ферромагнитных металлов и сплавов. Справедливость этих формул доказана многочисленными работами на никеле и его сплавах [5, 6, 7].

Представляет интерес проверить применимость соотношений (1), (2), (3) и (4) к полупроводниковым ферримагнетикам.

Цель данной работы — исследовать температурную зависимость магнитострикции и намагниченности системы магний-марганцевых ферритов и проверить справедливость формул (1), (2), (3) и (4) для данных ферритов.

Исследуемые объекты и методика измерения

Для исследования температурной зависимости магнитострикции и намагниченности изготовлено 7 образцов, составы которых приведены в табл. 1.

Технология изготовления этих образцов подробно изложена в предыдущей статье [8].

Исследование температурной зависимости магнитострикции и намагниченности магний-марганцевых ферритов проводилось на образцах в виде стержней длиной 8—13 см и диаметром 6 мм.

Изотермы магнитострикции и намагниченности проводились в интервале температуры от комнатной до точки Кюри данных ферритов.

Для измерения магнитострикции этих ферритов использовался метод выносного проволочного тензометра, впервые предложенный К. П. Беловым [9].

В дальнейшем Д. И. Волков и В. И. Чечерников [10] разработали

усовершенствованную измерительную головку выносного датчика для исследования магнитострикции ферромагнитных материалов в широкой области температур. При этом способе проволочный тензометр с испытываемым образцом связывается не непосредственно, а через промежуточный кварцевый стержень, благодаря чему датчик не нагревается. Концы рабочих датчиков присоединяются к одному из плеч одинарного моста постоянного тока. В соседнее плечо моста подключается температурно-компенсационный датчик, при этом оба в процессе измерения находятся в одном температурном режиме. Для поддержания постоянной температуры окружающей среды измерительную головку помещали в термоизоляционный кожух, роль которого выполнял сосуд Дьюара.

Таблица 1
Составы исследованных ферритовых образцов

Номера образцов	Проценты молярные	
	MnFe ₂ O ₄	MgFe ₂ O ₄
1	100	—
2	80	20
3	75	25
4	65	35
5	50	50
6	30	70
7	—	100

Применение компенсационного датчика и сосуда Дьюара дает возможность обеспечить хороший режим работы измерительной головки. Как показывает опыт, отклонение рамки чувствительного гальванометра, находящегося в диагонали моста, за счет изменения температурного режима практически сводится к нулю.

Иногда измерительную головку помещают в сосуд с маслом [11], что также обеспечивает хорошую стабилизацию температуры. Однако в этом случае значительно усложняется эксперимент и его проведение требует больше времени, чем при применении компенсационного нерабочего датчика и сосуда Дьюара.

В последнее время Г. П. Дьяков и В. А. Югов [12] предложили использовать в качестве тензометров для измерения магнитострикции тонкие пленки из константана или другого какого-нибудь высокоомного материала. С помощью пленочных тензометров можно измерять магнитострикции ферромагнитных материалов до $\approx 300^\circ\text{C}$. Исследуемая нами система магний-марганцевых ферритов имеет точки Кюри выше 300°C . Нашей целью являлось исследовать температурную зависимость магнитострикции данных ферритов вблизи температуры Кюри. Поэтому для измерения $\lambda(T)$ выбрали метод выносных датчиков, как наиболее удобный метод.

Точность измерения магнитострикции методом выносных датчиков составляла 3%. Относительное удлинение образца при положении поля подсчитывалось по формуле [9]:

$$\lambda = \frac{\Delta l}{l} = \frac{R_{\text{эт}}}{\eta \cdot R_D \cdot \alpha_{\text{эт}}} \frac{L}{l} \alpha,$$

где η — теплочувствительность; R_D — сопротивление проволоочки; $R_{\text{эт}}$ — сопротивление градуировочного эталонного сопротивления, включенного последовательно с R_D ; $\alpha_{\text{эт}}$ — отклонение гальванометра, соответствующее $R_{\text{эт}}$; L — длина проволоочки; l — длина образца; α — отклонение гальванометра при включении магнитного поля.

Намагниченность образца определялась известным баллистическим методом. Баллистическая обмотка из медной проволоки имела 25—30 витков, которая изолировалась от образца и замазывалась специальным высокотемпературным клеем.

Для измерения магнитострикции и намагниченности при различных температурах изготовлена специальная печь из нихрома. Печь смазывалась огнеупорной глиной и изолировалась асбестом.

Магнитные и электрические свойства ферритов зависят от температуры, поэтому особое внимание уделялось стабилизации температуры. С этой целью печь питалась от стабилизаторов напряжения типа СН-250.

Для определения температуры служила термопара хромель—алюмель.

Термоэлектродвижущая сила измерялась потенциометром малого сопротивления типа ПМС-48 и гальванометром М 21/4.

Холодный спай термопары находился при 0°C . Градуировка термопары проводилась по точкам плавления металлов. Таким образом, температура измерялась с точностью $\pm 0,5^\circ\text{C}$.

Исследуемые образцы размагничивались коммутированием постоянного тока.

В целях исключения влияния парапроцесса на ход магнитострикции и намагниченности, магнитострикция насыщения и спонтанная намагниченность определялись путем экстрополяции соответствующих кривых на ось ординат.

Экспериментальные результаты и их обсуждение

Результаты исследования температурной зависимости магнитострикции и намагниченности магний-марганцевых ферритов представлены на рис. 1—4.

На рис. 1. приведены изотермы магнитострикции феррита 65 мол. % $\text{MnFe}_2\text{O}_4 + 35$ мол. % MgFe_2O_4 (изотермы магнитострикции для остальных ферритов подобны этим). Как видно из рисунка, по мере возрастания температуры магнитострикционная насыщения наступает в более слабых полях, чем при комнатной температуре. Это свидетельствует о том, что величина магнитострикции, обусловленная процессами смещения и вращения при приближении к температуре Кюри заканчивается в очень слабых полях. В более сильных полях и вблизи температуры Кюри преобладающая роль принадлежит магнитострикции, обусловленной парапроцессами.

Зависимость магнитострикции насыщения системы магний-марганцевых ферритов от температуры представлена на рис. 2. Как видно из рисунка, для всех магний-марганцевых ферритов с увеличением температуры λ_s прямолинейно падает, то есть согласуется теоретическим соотношением (1) в области температур от 20°C до точки Кюри.

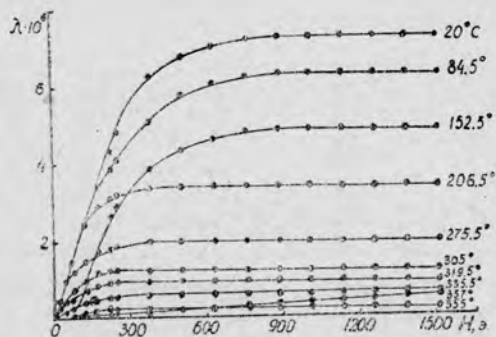


Рис. 1. Изотермы магнитострикции феррита 65 мол. % $\text{MnFe}_2\text{O}_4 + 35$ мол. % MgFe_2O_4 .

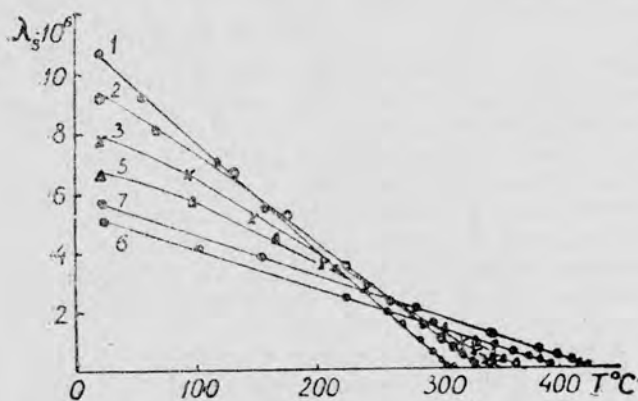


Рис. 2. Температурная зависимость магнитострикции насыщения магний-марганцевых ферритов (номера образцов указаны в табл. 1).

На рис. 3. приведена зависимость $\frac{H}{I^2}$ от квадрата намагниченности (I^2) для феррита 70 мол. % $\text{MnFe}_2\text{O}_4 + 30$ мол. % MgFe_2O_4 (такие зависимости построены для каждого образца). В согласии с приведенными формулами (2) графики представляют собой прямые. Отклонения прямой линии в области слабых полей, связанные с влиянием процессов технического намагничивания, крайне невелики. Особенно хорошо формула

(2) выполняется в области температур, близких к точке Кюри. Из рис. 3 следует, что значения α определены из отрезков на оси ординат, отсекаемых прямыми $\frac{H}{I} (I^2)$; значения коэффициентов β — из измерения

углов наклона указанных прямых к оси абсцисс. При этом установлено, что α при $T < \Theta$ имеет отрицательные значения, при $T = \Theta$ $\alpha = 0$ и при $T > \Theta$ $\alpha > 0$. Коэффициент β при всех температурах сохраняет положительный знак.

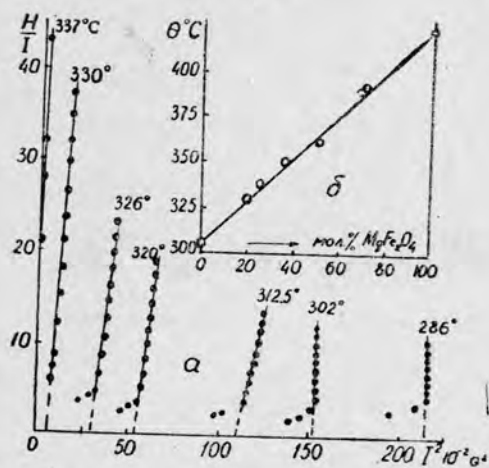


Рис. 3. Зависимость (а) $\frac{H}{I}$ от I^2 для феррита 80 мол. % $\text{MnFe}_2\text{O}_4 + 20$ мол. % MgFe_2O_4 ; (б) точки Кюри магний-марганцевых ферритов от мол. % MgFe_2O_4 .

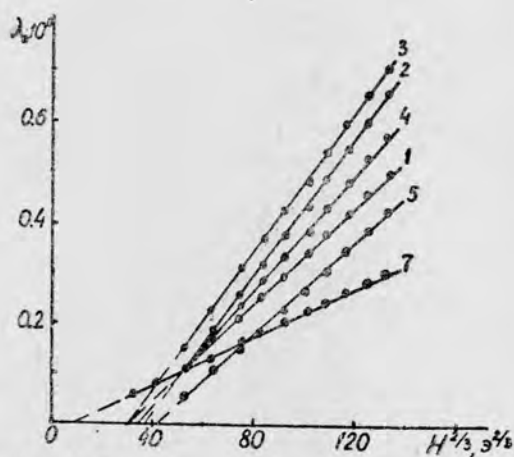


Рис. 4. Зависимость магнитоэлектрики вблизи точки Кюри от $H^{2/3}$.

На рис. 3 представлена также зависимость точки Кюри от мол. % MgFe_2O_4 . Точка Кюри магний-марганцевых ферритов линейно возрастает с увеличением содержания магниевого феррита, что и подтверждает справедливость формулы (4). Значения точек Кюри образцов определены путем экстраполяции прямых $\lambda_S(T)$ (рис. 2).

Кроме этого, температура Кюри исследованных образцов определялась из кривой $I_S(T)$, элиминируя роль «хвостов» (4) и аномалий изменения I_S вблизи температуры Кюри. Таким образом, выходит, что температура Кюри нами определялась двумя методами. При таком методе измерения в значениях точки Кюри получается небольшая разница.

На рис. 4 приведены зависимости магнитоэлектрики в точках Кюри от $H^{2/3}$ для всех магний-марганцевых ферритов. Из рисунка видно, что для всей системы магний-марганцевых ферритов существует линейная зависимость λ_0 от $H^{2/3}$, что качественно подтверждает справедливость формулы (3). С увеличением содержания магниевого феррита наклон графика увеличивается и достигает максимума вблизи состава 75 мол. % $\text{MnFe}_2\text{O}_4 + 25$ мол. % MgFe_2O_4 , потом опять уменьшается.

Выводы

Впервые нами исследованы температурная зависимость магнитоэлектрики и намагниченности в интервале температуры от комнатной до точки Кюри на системе магний-марганцевых ферритов и показано:

1. Для всей системы магний-марганцевых ферритов с увеличением

температуры магнитоотрицательного насыщения прямолинейно падает, что находится в согласии с соотношением А. С. Акулова [1] в области температур от 20°C до точки Кюри.

2. Для всех исследованных ферритов вблизи температуры Кюри имеет прямолинейная зависимость $\frac{H}{I}$ от квадрата намагниченности, что находится в согласии с приведенными формулами [2].

3. Магнитоотрицательная магний-марганцевых ферритов вблизи точки Кюри линейно зависит от H^2 .

4. Точка Кюри в системе магний-марганцевых ферритов линейно возрастает с увеличением содержания марганцевого феррита, что и подтверждает справедливость формулы [4].

Туркменский государственный университет
им. А. М. Горького

Поступило
16 июня 1964 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Сучков А. И. — ЖТФ, т. 24, вып. 9, 1954.
2. Аннаев Р. Г. — Тр. Туркменского сельхозинститута им. М. И. Калинина, т. XI, 1962.
3. Акулов Н. С. — Ферромагнетизм, АНТИ, 1939.
4. Белов К. П. — Магнитные превращения. Физматгиз, 1959.
5. Власов А. Я. — Известия АН СССР, сер. физ., т. 16, вып. 6, 1952.
6. Власов А. Я., Сафонов В. А., Сафонов И. А. — Известия Сиб. отд. АН СССР, сер. физ., № 2, 1959.
7. Белов К. П. и Горяга А. Н. — ФММ 2, 441, 1956.
8. Аннаев Р. Г. Оразсахатов А. — Известия АН ТССР, № 1, 1965.
9. Белов К. П., Шмидт В. В. — ЖТФ, 23, 1, 14, 1953.
10. Волков Д. И., Чечерников В. И. — ЖЭТФ, 27, 2, 208, 1954.
11. Залесский А. В. — ПТЭ, № 4, 71, 1958.
12. Дьяков Г. П., Югов В. А. — Вестник Моск. ун-та, № 5, 229, 1957.

А. АЛЛАЗАРОВ
Я. АГАЕВ

ИССЛЕДОВАНИЕ ГАЛЬВАНОМАГНИТНЫХ СВОЙСТВ ТВЕРДЫХ РАСТВОРОВ В СИСТЕМЕ InP—InAs .

Твердые растворы, образованные на основе арсенида и фосфида индия, впервые получены Фольбертом [1]. Сплавы этой системы являются типичными представителями полупроводниковых соединений $A^{III}B^V$.

Некоторые электрические свойства системы $\text{In}(P_x\text{As}_{1-x})$ изучены Вейссом [2]. Как выяснилось впоследствии, сплавы этой системы могут служить материалом для приборов, использующих термоэлектрический эффект [3]. Показано [4], что некоторые составы $\text{In}(P_x\text{As}_{1-x})$ обладают определенным преимуществом для создания генераторов Холла, которые стабильно работают при больших плотностях тока.

В последнее время интерес к изучению физических свойств твердых растворов $\text{In}(P_x\text{As}_{1-x})$ значительно вырос. Что касается исследования гальваномагнитных свойств данной системы, то в этом направлении работы [5—8] выполнены только в исходных соединениях InAs и InP . Однако систематическое исследование гальваномагнитных свойств системы $\text{In}(P_x\text{As}_{1-x})$ в зависимости от состава, в широком интервале температуры, еще не проводилось.

Настоящая работа* посвящена исследованию электрических и гальваномагнитных свойств твердых растворов в системе InP—InAs в интервале температур 90—1000°K.

Методика исследования

Для измерения электропроводности, эффекта Холла и изменения сопротивления в магнитном поле использована методика [9].

Измерения выполнялись в четырех составах системы InP—InAs . Нумерация составов здесь и в дальнейшем показывает: 1 — InAs , 2 — $\text{In}(P_{0,1}\text{As}_{0,9})$, 3 — $\text{In}(P_{0,2}\text{As}_{0,8})$ и 4 — InP . Все составы имели электронный тип проводимости, что установлено по знаку термоэлектродвижущей силы.

Образцы всех составов вырезались перпендикулярно длине слитков, тщательно отшлифовывались и придавалась им форма прямоуголь-

* Работа доложена на III Всесоюзном совещании по полупроводниковым соединениям в сентябре 1963 г. в Кишиневе.

ного параллелепипеда. Размеры образцов: длина 9—14 мм, ширина 2—4 и толщина 1—2 мм. Все образцы — поликристаллические, состоящие из двух-трех кристалликов каждый. Основные характеристики образцов при комнатной температуре приведены в табл. 1.

Таблица 1

Основные параметры исследуемых образцов

Номера образцов	Состав	σ , (ом ⁻¹ см ⁻¹)	n , см ⁻³	μ , см ² /в. сек.
1	InAs	511	$1,90 \cdot 10^{17}$	19600
2	In (P _{0,1} As _{0,9})	188	$0,95 \cdot 10^{17}$	14530
3	In (P _{0,2} As _{0,8})	120	$1,00 \cdot 10^{17}$	9100
4	InP	14,5	$0,85 \cdot 10^{17}$	1270

Исследуемый образец на слюдяной подложке вставляется в стеатит и слегка прижимается винтами. С помощью искрового разряда конденсаторов к образцу привариваются зонды из платиновой проволоки диаметром 0,05 мм.

К каждому образцу приваривались два токовые по торцам и четыре боковые зонды для потенциальных измерений. Эти зонды обеспечивали надежные электрические контакты. Следует отметить, что при получении потенциальных зондов для измерения электропроводности особое внимание обращено на то, чтобы они находились на расстоянии от торцов более чем ширина образца и, по возможности, в пределах одного кристаллика. Это, с одной стороны, дает возможность определить наиболее точное значение электропроводности данного материала и, с другой, что важно, исключить возможные влияния краевых эффектов [5, 7, 10, 11] на гальваноманнитные измерения. Следовательно, расстояние между зондами от образца к образцу колебалось от 3 до 4 мм. Из-за малости диаметров зондов, по сравнению с размерами образцов, можно считать, что искривления линий тока вблизи потенциальных контактов незначительны и не влияют на результаты измерения.

Низкая температура получена в жидком кислороде и изменялась с изменением уровня жидкости в дьюаровском сосуде. Высокие температуры достигались с помощью специальной печи, бифилярно намотанной на стеатитовый цилиндрический каркас с наружным охлаждением. Кварцевая трубка, в которой проводились измерения, откачивалась до 10^{-3} мм. рт. ст.

Результаты измерения

Электропроводность и эффект Холла. Хотя об электрических свойствах системы InP—InAs в литературе имеются некоторые сведения [2, 12], с целью однозначного определения электрофизических параметров исследуемых материалов, мы сочли целесообразным исследовать, наряду с гальваноманнитным эффектом, электропроводность σ и коэффициент Холла R в зависимости от температуры. Результаты представлены на рис. 1. Следует отметить, что по экспериментальным измерениям установлена независимость коэффициента Холла от напряженности магнитного поля. Тем не менее на графиках мы приводим значения R , полученные при $H=5800$ эрстед.

В области низких температур электропроводность составов InAs , $\text{In}(\text{P}_{0,1}\text{As}_{0,9})$ и $\text{In}(\text{P}_{0,2}\text{As}_{0,8})$ почти не зависит от температуры. Однако по мере повышения температуры электропроводность начинает падать и достигает минимальной величины соответственно для этих составов: 462, 470 и 530°K, причем соответствующие значения коэффициента Холла для этих составов практически не испытывали

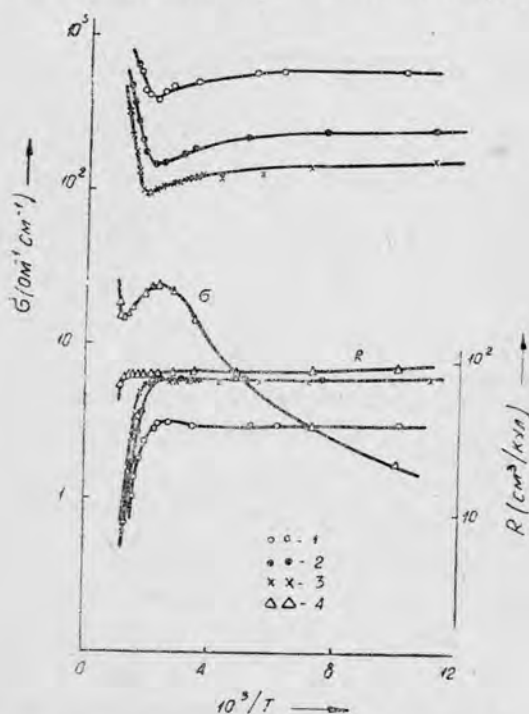


Рис. 1. Электропроводность и коэффициент Холла системы сплавов $\text{In}(\text{P}_x\text{As}_{1-x})$ в функции обратной температуры. Нумерация составов на всех рисунках та же, что и в табл. 1.

через максимум при 440°K. С дальнейшим ростом температуры электропроводность понижается до 820°K. Также обнаруживается заметное уменьшение коэффициента Холла с температурой в интервале 90—200°K, что указывает на неполную ионизацию примесей при низких температурах в InP .

Начиная от комнатной температуры до 820°K, коэффициент Холла остается почти постоянным. Выше 820°K наступает область собственной проводимости, о чем свидетельствует резкий рост электропроводности и уменьшение коэффициента Холла. Приведенные зависимости σ и R от T полностью подтверждают предыдущее сообщение [8], за исключением того, что в данном случае удалось наблюдать область собственной проводимости. В работе [8] собственная проводимость не наблюдалась вплоть до 1000°K, вследствие большой концентрации примесей в исследованных образцах. Так как в данном случае чистота материала в три с лишним раза больше, чем в предыдущем исследовании, и в достигнутых температурных режимах удалось наблюдать область собственной проводимости, можно заключить, что температура перехода от примесной проводимости к собственной, смещается в сторону низких температур в прямой зависимости от чистоты материала. В более чистом InP Фольберт и Вейсс [14] наблюдали переход около 700°K.

С дальнейшим ростом температуры в этих составах наступает область собственной проводимости, что выражается крутым ростом электропроводности и резким спадом коэффициента Холла. Приведенные результаты согласуются с результатами [12, 13].

Несколько иная картина наблюдается в InP . В области примесной проводимости электропроводность InP монотонно возрастает с температурой и проходит

По температурным ходам электропроводности и коэффициента Холла в области собственной проводимости определена ширина запрещенной зоны исследованных составов. При этом получены 0,35 эв для InAs; 1,42 эв для InP и линейное изменение ширины запрещенной зоны в системе InP—InAs в зависимости от состава, что согласуется с результатами работ по изучению электрических свойств [2] и края полосы поглощения [15].

Также была сделана оценка энергии активации примесей в InP по зависимости R от T при низких температурах. При этом получено значение около 0,01 эв.

Изменение сопротивления в магнитном поле. Относительное изменение удельного сопротивления составов InAs, In($P_{0,1}As_{0,9}$) In($P_{0,2}As_{0,8}$) и InP в поперечном магнитном поле в функции напряженности поля H измерялось при различных температурах. Результаты этих измерений при температурах 90 и 290°K представлены на рис. 2. При этом использованы логарифмические масштабы и, следовательно, наклоны зависимостей $\Delta\rho/\rho_0 = f(H)$ определяют показатель степени при H . Действительно, зависимость $\Delta\rho/\rho_0$ от H — степенная, которую в общем виде можно выразить $\Delta\rho/\rho_0 = bH^\gamma$.

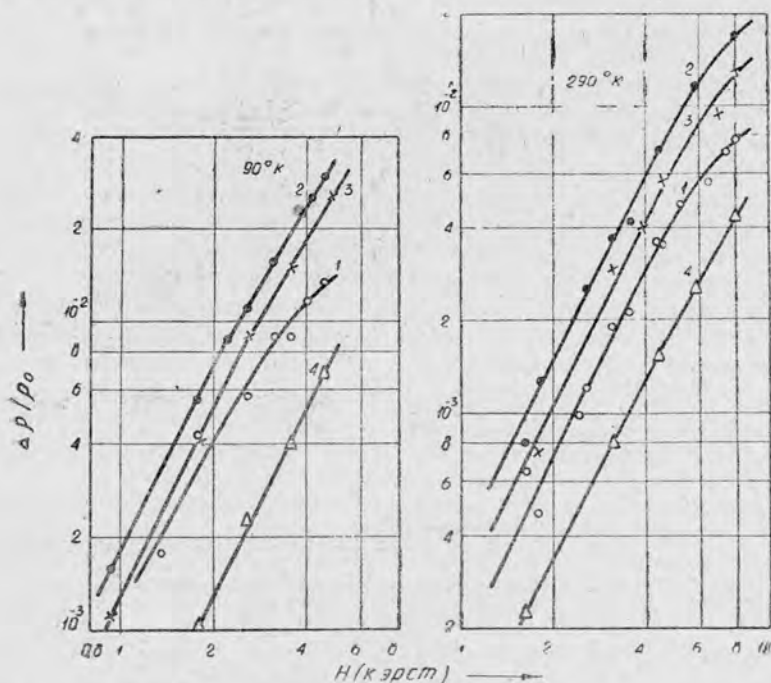


Рис. 2. Зависимость гальваномагнитного эффекта в системе сплавов In(P_xAs_{1-x}) от напряженности магнитного поля при 90 и 290°K.

При температуре 90°K для InAs в области полей 1—3 килоэрстед экспериментально получено значение $\gamma = 1,8$, которое уменьшается с дальнейшим ростом поля. В сплавах же In($P_{0,1}As_{0,9}$) и In($P_{0,2}As_{0,8}$) при достаточно слабых полях (до 3—4 килоэрстед) экспериментальный наклон соответствует квадратичному закону. С дальнейшим ростом поля γ резко уменьшается до 1,7. В InP, во всех значениях создаваемого магнитного поля, изменение эффекта с полем подчиняется квадратичному закону ($\gamma = 2$). С повышением температуры до комнатной величины на эффекта во всех исследованных составах уменьшается в четыре—пять раз.

При комнатной температуре зависимость эффекта от поля — квадратичная, и обнаруживаемое отступление от квадратичного закона происходит при более сильных полях, чем это имеет место при 90°K. Наибольший по величине эффект соответствует составу $\text{In}(\text{P}_{0,1}\text{As}_{0,9})$, у которого при $H=8$ килоэрстед сопротивление увеличивается на 1,8%. В составах же $\text{In}(\text{P}_{0,2}\text{As}_{0,8})$, InAs и InP соответствующие увеличения сопротивления составляют 1,4; 0,8 и 0,45%.

В области квадратичного закона измерена зависимость коэффициента магнитосопротивления составов, определяемое как $b = \Delta\rho/\rho_0 H^2$ от температуры. Результаты этих измерений представлены на рис. 3. Как видно, в соединениях InAs и InP при температурах 100—150°K имеют место переходы через максимумы и с дальнейшим ростом T коэффициент магнитосопротивления падает по зависимости $b \sim T^{-\alpha}$, причем $\alpha = 2,5$ для InAs и $\alpha = 3,2$ для InP . С наступлением области смешанной проводимости, при 420°K, в InAs коэффициент b начинает резко расти. В составах $\text{In}(\text{P}_{0,1}\text{As}_{0,9})$, и $\text{In}(\text{P}_{0,2}\text{As}_{0,8})$ эффект изменяется в широком интервале температуры — от 90 до 400°K по зависимости с $\alpha = 1,35$, которая значительно ослабляется в области собственной проводимости.

Обсуждение результатов измерения

Нами вычислены концентрация n и подвижность u электронов в исследуемых составах по данным электропроводности и коэффициента Холла. Концентрация носителей во всех составах приблизительно одинакова (табл. 1) и почти неизменна для широкой области температур. Следовательно, заметное изменение электропроводности от состава к составу обусловлено различием подвижности электронов в составах.

Температурная зависимость подвижности в логарифмических масштабах представлена на рис. 4. В низкотемпературной области подвижность электронов в InAs , $\text{In}(\text{P}_{0,1}\text{As}_{0,9})$ и $\text{In}(\text{P}_{0,2}\text{As}_{0,8})$ почти не зависит от температуры. Согласно теории, это может иметь место в случаях, когда наступает вырождение электронного газа, или же, когда преобладает рассеяние на нейтральных атомах примесей. В последнем случае также должны отсутствовать эффекты Нернста-Эттингсгаузена, что противоречит фактическим данным [16]. Следовательно, наблюдаемое постоянство подвижности объясняется вырождением электронного газа при низких температурах.

Действительно, в вырожденных полупроводниках, так же как и в металлах, скорость электронов почти не зависит от температуры, и, следовательно, их рассеяние на любых центрах не изменяется с температурой. Рассеивающими центрами в данном случае могут быть ионизованные примесные центры, концентрация которых составляет около 10^{17} см^{-3} . При повышении температуры вырождение постепенно снимается и начинается падение подвижности, которое, постепенно усиливаясь при высоких температурах (выше 400°K), стремится к зависимости $u \sim T^{-3/2}$, предсказываемой теорией для случая рассеяния на тепловых колебаниях акустической ветви. Несколько слабое — почти линейное с температурой — уменьшение подвижности имеет место в InP выше 500°K. Как показали Кесаманлы и др. [17], такое уменьшение подвижности не подтверждает вывода о преобладающей роли оптической ветви при рассеянии на колебаниях решетки, сделанного на основе измерений поперечного эффекта Нернста-Эттингсгаузена. Ниже 500°K подвижность электронов в InP растет с температурой по зависимости $u \sim T^{1,9}$. Это указывает на то, что в данной области температур рассеяние электронов в основном происходит на ионизованных примесных центрах, для которого теория дает зависимость $u \sim T^{3/2}$.

Следует отметить, что в нашем случае экспериментальная зависимость подвижности от температуры при примесном рассеянии выражена заметно резко, чем соответствующая теоретическая зависимость. Возможным объяснением этому является, может быть, то, что к

обычному изменению подвижности с температурой накладывается изменение, вызванное появлением фактора рассеяния коэффициента Холла при снятии вырождения. Подтверждением этому является наблюдавшееся вырождение при низких температурах в более грязных образцах InP [8].

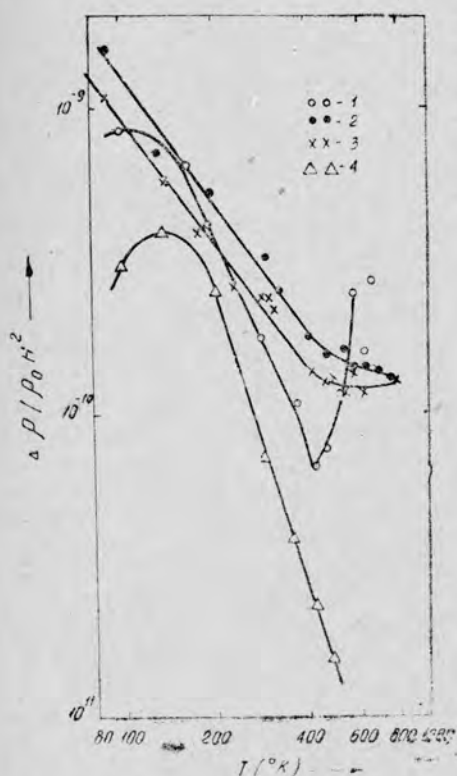


Рис. 3. Коэффициент магнитосопротивления $b = \Delta\rho/\rho_0 H^2$ системы In ($P_x As_{1-x}$) в функции температуры.

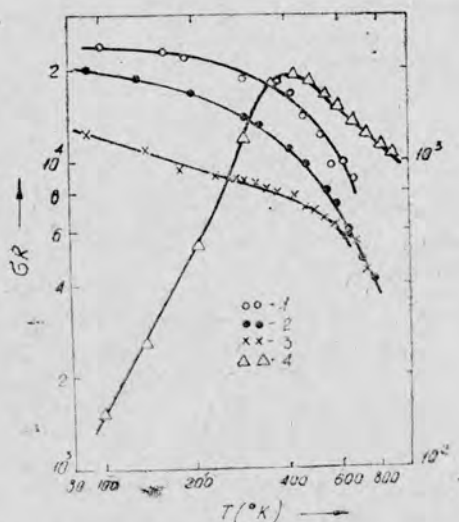


Рис. 4. Зависимость холловской подвижности электронов $u_x = \sigma R$ в системе In ($P_x As_{1-x}$) от температуры. Правая шкала соответствует соединению InP.

С подвижностью носителей тока связан и другой гальваномагнитный эффект — изменение сопротивления в магнитном поле. Этот эффект в общем виде зависит от магнитного поля H по формуле [18].

$$\frac{\Delta\rho}{\rho_0} = \frac{b H^2}{1 + \beta H^2}, \quad (1)$$

где $b = \eta u^2 \cdot 10^{-16}$ эрст⁻² — коэффициент магнитосопротивления и, для простого случая, $\beta = \sigma^2 R^2$.

При этом коэффициент η характеризует механизм рассеяния данного полупроводника и определяется зависимостью времени релаксации τ от энергии электронов ε в виде $\tau = a \varepsilon^r$, где a — постоянная. Для ионного ($r=3/2$), акустического ($r=-1/2$) и оптического ($r=1/2$) механизмов рассеяния [19] соответствующие значения η равны 2,16; 0,38 и 0,11. Следовательно, величина эффекта и его зависимость от температуры достаточно чувствительны к механизму рассеяния.

При слабых полях, когда $uH/c \ll 1$, эффект пропорционален квадрату напряженности магнитного поля, то есть

$$\Delta\rho/\rho_0 = bH^2, \quad (2)$$

где c — скорость света.

По мере усиления напряженности магнитного поля $\mu H/c$ становится сравнимым с единицей и зависимость $\Delta\rho/\rho_0$ от H заметно ослабляется. Этим и можно объяснить экспериментально наблюдаемую слабую зависимость эффекта от поля в случае InAs ($\gamma = 1.8$) при низких температурах, у которого холловская подвижность составляет около $26\,000 \text{ см}^2/\text{в. сек.}$ Следовательно, при $H=2000$ эрстед $\frac{\mu H}{c} = 0.5$, что

сравнимо с единицей. Таким же образом можно объяснить наблюдаемое отступление от квадратичного закона в других, близких к InAs, составах по мере роста поля при 90 и 290°K.

В пределах квадратичной зависимости (2), используя данные по холловской подвижности, нами вычислены значения η . Экспериментальные значения η в InAs и близких к нему составах (табл. 2) намного меньше любого из приведенных теоретических, что указывает на очень слабую зависимость τ от ε в этих материалах.

Чампнес и Чазмер [6] на примере InAs с концентрацией электронов $5 \cdot 10^{16} \text{ см}^{-3}$ показали, что при определенном соотношении акустического

Таблица 2

Экспериментальные значения		
Номера составов	$\eta = \Delta\rho/\rho_0 \mu^2 H^2$	
	90°K	290°K
1	0,015	0,006
2	0,04	0,016
3	0,07	0,032
4	62,5	0,50

и примесного рассеяний может оказаться $\eta = 0.06$, и оно уменьшится при учете более точной зависимости τ от ε для примесного рассеяния, предложенного Мансфельдом [20]. В нашем случае, уменьшенные значения η в InAs и близких к нему составах в значительной мере обусловлены наличием вырождения электронного газа. При наличии вырождения коэффициент магни-

тосопротивления (2) связан с приведенным уровнем Ферми $\mu^* = \mu/kT$ по формуле [19].

$$b = \frac{\pi^2}{3} r^2 \left(\frac{\sigma R}{\mu^*} \right)^2, \quad (3)$$

где μ — уровень Ферми. Вычисленные значения η^* при 90° по нашим данным для InAs, In($P_{0.1}As_{0.9}$) и In($P_{0.2}As_{0.8}$) соответственно оказались 20, 13 и 10, что находится в согласии со значениями по измерениям термоэдс [16]. По-видимому, с вырождением связано также ослабление возрастания коэффициента магнитосопротивления в сторону низких температур.

Малая величина η могла бы быть объяснена также комбинацией рассеяний на акустической и оптической ветвях решетки, однако последняя появляется при сравнительно высоких температурах, начиная в InAs с 340°K и в InP с 480°K [21]. В промежуточных сплавах возбуждение оптических колебаний, по-видимому, можно ожидать при температурах выше 340°K. Следовательно, судя по температурному ходу подвижности в InAs и близких к нему сплавах, можно полагать о малой роли в рассеянии оптических колебаний решетки. Но это предположение еще требует окончательного выяснения.

Температурный ход коэффициента магнитосопротивления в InAs и InP следует по зависимости, близкой к $b \sim T^{-3}$, что также подтверждает преобладающую роль акустических колебаний в процессе рассеяния при высоких температурах. Следует, однако, отметить, что вследствие перехода от механизма рассеяния на ионах примесей к рассеянию на тепло-

вых колебаниях решетки при любой комбинации акустической и оптической ветвей η может уменьшаться от 5,7 до 20 и более раз. Это также накладывается на общий ход $b=f(T)$. В частности, на примере InP видно, что по этой причине уменьшение b начинается при сравнительно низких температурах, чем в случае холловской подвижности. Зависимость $b=f(T)$ в сплавах In(P_{0,1}As_{0,9}) и In(P_{0,2}As_{0,8}) сравнительно слабая, чем в InAs и InP и, возможно, в этом определенная роль принадлежит рассеянию на нарушениях упорядоченности решетки, вследствие замещения атомов мышьяка в узлах решетки фосфором. Хотя и указывалось на малость этого вида рассеяния при комнатной температуре [22], тем не менее при низких температурах оно может оказаться заметным.

Выводы

Наряду с электрическими свойствами подробно изучался эффект изменения сопротивления в магнитном поле системы сплавов In(P_xAs_{1-x}) с концентрацией электронов около 10¹⁷ см⁻³ в функции напряженности поля и температуры. Установлены:

1. Линейный рост ширины запрещенной зоны и монотонный спад подвижности по мере роста содержания InP в системе, указывающие на подобие зонных структур соединений InAs и InP;

2. Слабая зависимость времени релаксации от энергии электронов в InAs и близких к нему составах, обусловленной одновременным действием механизмов рассеяния на ионах примесей и колебаний решетки;

3. Наличие вырождения электронного газа InAs и близких к нему составах при низких температурах, что выражается большим значением уровня Ферми ($\mu^* \gg 1$) по гальваномагнитному эффекту;

4. Рассеяние электронов в InP происходит в основном на ионах примесей при низких температурах и на колебаниях решетки с преобладанием его акустической ветви выше 500°K. Трудно объяснить большое значение η в InP, возможно, это связано с наличием подзоны с минимумом, расположенным немного выше и в стороне от центрального минимума, в зоне проводимости.

Физико-технический институт
АН Туркменской ССР

Поступило
5 июня 1964 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Folberth O. G. — Zs. Naturforsch, 10a, 502, 1955.
2. Weiss H. — Zs. Naturforsch, 11a, № 6, 430, 1956.
3. Bowers R., Bauerle J. E. and Cornish A. J. — J. Appl. Phys., 30, № 8, 1050, 1959.
4. Суханов С., Агаев Я. и Арустамова М. В. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 4, 9, 1963.
5. Weiss H. — Zs. Naturforsch, 12a, p. 80, 1957.
6. Champnes C. H. and Chasmar R. P. — J. Electronics, 3, p. 494, 1957.
7. Glicksman M. — J. Phys. Chem. Solids, 8, p. 511, 1959.
8. Агаев Я. и Алланазаров А. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 3, 106, 1963.
9. Агаев Я. и Наследов Д. Н. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 3, 1959.
10. Broom R. — Proc. Phys. Soc., 71, № 3, p. 500, 1958.

11. Горкуи Ю. И. — ФТТ, 3, вып. 1, стр. 236, 1961.
12. Велькер Г. и Вейсс Г. — Новые полупроводниковые материалы. Под ред. проф. Б. Т. Коломийца, ИЛ, М., 1958.
13. Folberth O. G., Weiss H., Madelung O. — Zs. Naturforsch, 9a, p. 954, 1957.
14. Folberth O. G., Weiss H. — Zs. Naturforsch, 10a, p. 615, 1955.
15. Дубровский Г. Б. — ФТТ, 5, вып. 3, стр. 954, 1963.
16. Агаев Я. и Исмаилов О. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 5, 118, 1964.
17. Кесаманлы Ф. П., Клотыньш Э. Э., Мальцев Ю. В., Наследов Д. Н. и Уханов Ю. И. — ФТТ, 6, № 1, стр. 134, 1964.
18. Sommerfeld A. and Frank N. H. — Rev. of Modern Phys., 3, № 1, p. 1, 1931.
19. Ансельм А. И. — Введение в теорию полупроводников, М.—Л., 1962.
20. Mansfield R. — Proc. Phys. Soc., 70B, p. 240, 1957.
21. Хилсум К. и Роуз-Инс А. — Полупроводники типа А^{III}В^V. ИЛ, М., 1963.
22. Ehrenreich H. — J. Phys. Chem. Solids, v. 12, № 1, стр. 97, 1959.

Я. АГАЕВ
О. ГАЗАКОВ
С. В. СЛОБОДЧИКОВ

ФОТОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА AlSb

Исследование фотоэлектрических свойств гомогенных соединений $A^{III}B^V$ (так же, как и $p-n$ -переходов на их основе) в наибольшей степени касалось двух материалов: InSb и GaAs. Настоящая работа является одной из статей, посвященных исследованию фотоэлектрических и фотомагнитных свойств целого ряда полупроводниковых соединений $A^{III}B^V$ (InAs, InP, GaP, InAs—InP).

Данные по фотоэлектрическим свойствам кристаллического антимонида алюминия очень скудны и часто носят характер случайных оценок. Насколько известно, более обстоятельные данные опубликованы в работах [1, 2].

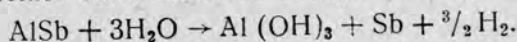
Нами проведены измерения спектрального распределения фоточувствительности, температурной зависимости фотоответа, исследовано действие постоянной подсветки, зависимость фотопроводимости от интенсивности света и пр.

Эксперимент

Измерялись образцы антимонида алюминия, легированные серой. В процессе исследования выявилось следующее.

Исходный материал был n -типа и обладал низкой проводимостью ($\sigma \approx 4 \cdot 10^{-5} - 10^{-4} \text{ ом}^{-1} \text{ см}^{-1}$). Концентрация носителей тока в таких образцах при комнатной температуре составляла $\approx 10^{13} - 10^{14} \text{ см}^{-3}$. Замечено, что после прогрева таких образцов на воздухе до $200 - 300^\circ\text{C}$ в течение 5—10 мин. их сопротивление резко уменьшается. Холл-эффект при этом показывает дырочную проводимость с увеличенной на 3—4 порядка величины концентрацией носителей. Высокое сопротивление исходного материала может быть объяснено довольно большой степенью компенсации примесей.

При выяснении причин сильного уменьшения проводимости после предварительного прогрева сделано предположение, что образующийся поверхностный слой оказывает шунтирующее действие. Давно известно, что AlSb подвергается коррозии во влажной атмосфере. Основное уравнение реакции может быть записано следующим образом [3]:



Хотя, как было выяснено ранее, в чистых и монокристаллических образцах такая коррозия идет замедленно при обычных условиях, нагрев,

по-видимому, увеличивает скорость реакции. На поверхности, таким образом, выделяется гидрат окисла алюминия и сурьма. Такой слой, естественно, должен шунтировать объем образца. Если, к тому же, ниже лежащий граничный слой основного материала по каким-либо причинам обеднен сурьмой, либо при прогреве будет иметь место редиффузия акцепторных примесей, тогда такая поверхностная проводимость должна быть дырочной. Эти представления проверены специальным термозондовым манипулятором. В состав термозондового манипулятора входили две медные иглы (на одной из них находилась миниатюрная печка), расстояние между которыми могло изменяться. Иглы с помощью манипулятора могли передвигаться вдоль образца с шагом 0,5—1,0 мм. Все устройство смонтировано на основании бинокулярного микроскопа БМ-51-2, так что поверхность образца могла просматриваться. Измерениями термоэдс (в качестве индикатора использовался чувствительный гальванометр М 195/3) установлено, что действительно исходный электронный антимонид алюминия после прогрева образует дырочный шунтирующий поверхностный слой. После его шлифования образец вновь становился высокоомным с *n*-типа проводимостью.

Средние размеры образцов, использовавшихся для измерений, составляли $0,8 \times 0,4 \times 0,04$ см³. Контакты к образцам создавались с помощью сварки конденсированной искрой. Локальный разогрев, имевший место в таких случаях, не мог привести к образованию поверхностной пленки. Испробованы также паяные оловом контакты, однако нагрев, производимый при их создании, уже был недостаточен для образования шунтирующего слоя. В этом случае необходима дополнительная шлифовка. Криостат, использовавшийся для измерений, в общих чертах описан ранее [4]. Зеркальный монохроматор ЗМР-2 со стеклянной призмой служил источником монохроматического излучения. Для коррекции данных, ряд исследований проведен с применением монохроматора ЗМР-3. Для измерений малых сигналов фотопроводимости применялась аппаратура, описанная в работе [5].

Учитывая, что в исследованном материале время жизни может быть большим и метод модуляции светового потока мог бы внести искажения, некоторые измерения (в частности, температурной зависимости) выполнены с немодулированным светом. Результаты оказались аналогичными.

Спектральные характеристики фоточувствительности

Измерения спектрального распределения позволили выявить ряд особенностей, которые, по-видимому, характерны для высокоомных компенсированных полупроводниковых соединений $A^{III}B^V$ с широкой запрещенной зоной. Наиболее важной особенностью часто является наличие сильной примесной фотопроводимости, нередко превышающей собственную. На рис. 1 представлено спектральное распределение фотопроводимости низкоомного, некомпенсированного $AlSb$, снятое при комнатной температуре. Как видно, в этом случае собственная фотопроводимость является преобладающей, простирающийся за $\lambda = 1$ мк «хвост» кривой соответствует малоэффективным переходам с мелких уровней. Ширина запрещенной зоны, оцененная по $\lambda_{1/2}$, составила 1,6 эв, несколько больше, чем полученная в [1].

Почти все исследованные высокоомные компенсированные образцы имели, однако, спектральную фоточувствительность совершенно отличную от рассмотренной. На рис. 2, например, приведены кривые, снятые соответственно при $T=200^\circ K$ (кривая 2) и $T=296^\circ K$ (кривые 1 и 3). Фотопроводимость, связанная с примесным уровнем, лежащим на 1,4 эв ниже дна зоны проводимости, настолько велика, что переходы зона—

зона дают относительно слабый фотоответ. Технологическая обработка поверхности образцов играла очень большую роль. Результаты могли быть искажены, вследствие образования упомянутого выше коррозионного поверхностного слоя. В последнем случае пик спектральной чувствительности смещается в область коротких длин волн ($\lambda_{\max} \approx 0,55 \text{ мк}$); по-видимому, в этом случае существенный вклад в фотопроводимость вносит не исходный антимионид алюминия, занимающий объем образца, а поверхностный слой, либо имеет место совместное действие обоих факторов. Следует отметить, что в ряде случаев длинноволновый спад примесной фотопроводимости в зависимости от обработки менялся и становился более пологим; в связи с этим определение $\lambda_{\frac{1}{2}}$ было затруднительно, но $\lambda_{\max} \approx 0,87 \text{ мк}$ почти всегда сохраняло свое значение (рис. 2). Кривая 3 соответствует образцу с поверхностью механиче-

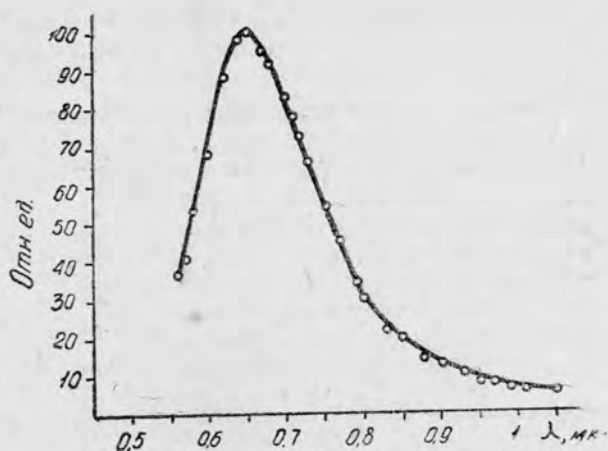


Рис. 1. Спектральное распределение фоточувствительности низкоомного AISb.

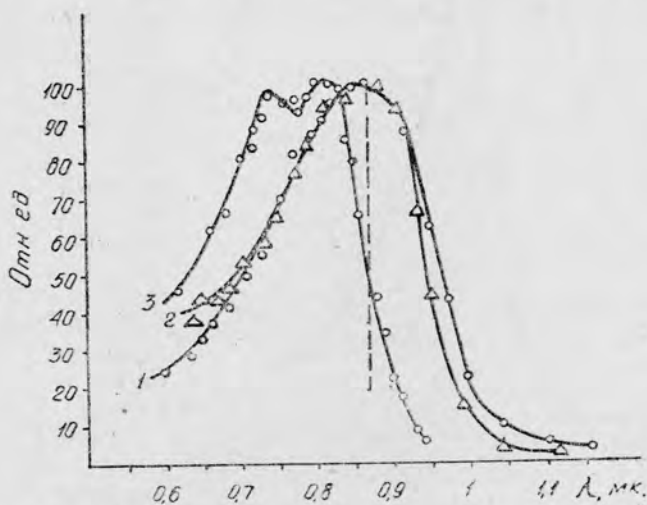


Рис. 2. Спектральная фоточувствительность высокоомного AISb n-типа.

ски хорошо полированной, остальные кривые сняты при механически шлифованной поверхности (1) и травленной (2). Можно предположить, что наличие коррозионного слоя может, по крайней мере, менять отражающие свойства поверхности. Отмечено, что полированные образцы обладали относительно большей величиной фотоответа, нежели травленные (травитель: смесь равных частей HCl и HNO₃), что, возможно, связано с большим разрыхлением в последнем случае поверхности, ведущим к образованию большого числа дефектов.

Температурная зависимость фотопроводимости

Исследования изменения фототока с температурой — измерялся ток короткого замыкания, $i_{кз}$, — выполнены в интервале температур от комнатной до 80—100°K. Источником излучения служила вольфрамовая лампа накаливания, из спектра излучения которой вырезалась с помощью фильтра ФС-7 только его коротковолновая часть. Ряд измерений проведен с белым светом. Напряженность электрического поля составляла $\sim 120 \frac{В}{см}$. Проверена зависимость (тока короткого замыкания $i_{кз}$) от интенсивности падающего белого света (рис. 3); наблюдалась сублинейная зависимость с показателем степени, равным примерно 0.7.

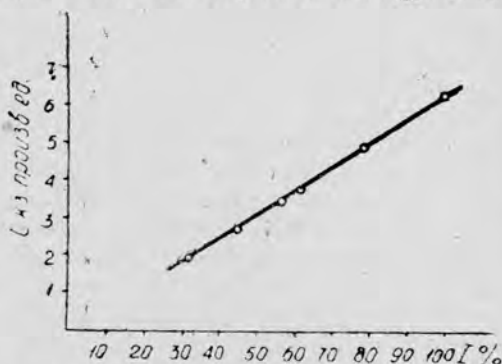


Рис. 3. Зависимость фотосигнала от интенсивности белого света.

На рис. 4 приведена типичная кривая температурной зависимости тока короткого замыкания. Максимум фоточувствительности лежит около 200°K. Обе ветви кривой хорошо описываются экспоненциальной

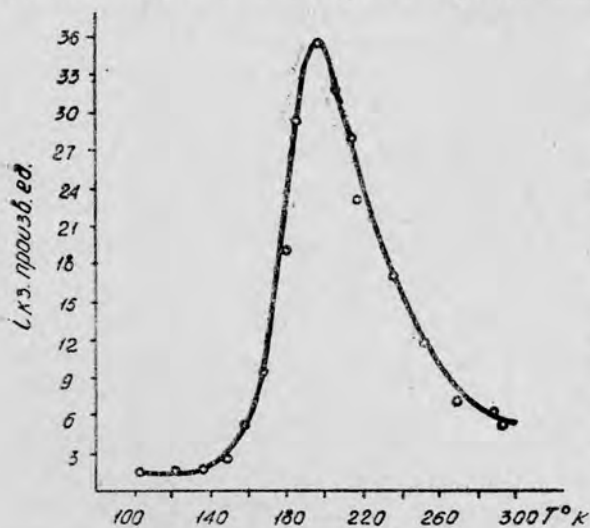


Рис. 4. Температурная зависимость тока короткого замыкания высокоомного AlSb *n*-типа; освещение светом с $h\nu > 1,6$ эв.

зависимостью. Аналогичный ход температурной зависимости наблюдался и при освещении образца светом в узком интервале длин волн, соответствующим энергии 1,35—1,40 эв (рис. 5). На этом же рисунке нижняя кривая изображает температурную зависимость $i_{кз}$ при действии дополнительной белой подсветки. В наибольшей степени влияние последней сказывается в максимуме кривой.

Следует отметить, что кривые температурной зависимости очень похожи на соответствующие кривые для компенсированного высокоомного фосфида галлия *n*-типа.

Изложенные результаты фотоэлектрических измерений позволили сделать некоторые выводы о характере и роли примесных центров в исследованных образцах. Как известно, полученный после синтеза антимонад алюминия всегда имеет проводимость *p*-типа. По аналогии с Se и Te сера должна давать донорную примесь в AlSb. Соответствующее легирование серой приводит к компенсации первоначально существую-

щих акцепторных центров. Учитывая большое сопротивление образцов, степень компенсации должна быть довольно сильной.

Преобладающая примесная фотопроводимость как при комнатной температуре, так и при температуре «сухого» льда свидетельствует об относительно большом времени жизни перехода уровня—зона и о возможной большой плотности примесных центров.

Интересно, что не только спектральное распределение fotocувствительности, но и температурная зависимость тока короткого замыкания в основном определяются одним и тем же уровнем как при облучении светом из области собственного поглощения, так и более длинноволновым излучением. Хотя количественные соотношения в данном случае очень усложнены вследствие того,

что донорные уровни серы располагаются на значительной глубине в запрещенной зоне и, следовательно, нельзя сделать упрощенного предположения о их полной ионизации в исследованном интервале температур, тем не менее общая картина захватов может быть представлена следующим образом.

При низких температурах имеется большое число полностью ионизованных отрицательно заряженных акцепторов N_a^- . Благодаря этому, а также вследствие большого сечения захвата этими центрами, генерированные светом носители эффективно рекомбинируют. В результате время жизни электронов — основных носителей, определяющих фотопроводимость, — невелико и ток короткого замыкания мал и сравнительно мало его изменение с температурой. В общем число рекомбинационных центров, по-видимому, входит также и N_a^+ — положительно заряженные доноры. Все центры рекомбинации находятся между квазиуровнем Ферми для электронов и дырочным демаркационным уровнем [6].

Тот факт, что кривые температурной зависимости при облучении как квантами высокой энергии, так и квантами с энергией примесной области подобны, а также отсутствие фотомагнитного эффекта свидетельствует о монополярном характере фотопроводимости. Эта монополярность может быть следствием захвата дырок на центры N_a^- , причем вероятность дальнейшей рекомбинации с электроном остается большей, чем вероятность обратного выброса дырки в валентную зону. Степень рекомбинации пропорциональна

$$N_a^- p \cdot v S_p,$$

где p — концентрация свободных дырок; S_p — сечение захвата свободных дырок центрами, занятыми электронами; v — тепловая скорость носителя. С повышением температуры дырочный демаркационный уровень поднимается вверх. При этом увеличивается вероятность обратного выброса дырки в валентную зону

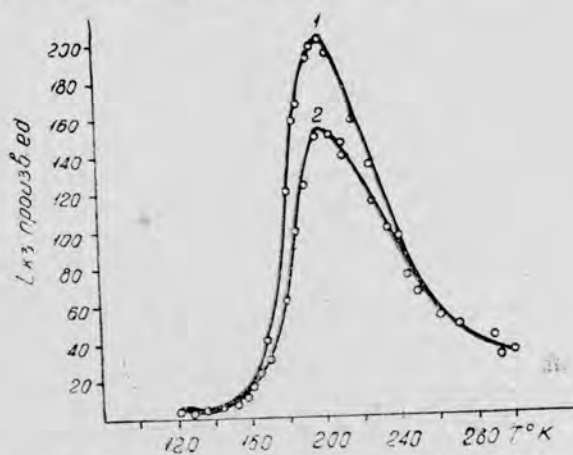


Рис. 5. Температурная зависимость тока короткого замыкания высокоомного AISb n-типа; освещение светом с $h\nu = 1,35-1,40$ эв. Кривая 2 — с постоянной белой подсветкой.

$$N_a^- \cdot S_n \cdot \nu N_v e^{\frac{E_a}{kT}},$$

где N_v — эффективная плотность состояний в валентной зоне. С уменьшением числа рекомбинационных центров время жизни электронов растет. Однако этот рост имеет место только до температур порядка 200°K, что связано с возрастанием степени прилипания электронов на уровнях, расположенных в верхней половине запрещенной зоны. При этих средних температурах наличие прилипания проявляется в уменьшении фотоответа при постоянной подсветке (рис. 5, кривая 2). Спадающая при более высоких температурах ветвь кривой объясняется возрастающей ролью прилипания. Равновесный уровень Ферми E_F , приближенно подсчитанный при комнатной температуре, лежит на 0,27—0,31 эв ниже дна зоны проводимости ($m_n = 0,4$ и $1,0 m_0$). Уровни, расположенные между краем зоны проводимости и E_F (точнее E_{Fn}), играют роль активных центров прилипания. Величина E_a , определенная по обем ветвям температурной зависимости $i_{кз}$, составила около 0,2 эв.

Ход температурной зависимости не зависит от технологической обработки. В некоторых образцах (независимо от обработки) отмеченный выше максимум чувствительности не так резко выражен; в низкоомных же образцах с инверсионным p -слоем температурный ход сильно отличается (рис. 6).

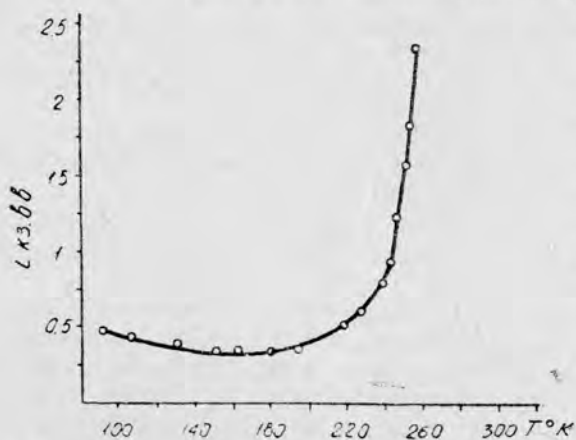


Рис. 6. Температурная зависимость фотоответа для AlSb с p -слоем.

Относительно сдвига спектральных кривых при различной технологической обработке можно отметить следующее. Скорость увеличения концентрации носителей при облучении светом с длиной волны λ в глуби-

не образца в слое dx выражается следующим образом

$$\frac{dn}{dt} = \eta(\lambda) f(\lambda) \alpha(\lambda) e^{-\alpha(\lambda)x},$$

где $\eta(\lambda)$ — квантовый выход; $f(\lambda)$ — число фотонов, прошедших через 1 см^2 поверхности образца за 1 сек; $\alpha(\lambda)$ — коэффициент поглощения.

При шлифовке и травлении поверхность образца более уязвима для коррозии; при этом будут изменяться $f(\lambda)$ и $\alpha(\lambda)$. Более резкий край чувствительности и более стабильные поверхностные условия наблюдались на полированных образцах.

Физико-технический институт
АН Туркменской ССР

Поступило
5 мая 1964 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Abraham A. — Чехосл. физ. Ж—Л., 6, 624, 1956.
2. Kover F. — Solid State Phys. Electron Telecommun., 2, 768, 1960.
3. Rudorff W. и Kohlmeyer E. J. Zs. Metallkunde, 45, 608, 1954.
4. Агаев Я., Михайлова М. П., Слободчиков С. В. — Известия АН ТССР, № 1, 1964.
5. Михайлова М. П., Наследов Д. Н., Слободчиков С. В. — ФТТ, 4, 1228, 1962.
6. Rose A. — Progress in semiconductors, 2, 110, 1957.

Т. М. ЮСУПОВ

ТЕМПЕРАТУРНАЯ ЗАВИСИМОСТЬ ТЕРМОМАГНИТНОГО ЭФФЕКТА В СПЛАВАХ СИСТЕМЫ НИКЕЛЬ—ЦИНК

Изучение температурной зависимости термомагнитного эффекта в бинарных сплавах представляет трудную экспериментальную задачу, связанную с поддержанием определенной температуры одновременно в двух спаях образца.

Исследование продольного и поперечного термомагнитного эффекта в сплавах системы никель—марганец в зависимости от температуры по существу первая работа, сделанная в этом направлении. Исследования, проведенные рядом других авторов на сплавах системы никель—палладий [2], никель—медь [3] и никель—кремний [4], осуществлялись лишь при постоянной разности температур спаев образца. Наиболее подробно освещена температурная зависимость термомагнитного эффекта Томсона в сплавах системы никель—палладий в работе [5].

Что касается изучения температурной зависимости термомагнитного эффекта в сплавах системы никель—цинк, то, насколько нам известно, оно никем не проводилось. Целью данной работы и являлось:

1. Исследовать температурную зависимость продольного термомагнитного эффекта в сплавах системы никель—цинк.
2. Проверить на данной системе справедливость полуэмпирического соотношения, предложенного Р. Г. Аннаевым [6, 7]:

$$E_{S,AB}^{T_1, T_2} = E_{S,A0}^{(\theta, 0)} \left[\left(1 - \frac{T_1}{\theta_{A0}} \right)^2 - \left(1 - \frac{T_2}{\theta_{A0}} \right)^2 \right] \left(1 - \frac{B}{B_3} \right), \quad (1)$$

где $E_{S,AB}^{T_1, T_2}$ — величина продольного термомагнитного эффекта Томсона при полях магнитного насыщения двухкомпонентного сплава $A-B$, когда один спай находится при температуре T_1 , а другой при температуре T_2 , причем $T_2 > T_1$; $E_{S,A0}^{\theta, 0}$ — величина эффекта Томсона при полях магнитного насыщения, когда один спай термопары находится при температуре 0°C или 0°K , а другой при температуре Кюри; θ_{A0} — точка Кюри чистого ферромагнитного компонента; B — данная концентрация легирующего неферромагнитного компонента в атомных процентах; B_3 — критическая концентрация, при которой эффект равен нулю.

3. Проверить экспериментальным путем справедливость соотношений, предложенных Аннаевым* [6, 7]:

$$\Theta_{AB} = \Theta_{A0} \left(1 - \frac{B}{B_r} \right), \quad (2)$$

где Θ_{AB} — точка Кюри двухкомпонентного сплава $A-B$; B_r — критическая концентрация, при которой точка Кюри равняется нулю.

$$I_{S,AB}^{(T)} = I_{S,A0}^{(T)} \left(1 - \frac{B}{B_k} \right), \quad (3)$$

где $I_{S,AB}^{(T)}$ — намагниченность насыщения сплава $A-B$ при данной температуре T ; $I_{S,A0}^{(T)}$ — намагниченность насыщения чистого никеля при той же температуре; B_k — критическая концентрация, при которой намагниченность равняется нулю.

Исследуемые образцы и методика измерения

В качестве объектов исследования взято 6 никель-цинковых образцов, а также чистый никель. Составы исследуемых образцов приведены в табл. 1.

Таблица 1

Номера образцов	Атомный %		Весовой %	
	цинк	никель	цинк	никель
1	0	100	0	100,00
2	2	98	2,16	97,84
3	4	96	4,44	95,56
4	6	94	6,64	93,36
5	8	92	8,89	91,11
6	10	90	11,02	88,98
7	12	88	13,19	86,81

Плавилась образцы в корундовых тиглях высокочастотной печи под слоем флюса. Расплавы всасывались в накаливаемые кварцевые трубки внутренним диаметром 3 мм. С помощью промежуточного отжига образцы вытягивались в волочильной установке в проволоку диаметром 1,0—1,8 мм и длиной 150—200 мм.

Образцы отжигались в электрической печи в вакууме при температуре 920°C в течение 1,5 часа. Затем печь охлаждалась вместе с образцами до комнатной температуры со скоростью 50° в час. Измерение продольного термомагнитного эффекта проводилось методом неуравновешенного потенциометра, предложенным Аннаевым [10]. Метод неуравновешенного потенциометра имеет решающее преимущество перед методом уравновешенного потенциометра, так как позволяет быстро изменять параметры установки в зависимости от величины эффекта того или иного образца в ходе работы. Неуравновешенный потенциометр подключался к зеркальному гальванометру типа М 17/4 с постоянной к напряжению $0,6 \cdot 10^{-7} \frac{V}{mm}$ М, что позволило измерить эффект при данных условиях с точностью до 3%.

* Соотношения, аналогичные формулам (2) и (3), приводятся также в работах [8, 9].

К одному концу образца, который служил горячим спаем, приваривался соединительный провод из красной меди, а к холодному концу соединительный провод припаивался оловом.

При измерении термомагнитного эффекта температура холодного спая поддерживалась проточной водой $\sim 22^\circ\text{C}$, циркулирующей в специально изготовленном кожухе с двойными стенками, а температура горячего спая варьировала до температуры Кюри соответствующего состава и выше.

Для проверки справедливости формулы (1) необходимо было знать также величину эффекта чистого никеля $E_{S,Ag}^{0,0}$, когда один спай образца находится при 0°C , а другой — при температуре точки Кюри. Температура холодного спая 0°C для чистого никеля поддерживалась погружением образца на 30—40 мм в цилиндрический дьюаровый сосуд с мелкими кусочками льда. Горячий спай образца помещался на 30—40 мм внутрь печи, представляющей собой фарфоровую трубку внутренним диаметром 8 и длиной 150 мм, на которую была бифилярно намотана нихромовая проволока диаметром 0,5 мм. Для исключения колебания силы тока печь подключалась к сети переменного тока через стабилизатор напряжения СН-250, а для обеспечения стабильности температуры теплоизолировалась асбестом. Температуры горячего и холодного спаев образца контролировались с помощью медь-константановой термопары, подключенной к высокоомному потенциометру типа ППТВ-1, что позволило вести наблюдения за температурой с точностью порядка не более $\pm 0,5^\circ\text{C}$. Индикатором служил зеркальный гальванометр типа М 21. Намагничивающий соленоид с водяным охлаждением давал возможность в пределах 300 мм создавать однородное поле напряженностью до 1200 эрстед.

Одновременно с измерением термомагнитного эффекта измерялась намагниченность указанных образцов известным баллистическим методом. Для этого изготовлено несколько компенсационных катушек длиной до 55 мм и разностью числа витков от 380 до 3882. В зависимости от величины намагниченности образцов, в середине их помещалась та компенсационная катушка, при которой световой указатель зеркального гальванометра, подключенного к баллистической части установки, давал возможно большее отклонение в пределах шкалы при полях насыщения.

Для исключения различных побочных эффектов перед каждым измерением образец размагничивался, а каждое измерение проводилось в разных направлениях тока в намагничивающем соленоиде.

Результаты и их обсуждение

Результаты измерений продольного термомагнитного эффекта Томсона и намагниченности на сплавах системы Ni—Zn представлены на рис. 1—2.

На рис. 1 представлена зависимость продольного термомагнитного эффекта при полях магнитного насыщения $\frac{\Delta E_S}{\Delta T}$ в зависимости от разности температур спаев $T_2 - T_1$. Как видно из рисунка, термомагнитный эффект и для чистого никеля и для сплавов линейно падает с увеличением разности температур, если не считать небольших изгибов, наблюдающихся у чистого никеля и сплавов с 2, 4, 6, 8, ат. % -ным содержанием цинка в области с малой разностью температур. Интересно отметить, что подобной же рода изгибы наблюдались в работе Н. Миуата и З. Фунатогава [11], исследовавших термомагнитный эффект на моно-

кристаллической проволоке никеля в широком интервале температур (значительно ниже 0°C до точки Кюри). Кривые рис. 1 пересекают ось абсцисс в точках, соответствующих значениям температур $\theta'_{AB} = \theta_{AB} - T_1$. Отсюда определялась точка Кюри для всех исследованных сплавов. Этот метод нахождения точки Кюри предложен Г. Броили [12], измерившим продольный термомагнитный эффект на поликристаллическом образце никеля. Наконец, следует отметить, что в ряде случаев кривые рис. 1 переходят в отрицательную область, что связано с влиянием парапроцесса на ход термомагнитного эффекта.

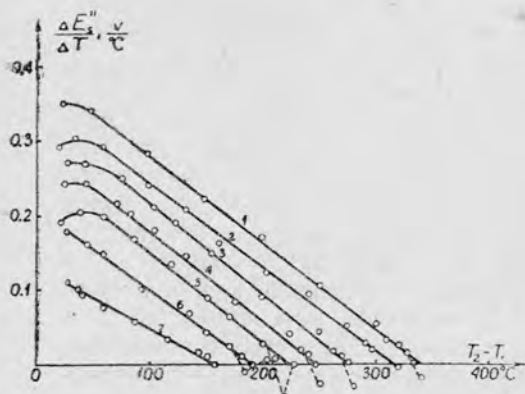


Рис. 1. Зависимость продольного термомагнитного эффекта $\frac{\Delta E_S''}{\Delta T}$ от разности температур $T_2 - T_1$ сплавов системы Ni-Zn; 1—Ni; 2—2 ат.% Zn; 3—4 ат.% Zn; 4—6 ат.% Zn; 5—8 ат.% Zn; 6—10 ат.% Zn; 7—12 ат.% Zn.

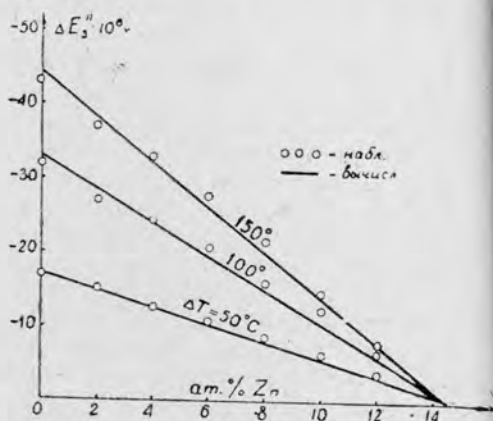


Рис. 2. Зависимость продольного термомагнитного эффекта насыщения $\Delta E_S''$ сплавов системы Ni-Zn от состава при различных разностях температур спаев.

На рис. 2 показана зависимость продольного термомагнитного эффекта $\Delta E_S''$ сплавов системы Ni-Zn от состава, найденная экспериментальным путем и вычисленная по формуле (1). Продольный термомагнитный эффект насыщения линейно падает в зависимости от состава при различных разностях температур спаев. Все три прямые пересекаются в точке, соответствующей примерно 14 ат.% содержания цинка в никель-цинковом сплаве, что находится в хорошем согласии с формулой (1).

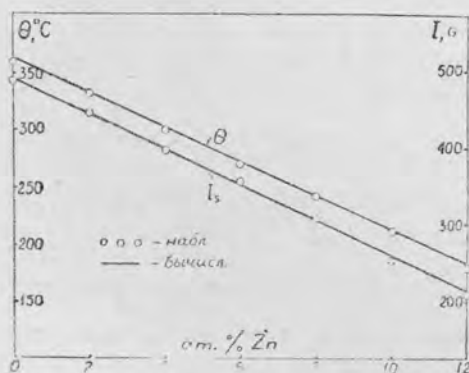


Рис. 3. Наблюдаемые и вычисленные значения точек Кюри и намагниченности сплавов системы Ni-Zn в зависимости от состава.

Рис. 3 показывает зависимость температуры Кюри и намагниченности насыщения сплавов системы Ni-Zn от состава, найденных экспериментально и вычисленных по формулам (2) и (3). Формулы (2) и (3) также хорошо согласуются с полученными результатами.

Рис. 3 показывает зависимость температуры Кюри и намагниченности насыщения сплавов системы Ni-Zn от состава, найденных экспериментально и вычисленных по формулам (2) и (3). Формулы (2) и (3) также хорошо согласуются с полученными результатами.

В ходе измерения намагниченности выяснилось, что при условии, когда один спай образца находится при комнатной температуре, а температура другого варьирует до точки Кюри, значение намагниченности

насыщения для всех исследованных образцов практически не изменяется. Это позволяет сделать заключение, что средняя часть образца, которая находилась в месте расположения компенсационной катушки, не испытывала заметного изменения температуры поверхности даже в том случае, когда горячий спай образца имел температуру выше 350°C.

Выводы

1. Впервые исследована температурная зависимость продольного термомагнитного эффекта Томсона на сплавах системы никель—цинк и одновременно измерена намагниченность этих сплавов.

2. Из графика зависимости относительного изменения продольного термомагнитного эффекта $\frac{\Delta E_S}{\Delta T}$ от разности температур сплавов $T_2 - T_1$ определены точки Кюри сплавов системы никель—цинк.

3. Продольный термомагнитный эффект наблюдался в области ферромагнитной фазы двухкомпонентного сплава от 0 до 14 ат. % содержания цинка на основе никеля.

4. Полученные значения продольного термомагнитного эффекта насыщения ΔE_S^* хорошо согласуются с формулой (1), предложенной Р. Г. Аннаевым.

5. Точки Кюри, определенные из температурной зависимости термомагнитного эффекта, и значения намагниченности насыщения сплавов системы Ni—Zn находят хорошее согласие с формулами (2) и (3), предложенными Аннаевым.

В заключение выражаю глубокую благодарность академику АН ТССР, профессору Р. Г. Аннаеву за предложенную тему и руководство настоящей работой.

Туркменский государственный университет
им. А. М. Горького

Поступило
21 сентября 1964 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аннаев Р. Г. — Магнето-электрические явления в ферромагнитных металлах, Ашхабад, 1952.
2. Аннаев Р. Г., Язлиев С. — Известия АН ТССР, № 6, 1957.
3. Мындыев В. — Известия АН ТССР, № 4, 1961.
4. Патюкова З. М. — Известия АН СССР, № 1, 1964.
5. Мындыев В. — Известия АН ТССР, № 3, 1964.
6. Аннаев Р. Г. — О некоторых закономерностях двойных сплавов. Тезисы докладов на Всесоюзном совещании по ферромагнетизму и антиферромагнетизму, Л., 1961.
7. Аннаев Р. Г. — Труды ТСХИ, т. 11, 1962.
8. Went. Physica, 18, № 2, 1951.
9. Антонов И. В. — Известия высших учебных заведений. Физика, № 5, 1961.
10. Аннаев Р. Г. — Труды Первой межвузовской конференции по современной технике диэлектриков и полупроводников, Л., 1957.
11. Miyata N. and Funatogawa. — Phys. Soc., Japan, vol. 9, № 6, 1954.
12. Broili H. — Ann. d. Phys., v. 14, 1932.

В. МЫНДЫЕВ
С. ЯЗЛИЕВ.

ТЕМПЕРАТУРНАЯ ЗАВИСИМОСТЬ НАМАГНИЧЕННОСТИ СПЛАВОВ НИКЕЛЬ—ПАЛЛАДИЙ

Исследование температурной зависимости намагниченности сплавов никель—палладий в широком интервале температуры и сопоставление экспериментальных результатов с формулой

$$\alpha + \beta \sigma^2 = \frac{H}{\sigma},$$

вытекающей из термодинамической теории ферромагнитного превращения [1, 2], явились целью настоящей работы. В этой формуле α и β — термодинамические коэффициенты, зависящие от давления и температуры, σ — удельная намагниченность; H — магнитное поле.

Для исследования были взяты сплавы с содержанием палладия 10, 20, 30, 40, 50, 60 ат. %, а также электролитический никель. Образцы имели форму проволоки диаметром 0,5—0,8 мм и длиной 100—120 мм. Перед измерением все образцы отжигались в вакууме при температуре 900°C в течение одного часа с последующим медленным охлаждением в печи до комнатной температуры. Температура печи во время отжига регулировалась с помощью электронного автоматического самопишущего потенциометра с точностью $\pm 1\%$. Для измерения температурной зависимости намагниченности при различных температурах была изготовлена специальная печь. Нихромовая проволока диаметром 0,5 мм наматывалась на изолированную медную трубку под одинаковым шагом между витками. Печь смазывалась огнеупорной глиной и изолировалась асбестом. В связи с тем, что в области температур Кюри магнитные и электрические свойства металлов и сплавов резко зависят от температуры, особое внимание было уделено стабилизации температуры и исключению градиента температуры по всей длине образца. Постоянство температуры во время измерения обеспечивалось тем, что печь питалась от стабилизатора напряжения типа СН-500. Этот стабилизатор позволял поддерживать постоянство тока в цепи печи с очень большой точностью. Нестабильность выходного напряжения стабилизатора при изменении напряжения питающей сети на 10% не более $\pm 1\%$.

Таким образом, удалось поддерживать постоянство температуры во время измерения с довольно большой точностью. Температура образ-

на измерялась медь-константановой термопарой, рабочий спай которой помещался в центр образца. От образца спай термопары был электрически изолирован. Холодный конец термопары находился в сосуде Дьюара с тающим льдом. Термоэлектродвижущая сила термопары измерялась высокоомным потенциометром ППТВ-1. В качестве нулевого индикатора был применен зеркальный гальванометр типа М-21, позволяющий контролировать изменения температуры порядка $\pm 0,1^\circ$. Намагниченность образцов измерялась с помощью дифференциальных катушек, помещенных внутри печи. В этом случае компенсация катушек, полученная при комнатной температуре, могла нарушиться при высоких температурах, вследствие изменения сопротивления намотанной проволоки. Поэтому для намотки дифференциальных катушек подбирался такой немагнитный материал, у которого сопротивление практически оставалось неизменным при различных температурах. Таким материалом служила манганиновая проволока диаметром 0,09 мм, температурный коэффициент электросопротивления которого составлял $\alpha \approx 10^{-6} \frac{1}{^\circ\text{C}}$. Магнитные свойства примененной манганиновой проволоки

проверялись следующим образом: манганиновый провод диаметром 3 мм и длиной 14—15 см вставлялся в компенсационную катушку с разностью числа витков $\Delta n = 9000$. При поле $H = 1400$ эрстед не было наблюдеено отклонения в баллистической цепи гальванометра. Манганин не вносил поправку на величину намагниченности измеряемого образца.

В качестве изоляции проволоки применялся высокотемпературный клей, который выдерживал температуру до 400°C .

Выбранный в данной работе метод имеет ряд своих преимуществ. Здесь нет надобности применять сложную водяную рубашку, которая обычно ограничивает тепловую изоляцию печи. В данном случае мы имели возможность хорошо изолировать печку, что очень важно для поддержания постоянства температуры в печи во время измерения. Каркасом катушек служила двухканальная фарфоровая трубка с наружным диаметром 3—3,5 мм. Обычно для получения компенсации э. д. с., возникающих в катушках при отсутствии образца, исходят из условий [2, 5, 6]: $n_1 S_1 = n_2 S_2$, но $S_1 \neq S_2$, поэтому $n_1 \neq n_2$, где S_1 и S_2 — площадь поперечного сечения каркаса катушек; n_1 и n_2 — число витков катушек.

В нашем случае обе катушки наматывались на один и тот же каркас на расстоянии 5—6 см друг от друга, поэтому поперечные сечения обеих катушек равны между собой ($S_1 = S_2$). Это дает возможность взять числа витков катушек одинаковыми, так как они помещаются в однородной части магнитного поля соленоида. Таким образом, мы могли изменить число витков измерительной катушки в зависимости от величины измеряемой намагниченности, что затруднительно в других методах. Число витков катушек равнялось 1200—4000 для разных образцов. При помещении образца в одну из этих катушек компенсация нарушалась и гальванометр давал некоторое отклонение. Зная отклонение гальванометра, легко вычислить удельную намагниченность образца по формуле

$$\sigma = \frac{C_0 \cdot R \cdot l \alpha}{2 \cdot n \cdot m},$$

где C_0 — баллистическая постоянная гальванометра; R — полное критическое сопротивление гальванометра; n — число витков измерительной катушки; l и m — соответственно длина и масса образца; α — баллистический отброс.

Во избежание появления в баллистической цепи дополнительных индукционных токов, концы проволок скручивались между собой.

Для уменьшения теплообмена верхнее отверстие печи закрывалось асбестовой ватой. Кроме того, были предприняты необходимые меры для того, чтобы горячий спай термпары не соприкасался с металлической стенкой печи и чтобы образец был установлен строго параллельно направлению силовых линий магнитного поля. При измерении намагниченности при высоких температурах выводы от компенсационной катушки проводились через тонкие стеклянные капилляры. Перед каждым измерением образцы тщательно размагничивались путем коммутации направления постоянного тока с одновременным уменьшением силы тока от максимума до нуля. Точность измерения намагниченности составляла 2—8% для разных образцов.

Результаты исследований температурной зависимости намагниченности в сплавах никель—палладий представлены на рис. 1—4.

Намагниченность измерялась в интервале температур от комнатной до точки Кюри соответствующего сплава никель — палладий.

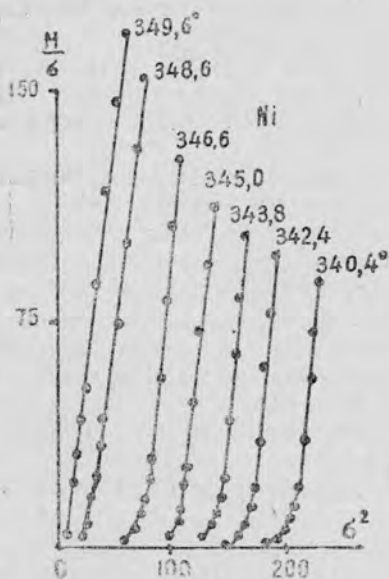


Рис. 1. Зависимость $\frac{H}{\sigma}$ от σ^2 для чистого никеля.

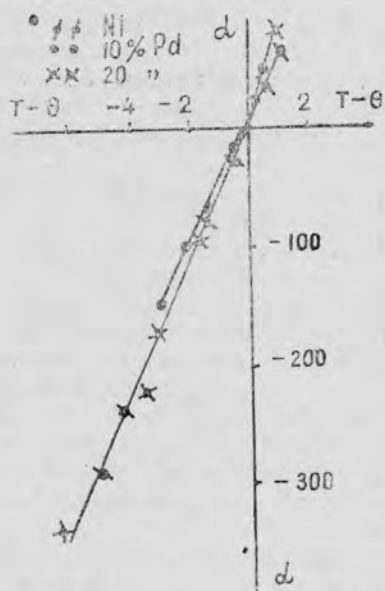


Рис. 2. Температурная зависимость термодинамического коэффициента α для никеля и сплавов никель—палладий.

На рис. 1 представлена зависимость $\frac{H}{\sigma}$ от σ^2 для чистого никеля. Как видно из рис. 1, существует линейная зависимость $\frac{H}{\sigma}$ от σ^2 . Это хорошо согласуется с формулой $\alpha + \beta\sigma^2 = \frac{H}{\sigma}$. Отклонения от линейности наблюдаются только в слабых полях, где еще имеют место процессы смещения и вращения, не учитываемые вышеуказанной формулой. Для остальных исследованных сплавов наблюдаются аналогичные зависимости $\frac{H}{\sigma}$ от σ^2 .

Очень важным для теории является определение температурной

зависимости термодинамических коэффициентов α и β . Термодинамическая теория о величинах α и β и их температурной зависимости дает неполные сведения, поэтому эта зависимость должна быть установлена опытным путем. Значения α могут быть определены из отрезков на оси ординат, отсекаемых прямыми $\frac{H}{\sigma}$ (σ^2). Значения коэффициентов

β могут быть найдены из измерений углов наклона указанных прямых к оси абсцисс [3]. Таким способом найденные значения термодинамических коэффициентов α и β для никеля и некоторых сплавов никель—палладий представлены на рис. 2 и 3. Видно, что при температуре $T < \theta$ α имеет отрицательное значение, при $T = \theta$ равно нулю, а при $T > \theta$ приобретает положительное значение и линейно зависит от температуры (рис. 2).

Коэффициент β при всех температурах сохраняет положительный знак (рис. 3). Оба положения находятся в согласии с выводами термодинамической теории ферромагнитного превращения. Кривые α и β для других сплавов никель—палладий рассмотрены (табл. 1). Одной из основных задач данной работы являлось также определение температурной зависимости самопроизвольной намагниченности

вблизи точки Кюри для сплавов никель—палладий. Как известно, существуют различные методы определения температурного хода самопроизвольной намагниченности: метод линии равной намагниченности, метод магнитокалорического эффекта и метод термодинамических коэффициентов. В данной работе температурная зависимость самопроизвольной намагниченности определялась методом термодинамических коэффициентов. По этому методу самопроизвольная намагниченность определяется по формуле

$$\sigma_s^2 = -\frac{\alpha}{\beta} \quad (\text{при } \alpha < 0),$$

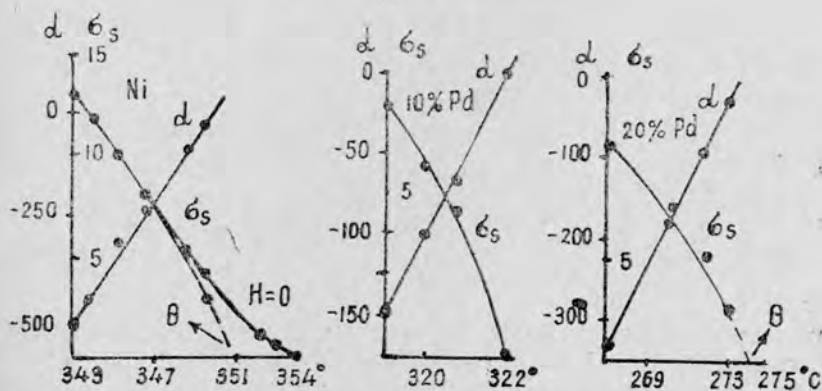


Рис. 4. Температурная зависимость самопроизвольной намагниченности σ_s и термодинамического коэффициента α вблизи точки Кюри для никеля и сплавов никель—палладий.

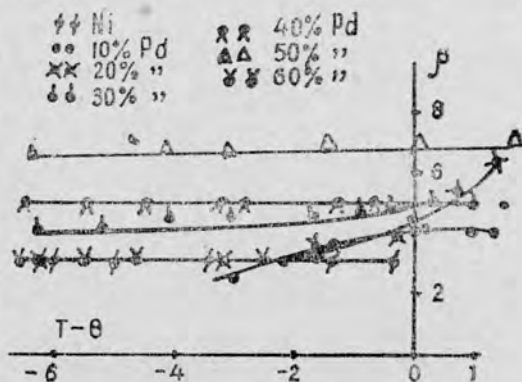


Рис. 3. Температурная зависимость термодинамического коэффициента β для никеля и сплавов никель—палладий.

вытекающей из термодинамической теории ферромагнитного превращения [4]. Подставляя в эту формулу экспериментальные значения α и β , можно определить значения самопроизвольной намагниченности при различных температурах.

Значения самопроизвольной намагниченности (σ_S^2) для никеля и двух сплавов никель—палладий представлены на рис. 4. На этих же рисунках приведены значения α для тех же сплавов. Кривая $\sigma_S(T)$ для всех трех сплавов никель—палладий круто падает к нулю. Аналогичные результаты получены и для других исследованных сплавов никель—палладий (табл. 1).

Таблица 1

Значения α, β, σ_S для сплавов никель—палладий в области точки Кюри

Ni					10% Pd					20% Pd				
$T^\circ\text{C}$	$T-\theta$	α	β	σ_S	$T^\circ\text{C}$	$T-\theta$	α	β	σ_S	$T^\circ\text{C}$	$T-\theta$	α	β	σ_S
343	-7	-525	3,1	13	319	-3	-150	2,5	7,75	267	-6,5	-340	3	10,51
343,82	-6,18	-450	3,2	11,86	319,8	-2,2	-100	3	5,75	270,24	-3,26	-172,5	3	7,49
345	-5	-290	2,8	10,16	320,72	-1,28	-70	3,3	4,58	271,8	-1,7	-9,5	3,1	5,45
346,65	-3,35	-225	3,2	8,38	322	0	0	4	0	273	-0,5	-30	3,9	2,78
348,6	-1,4	-80	3	5						273,7	-0,2	22	4	
349,6	-0,4	-30	3,1	9,6										

Продолжение табл. 1

30% Pd					40% Pd				
$T^\circ\text{C}$	$T-\theta$	α	β	σ_S	$T^\circ\text{C}$	$T-\theta$	α	β	σ_S
255	-7	-500	4,4	10,6	221	-7,4	-500	4,5	10,5
256,76	-5,24	-305	4	8,7	222,95	-5,5	-420	5,2	9
257,9	-4,1	-260	4,6	7,5	224	-4,5	-330	5	8
260,34	-1,66	-75	4,2	4,23	225,3	-3,2	-255	5	7
261,1	-0,9	-30	4,6	2,48	225,6	-2,9	-210	5	6,48
261,6	-0,4	-15	4,7	1,8	227,27	-1,23	-115	5	4,8
263	1	50	5,3		227,8	-0,7	-65	5	3,6
					228,86	-0,36	5	5	

Продолжение табл. 1

50% Pd					60% Pd				
$T^\circ\text{C}$	$T-\theta$	α	β	σ_S	$T^\circ\text{C}$	$T-\theta$	α	β	σ_S
178,15	-6,85	-40	6,6	7,75	112,92	-6,68	-530	2,8	13,67
180,8	-4,2	-265	7	6,1	114,92	-4,58	-360	2,8	11,3
181,8	-3,2	-205	6,5	5,6	117,1	-2,5	-190	3	7,8
183,58	-1,42	-114	7	4	117,92	-1,68	-120	3	6,16
185	0	0	6,5	0	119,54	-0,06	0	4	0
186,64	-1,64	60	7						

Как видно из рис. 4, метод термодинамических коэффициентов не дает возможности определять хвосты самопроизвольной намагниченности. Тем не менее, применение этого метода является очень плодотворным, так как дает возможность проанализировать процессы при ферро-

магнитном превращении. Точки Кюри сплавов никель—палладий определялись также методом термодинамических коэффициентов (табл. 1). За точки Кюри сплавов принимались те температуры, при которых $\alpha=0$. Нахождение температуры Кюри по методу термодинамических коэффициентов является наиболее правильным и удобным методом, так как в этом случае мы имеем дело с измерениями только магнитных величин.

Выводы

1. Впервые были проведены исследования температурной зависимости намагниченности в интервале от комнатной температуры до точки Кюри сплавов никель—палладий (Ni—60%Pd).

2. Экспериментальные значения намагниченности сплавов никель—палладий хорошо согласуются с выводами термодинамической теории

ферромагнитного превращения $\left(\alpha + \beta \sigma^2 = \frac{H}{\sigma} \right)$.

3. Методом термодинамических коэффициентов определены точки Кюри всех исследованных сплавов никель—палладий (табл. 1).

В заключение авторы выражают глубокую благодарность Р. Г. Аннаеву за руководство настоящей работой.

Туркменский сельскохозяйственный институт им. М. И. Калинина
Туркменский госуниверситет им. А. М. Горького

Поступило
31 января 1964 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гинзбург В. Л. — ЖЭТФ, т. 17, 883, 1947.
2. Белов К. П. — Магнитные превращения, ГИФМЛ, М., 1959.
3. Белов К. П. и Горяга А. Н. — К термодинамическому описанию намагничивания ферромагнетиков вблизи точки Кюри. ФММ, т. 2, вып. 1, 1956.
4. Белов К. П. и Горяга А. Н. — Термодинамический метод изучения ферромагнитных превращений в сплавах. ФММ, т. 2, вып. 3, 1956.
5. Аннаев Р. Г. и Мьяликгулиев Г. — Известия АН ТССР, № 2, 45, 1956.
6. Боровик Е. С. и Мамалуй Ю. А. — ФММ, т. 9, вып. 1, 1960.

А. Н. ВАХТАНОВА
И. В. ЛЫКОВА

О ПРИМЕНЕНИИ МИКРОПЕНЕТРОМЕТРА МВ-2 ПРИ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ИЗУЧЕНИИ ГРУНТОВ

Конструкция микропенетromетра МВ-2 и методика его применения разработаны Институтом ВСЕГИНГЕО и находится в настоящее время в стадии изучения [1].

Инженерно-геологические исследования с помощью микропенетromетра проведены нами впервые на территории г. Ашхабада. Имея здесь большое количество выработок, мы стремились провести массовое опробование прибора на различных литологических разностях грунтов с различной влажностью, засоленностью, коэффициентом пористости. Полученное большое количество данных позволило с достаточной достоверностью проанализировать закономерности и зависимости между составом и свойствами грунтов и сопротивлением породы вдавливанию конуса микропенетromетра. Определения микропенетromетром МВ-2 очень просты, проводятся в условиях естественного залегания грунтов и занимают мало времени. В нашем случае пенетрация грунта проводилась в каждом шурфе с 3—4-кратной повторяемостью через 0,5 м по глубине. Обработка первичных результатов проводилась по следующим формулам:

1. Рассчитывалось среднее значение глубины погружения конуса по формуле: $h_{\text{ср}} = \frac{\sum h}{N}$, где N —количество параллельных измерений.

2. По измеренной средней глубине погружения конуса $h_{\text{ср}}$ определяем численную характеристику сопротивления породы вдавливанию конуса микропенетromетра (сопротивление пенетрации) по формуле

$$R = \alpha \frac{P_m - k \cdot h_{\text{ср}}}{h_{\text{ср}}^2} \text{ кг/см}^2,$$

где α — константа конуса, равная 1,11 (угол при вершине конуса=30°); P_m — максимальное напряжение пружины, равное 2,55; k — постоянный параметр пружины, равный 0,66.

В результате проведенных определений и расчетов получено более 2000 данных по характеристике сопротивления грунта пенетрации.

Такое количество данных позволило применить для анализа полученных результатов метод математической статистики.

Какие же факторы обуславливают величину сопротивления грунтов пенетрации? Для выяснения закономерности ее изменения нами были выполнены следующие построения:

1. Для условий средней влажности, среднего коэффициента пористости, средней величины плотного остатка рассчитаны средние значения величины R для каждой литологической разности (табл. 1).

Таблица 1

Значения R —сопротивление грунта пенетрации—для различных литологических разностей грунтов

Наименование грунта	Среднеарифметическое значение, x	Медиана, Me	Мода, Mo	Среднеквадратичное отклонение, σ	Ошибка обобщенного показателя, m_x	Высший предел возможного значения при $x=0,999$
Глина	11,3	—	—	9,1	1,7	5,0
Суглинок тяжелый	5,7	4,9	3,2	3,6	0,3	4,7
Суглинок легкий	9,0	8,5	7,5	5,2	0,36	7,8
Суглинок пылеватый	7,5	6,6	4,8	4,4	0,2	6,8
Супесь тяжелая	5,45	—	—	3,6	0,33	4,4
Супесь легкая	6,5	—	—	4,9	0,6	4,4
Супесь пылеватая	8,6	8,1	8,4	4,7	0,30	7,6
Песок	7,0	—	—	5,3	0,65	4,9

Как показывает таблица, наибольшим сопротивлением пенетрации обладают глинистые грунты — $11,3 \text{ кг/см}^2$; наименьшим — супеси тяжелые — $5,4 \text{ кг/см}^2$.

Анализ показателей среднеквадратичного отклонения и ошибки обобщенных показателей говорят о неоднородности и большой изменчивости рассматриваемого свойства грунта. Так, среднеквадратичное отклонение для грунтов по разностям колеблется от 3,6 до 9,1.

2. Построены графики изменения R по глубине (рис. 1). Из рис. 1 видно закономерное изменение сопротивления пенетрации с глубиной для всех литологических разностей. Причем для суглинка пылеватого, тяжелого и легкого, супеси тяжелой уменьшение величины R происходит плавно, без резких скачков. Для супеси пылеватой, супеси легкой и песков при общем уменьшении R с глубиной наблюдаются резкие скачки значений R по глубине.

При нанесении на эти же графики средних значений коэффициента пористости и влажности видно, что коэффициент пористости с глубиной почти не изменяется или, наоборот, увеличивается (суглинок легкий), в то время как кривая R идет в сторону уменьшения. Следовательно, для одних и тех же разностей коэффициент пористости не является определяющим в изменении значения R .

Совершенно другая зависимость наблюдается при сравнении графика изменения влажности (W) и пенетрации (R). Здесь совершенно отчетливо проявляется влияние увлажнения грунта на величину сопротивления его пенетрации.

Если кривые значения W увеличиваются в направлении сверху вниз, то соответственно кривые значения R уменьшаются. Даже небольшие изменения в значениях влажности вызывают изменения R .

Таким образом, по определенным литологическим разностям наблюдается тесная связь между влажностью и сопротивлением грунтов вдавливанию конуса микропенетрометра.

Зависимость между пенетрацией и коэффициентом пористости проследить оказалось очень трудно, так как в нашем случае коэффициент пористости изменяется в небольших пределах. Не наблюдается также какой-либо закономерной связи между сопротивлением пенетрации и засоленностью отдельных литологических разностей.

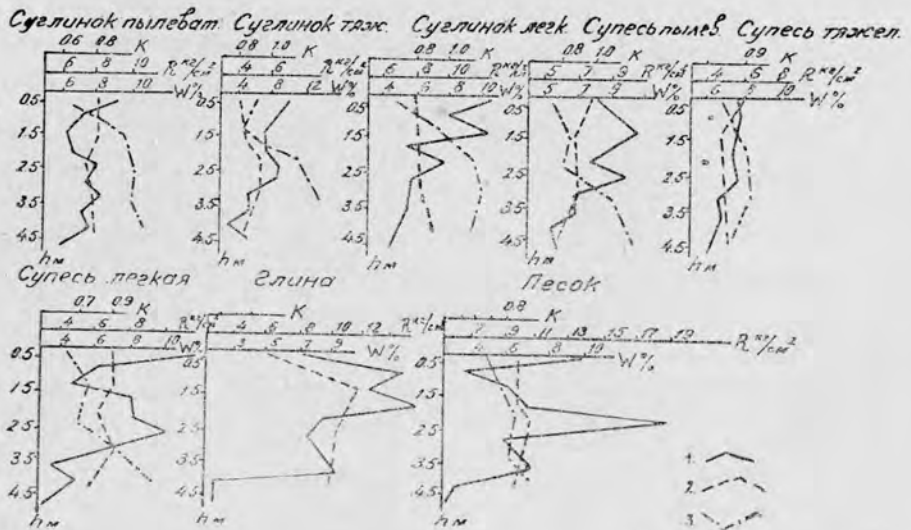


Рис. 1. Графики изменения сопротивления породы вдавливанию конуса — R кг/см² (1), коэффициента пористости K (2) и влажности в % W (3).

Для обоснования общих закономерностей и взаимосвязей между сопротивлением грунта пенетрации, его составом и свойствами мы воспользовались одним из приемов математической статистики — вычислением коэффициента корреляции или корреляционного отношения. Эти вычисления показали насколько тесно связана величина R с количеством в грунте частиц различной крупности, с количеством влаги в грунте и коэффициентом пористости.

На примере расчета коэффициента корреляции между процентным содержанием в грунте глинистых частиц (A) и сопротивлением породы вдавливанию конуса (R) приводим принятую нами методику определения характера и тесноты связи между составом грунта и величиной R .

Исходным материалом явились результаты гранулометрического анализа пород из шурфов с определенных глубин и величины сопротивления пород пенетрации на этих же глубинах.

В расчет принималось 413 значений A и столько же значений R . Ход анализа.

1. Выполняются все построения, необходимые для расчета среднеарифметических значений A и R методом математической статистики [2, 4, 5].

2. Составляется таблица парных значений, то есть подсчитывается, сколько раз значения каждого интервала A встречаются в соответствующем интервале R . В таблицу парных значений заносятся средние значения R , соответствующие средним значениям A .

3. Строятся графики зависимости R от A , используя средние R , вычисленные по таблице парных значений (рис. 2).

4. Выясняем характер и тесноту связи между рассматриваемыми величинами. Она может носить двоякий характер — линейный и нелинейный. В случае линейной зависимости между ними рассчитывается коэффициент корреляции r . В случае же нелинейной зависимости вычисляется корреляционное отношение η . Если r или η равны 0, это указывает на отсутствие связи между рассматриваемыми величинами.

Коэффициент корреляции и корреляционное отношение по своей абсолютной величине не могут быть больше 1, но чем ближе они к 1, тем большая теснота связи между рассматриваемыми величинами.

5. Для того, чтобы знать, что рассчитывать — r или η , необходимо выяснить характер зависимости (линейная или нелинейная). Делаем это по методу последовательного решения корреляционных уравнений Чебышева [3]. Решаются корреляционные уравнения нулевого порядка и выше и сравниваются ошибки этих уравнений. При решении получены следующие результаты: σ_0 — основная ошибка уравнения нулевого порядка равна 1,21; σ_1 — основная ошибка уравнения первого порядка равна 0,48; σ_2 — то же для уравнения второго порядка 0,50. Вопрос о том, на каком порядке корреляционного уравнения следует остановиться, решается путем сравнения основных ошибок корреляционного уравнения. При переходе от уравнения нулевого порядка к уравнению первого порядка ошибка значительно снижается. При переходе от уравнения первого порядка к уравнению второго порядка она почти не изменяется и даже несколько увеличивается. Это говорит о том, что надо остановиться на уравнении первого порядка. Следовательно, для выяснения тесноты связи между величинами R и A следует рассчитать коэффициент корреляции r .

6. Коэффициент корреляции рассчитывается по формуле

$$r = \frac{\overline{x \cdot y} - \bar{x} \cdot \bar{y}}{\sigma_x \cdot \sigma_y},$$

где $\overline{x \cdot y} = \frac{\sum x \cdot y}{m}$; $\bar{x} = \frac{\sum x}{m}$; $\bar{y} = \frac{\sum y}{m}$; $\sigma_x = \sqrt{\overline{x^2} - (\bar{x})^2}$; $\sigma_y = \sqrt{\overline{y^2} - (\bar{y})^2}$

Через x обозначены средние значения интервалов A , через y — то же для интервалов R ; m — число пар значений x и y .

При решении получен коэффициент корреляции — 0,289.

7. Подсчитываем ошибку коэффициента корреляции по формуле

$$\sigma_r = \frac{1 - r^2}{\sqrt{m}},$$

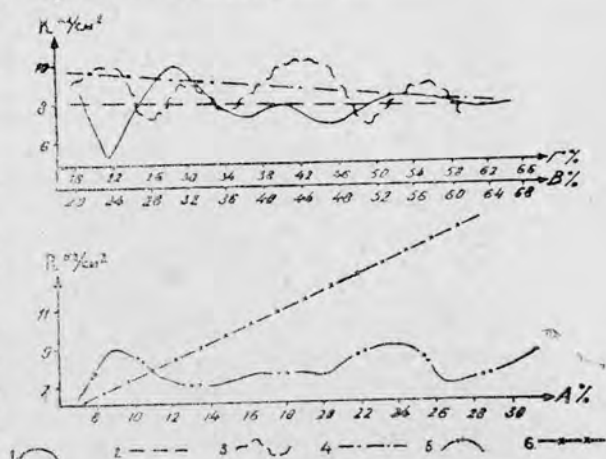


Рис. 2. Графики зависимости R от количества песчаных (G), пылеватых (B), глинистых (A) частиц в грунте, в процентах: 1, 2, 3 — кривые, построенные по наблюдаемым значениям R кг/см² и G, B, A , %; 4, 5, 6 — по выравненным значениям R кг/см² и G, B, A , %.

где r — коэффициент корреляции; m — число значений x и y :

$$\sigma_r = \frac{1 - 0,289^2}{\sqrt{12}} = 0,264; \quad r = 0,289 \pm 0,264$$

Таким образом, видно, что между R и A имеет место линейная зависимость. Математическая статистика при этом находит уравнение прямой линии, отображающей корреляционную зависимость между сравниваемыми величинами. Этот процесс носит название выравнивания.

Линейная корреляционная зависимость выражается уравнением прямой

$$y_x = a_0 + a_1 x,$$

где y_x — среднее значение y , при данном значении x , то есть выровненное значение y ; a_0 и a_1 — параметры уравнения.

Зная параметры и величину x , легко отыскать y_x . Определение параметров a_0 и a_1 производится способом наименьших квадратов, который ставит условие, чтобы сумма квадратов отклонений y_x от y была минимальной. Применение способа наименьших квадратов приводит к системе нормальных уравнений

$$\left. \begin{aligned} ma_0 + a_1 \cdot \Sigma x &= \Sigma y \\ a_0 \Sigma x + a_1 \cdot \Sigma x^2 &= \Sigma yx \end{aligned} \right\}$$

решение которых относительно a_0 и a_1 определит их величину.

Решая систему уравнений методом подстановки, находим параметры: $a_0 = 7,594$; $a_1 = 0,045$.

Следовательно, уравнение корреляционной связи примет вид

$$y_x = 7,594 + 0,045x.$$

Подставляя в это уравнение значения x , получим ряд выровненных значений y , по которым построен график зависимости R от A (рис. 2).

Таким образом, в результате проведенных исследований выяснилось, что между содержанием в грунте глинистых частиц и сопротивлением пенетрации существует определенная связь. Характер связи ясно виден на графике, это прямая линейная зависимость. Но теснота связи слабая, так как коэффициент корреляции $r = 0,289 \pm 0,264$.

Несколько другая связь существует между содержанием в грунте пылеватых и песчаных частиц и сопротивлением породы вдавливанию конуса (рис. 2).

Проведенный нами анализ показал, что увеличение или уменьшение содержания в грунте пылеватых частиц не сказывается на изменении R .

Подтверждением этому служит вычисленный нами коэффициент корреляции, который оказался равным 0,006, то есть почти приближается к 0. Даже с ошибкой коэффициента, равной 0,288, окончательное значение указывает на отсутствие закономерной связи между содержанием пылеватых частиц и сопротивлением грунта пенетрации.

Не оказывает влияния на величину сопротивления пенетрации и содержание в грунте песчаных частиц (рис. 2). Исходя из проведенного нами математического анализа выясняется очень слабая зависимость, выражающаяся прямой линией, почти параллельной оси содержания песчаных частиц. При расчете коэффициента корреляции получаем очень низкое — $0,27 \pm 0,267$ отрицательное значение. Отрицательный знак коэффициента корреляции говорит о том, что с увеличением содержания

песчаных частиц сопротивление породы вдавливания конуса уменьшается, но эта связь выражается очень слабо.

Таким образом, все данные, обработанные нами с помощью метода математической статистики, показывают на наличие слабой зависимости сопротивления грунта пенетрации от его гранулометрического состава. Лишь при наличии большого количества глинистых частиц последние оказывают влияние на R с положительным знаком. Но и эта зависимость едва приближается к хорошей.

Следовательно, гранулометрический состав не является основным фактором, обуславливающим сопротивление грунта пенетрации, определяемой с помощью микропенетрометра МВ-2.

Остановимся на анализе влияния другого фактора — коэффициента пористости грунта — K на сопротивление грунта вдавливанию конуса — R .

Так как гранулометрический состав исследованных пород не оказывает, или оказывает очень слабое влияние на величину пенетрации, то расчет зависимости сопротивления пенетрации от коэффициента пористости произведен нами как средний из всех исследованных литологических разностей грунтов.

Для исключения влияния влажности в расчет принимались те грунты, влажность которых не превышает 5%. Ниже этого значения, как видно из рис. 1, влажность не оказывает влияния на величину пенетрации.

Исследование характера зависимости и степени связи между рассматриваемыми свойствами производилось следующим образом.

1. По методике, описанной выше, для сравниваемых величин получены расчетные показатели (табл. 2), составлена таблица парных значений и по ней вычислены средние значения коэффициента пористости (K) в различных интервалах R . Данные сведены в табл. 3.

Таблица 2

Сравниваемые величины	Среднее арифметическое, x	Среднее квадратичное отклонение	Ошибка вычислен. среднего арифметического	Коэффициент корреляции	Ошибка коэффициента корреляции	Общий коэффициент корреляции
R	11,31	7,4	0,57	-0,352	0,294	-0,352 ± 0,294
K	0,888	0,14	0,01			

Таблица 3

Средние значения	$R(x)$	1,25	3,75	6,25	8,75	13,75	21,25	28,75
	$K(y)$	0,903	0,901	0,911	0,881	0,879	0,877	0,779

По этим данным построен график зависимости R от K (рис. 3). На рисунке отчетливо видна обратная зависимость между рассматриваемыми величинами (с увеличением K , R уменьшается). Для определения характера связи (линейная или нелинейная) решаем последовательные корреляционные уравнения по методу Чебышева и получаем следующие ошибки уравнений

$$\sigma_0 = 0,048; \quad \sigma_1 = 0,037; \quad \sigma_2 = 0,034; \quad \sigma_3 = 0,035.$$

Ошибка уравнения III порядка больше ошибки уравнения II порядка, следовательно, зависимость между R и K выражается уравнением II порядка (нелинейная). В данном случае для определения тесноты связи рассматриваемых свойств необходимо рассчитать корреляционное отношение η по формуле

$$\eta = \sqrt{1 - \frac{\sigma_{y_x}^{(2)}}{\sigma_y^2}},$$

где $\sigma_y^2 = \frac{\Sigma y^2}{m} - \bar{y}^2$; $\bar{y} =$

$$= \frac{\Sigma y}{m}; \quad \sigma_{y(x)}^2 = \frac{\Sigma (y - \bar{y}_x)^2}{m}; \quad \eta = 0,735;$$

m — число значений x и y .

Значения y являются выровненными. Для выравнивания применялось уравнение обратной пропорциональности. Параметры a_0 и a_1 находятся решением системы уравнений.

$$\left. \begin{aligned} ma_0 + a_1 \Sigma \frac{1}{x} &= \Sigma y \\ a_0 \Sigma \frac{1}{x} + a_1 \Sigma \frac{1}{x^2} &= \Sigma \frac{y}{x} \end{aligned} \right\}$$

и равны: $a_0 = 0,858$; $a_1 = 0,088$.

2. Ошибка коэффициента корреляционного отношения равна

$$\sigma_\eta = \frac{1 - \eta^2}{\sqrt{m}} = \frac{1 - 0,735^2}{\sqrt{1}} = 0,174.$$

Общий коэффициент корреляции $\eta = 0,735 \pm 0,174$.

Таким образом, при наличии постоянной влажности в грунте наблюдается хорошая функциональная зависимость между коэффициентом пористости и сопротивлением грунта вдавливанию конуса. Зависимость обратная, то есть с увеличением коэффициента пористости уменьшается сопротивление грунта пенетрации.

Однако хорошая функциональная зависимость рассматриваемых свойств наблюдается только для грунтов с близкой влажностью, причем небольшой. Как видно из рис. 1, кривые пенетрации очень остро реагируют на изменение влажности в грунтах. Насколько велико влияние влажности грунта (W) на сопротивление вдавливанию в него конуса (R) показали также расчеты корреляционного отношения между этими свойствами, которое получилось равным $\eta = 0,79 \pm 0,14$, причем кривая имеет вид гиперболы. Следовательно, между сопротивлением грунта пенетрации и влажностью имеет место обратная криволинейная зависимость. Величина корреляционного отношения с ошибкой расчетного коэффициента оказалась равной 0,93, что указывает на наличие прямой функциональной зависимости между коррелируемыми свойствами (рис. 3).

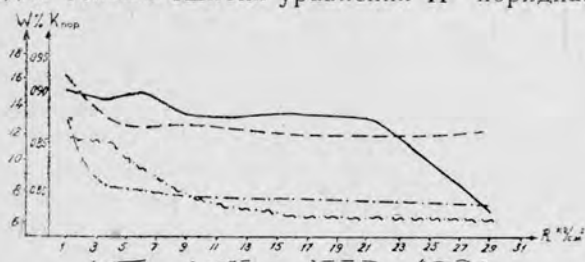


Рис. 3. Графики зависимости R от коэффициента пористости (K) и влажности (W) грунта: 1—кривая, построенная по наблюдаемым значениям R кг/см² и K пористости; 2—по выровненным значениям R кг/см² и K пористости; 3—кривая, построенная по наблюдаемым значениям R кг/см² и W , %; 4—по выровненным значениям R кг/см² W , %.

Выводы

1. Сопротивление грунта вдавливаю конуса микропенетromетра является переменной величиной, зависящей от ряда факторов.

2. Основными факторами, определяющими значение величины сопротивления вдавливаю, является влажность грунта и его плотность (пористость).

3. Между сопротивлением грунта вдавливаю конуса и коэффициентом пористости существует обратная, линейная функциональная зависимость. Однако такая зависимость отмечается лишь при постоянной влажности, не превышающей 5%.

4. Расчет корреляции между сопротивлением грунта пенетрации и влажностью указал на существование обратной, криволинейной функциональной зависимости. Эта зависимость справедлива при влажности более 5%.

5. Наличие хорошей функциональной зависимости между сопротивлением грунта вдавливаю, коэффициентом пористости и влажностью дает возможность рассчитать коэффициент, при помощи которого можно получать одно свойство грунта в зависимости от другого.

6. Сопротивление грунтов вдавливаю конуса находится в слабой зависимости от их гранулометрического состава.

7. Применение микропенетromетра МВ-2 с целью определения сопротивления грунта вдавливаю позволяет быстро в естественных условиях получить важную характеристику грунта, необходимую, например, для расчетов забивки свай при строительстве свайных фундаментов.

Отдел разведочной геофизики и сейсмологии
АН Туркменской ССР

Поступило
6 мая 1964 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Инженерно-геологическое опробование горных пород с помощью микропенетromетра, М., 1959.
2. Золотарев Г. С. — Сборник задач по инженерной геологии. МГУ, 1956.
3. Митропольский А. К. — Техника статистических вычислений. Физматгиз, 1961.
4. Щиголев Б. М. — Математическая обработка наблюдений, М., 1962.
5. Яковлев К. П. — Математическая обработка результатов наблюдений, М., 1953.

А. В. ЧЕРКАШИН

ИССЛЕДОВАНИЕ ДЕФОРМАЦИЙ ДЛИТЕЛЬНОГО СЖАТИЯ МАТЕРИАЛОВ, ТВЕРДЕЮЩИХ ВО ВРЕМЕНИ

К моменту приложения сейсмических нагрузок здание длительное время может находиться под влиянием постоянных сжимающих напряжений. За этот период прочностные и деформационные свойства материалов изменяются, что приводит к изменению периода собственных колебаний сооружения. Таким образом, с точки зрения сейсмостойкости конструкций, постановка исследований ползучести материалов, используемых при строительстве в сейсмических районах страны, крайне необходима.

Исследованиям ползучести и усадки бетонов, кладки и других строительных материалов посвящено много экспериментальных и теоретических работ. Однако обобщение опытных данных затрудняется тем, что они проведены на базе различных исходных предпосылок и в различных условиях загрузки и хранения образцов. Поэтому невозможно получить достаточно достоверные количественные показатели даже для одного вида материала. Кроме того, как правило, исследования выполняются для случая осевого приложения сжимающих нагрузок, хотя этот вид загрузки носит больше теоретический, чем практический характер. Экспериментальные данные же по ползучести при внецентренном длительном сжатии почти полностью отсутствуют.

В данной статье приводятся некоторые результаты параллельных исследований ползучести бетонов и кладок при осевом и внецентренном приложении постоянных нагрузок и дается сравнительная оценка деформаций материалов. Опыты проводились по единой методике, предусматривающей изготовление бетонных призм в вертикальных металлических формах, ступенчатое нагружение при кратковременных испытаниях с выдержкой на каждой ступени нагрузки в течение трех минут и одинаковые условия хранения опытных образцов.

Исследовано пять материалов (табл. 1). Бетонные образцы имели размеры $12 \times 15 \times 45$ см, а образцы из кладки — $25 \times 25 \times 75$ см. Деформации замерялись переносными мессурами с ценой деления 0,01 мм.

Приведенные в табл. 1 материалы можно разбить на две группы: с большой ползучестью и невысокой ползучестью. К первой группе относятся газосиликат и кладка, ко второй — все остальные.

Высокая ползучесть газосиликата, по-видимому, объясняется повышенной пористостью бетона при одновременно пониженной прочно-

сти скелета. Ползучесть кладки, как установлено многочисленными исследованиями, в основном определяется ползучестью раствора в горизонтальных швах. В процессе кладки в местах контакта раствора с кирпичом образуются воздушные прослойки, которые в период загрузки и при выдержках под нагрузками вследствие ползучести раствора обжимаются. Чем меньше прочность раствора и хуже качество кладки, тем больше ее деформативность. В данном случае образцы выкладывались каменщиком III разряда.

Таблица 1

Материал	Серия	$R_{куб.}$ кг/см ²	Длительность обжатия, сут.	Напряжения		Деформации в 10 ³		$S \cdot 10^6 =$ $\frac{\epsilon_{пл}}{\sigma_{обж}}$
				$\frac{\sigma_{обж.}}{R_{эт}}$	$\sigma_{обж.}$ кг/см ²	$\epsilon_{упр}$	$\epsilon_{пл}$	
Цементный на плотных заполнителях	ТБ	169	326	0,15	20,0	0,078	0,225	11,2
				0,4	52,8	0,291	1,616	11,7
				0,7	92,2	0,512	1,204	13,0
Силикатный на кварцевом песке	СБ	245	333	0,15	28,9	0,096	0,116	4,0
				0,4	77,7	0,587	0,234	3,0
				0,7	136,0	1,023	0,586	4,3
Газосиликат	ГС	53	343	0,15	8,3	0,157	0,266	32
				0,4	22,8	0,822	1,18	51,9
				0,7	39,4	1,39	1,871	47,5
Керамзитобетон	КПБ	92,8	307	0,2	16,9	0,262	0,279	16,5
				0,5	37,8	0,582	0,56	14,8
				0,7	59,5	0,957	0,77	12,9
Ручная кладка из глиняного кирпича	КЛ	24,5	345	0,18	4,0	0,719	0,286	71,0
				0,43	9,6	0,631	0,656	68,3
				0,7	16,8	1,541	1,262	75,0

Наименьшая ползучесть зафиксирована у силикатного плотного бетона. Мера его ползучести оказалась в три раза ниже меры ползучести цементного бетона. Этот результат не является неожиданным, поскольку в опытах В. И. Скатынского [1] также была обнаружена пониженная ползучесть силикатного бетона. По мнению В. Н. Гусакова [2], подобное явление связано со структурными особенностями этого вида бетона: наличием прочных химических связей, отсутствием крупного заполнителя, являющегося причиной возникновения местных концентраций напряжений, а в силу этого и большей ползучести.

Теоретическая оценка ползучести ряда одновременно рассматриваемых материалов произведена с точки зрения максимальной унификации расчетных формул. В этом случае предпринята попытка воспользоваться зависимостью, предложенной проф. С. В. Поляковым на основании опытов с кирпичной кладкой [3]:

$$\epsilon_{\text{пл}} = A \cdot \frac{\sigma_{\text{обж}}}{R_{\text{эт}}} \left(0,1 + 1,82 \cdot e^{-n} \sqrt[t_m]{t} \right) (t - t_m)^{\frac{1}{p}}, \quad (1)$$

где $\epsilon_{\text{пл}}$ — полная ползучесть, включающая ползучесть, развившуюся в материале в период загрузки до величины нагрузки обжатия ($N_{\text{обж}}$) и ползучесть, развившуюся за период длительного пребывания под нагрузками ($\epsilon_{\text{пл}} = \epsilon_{\text{пл}}' + \epsilon_{\text{пл}}''$); t и t_m — возраст материала на данный момент времени и в период загрузки; n ; u ; p — постоянные, зависящие от вида материала и определяемые из опыта (табл. 2).

Таблица 2

Серия	t_m сут.	n	u	P	$A \cdot 10^3$
ТБ	32	0,3	4,0	3,0	0,231
СБ	35			4,0	0,142
ГС	35			1,5	0,054
КПБ	38			3,0	0,16
КЛ	35			4,0	0,389

Величина A определялась следующим образом:

$$A = \frac{\bar{\epsilon}_{\text{пл}}}{\frac{\sigma_{\text{обж}}}{R_{\text{эт}}} \left(0,1 + 1,82 \cdot e^{-n} \sqrt[t_m]{t} \right) (t - t_m)^{\frac{1}{p}}}, \quad (2)$$

где $\bar{\epsilon}_{\text{пл}}$ — значение деформаций полной ползучести, соответствующей моменту окончания эксперимента.

Теоретические кривые полной ползучести, построенные на основании расчетов по формуле (1), достаточно хорошо совпадают с экспериментальными (рис. 1).

Связь между напряжениями обжатия и деформациями полной ползучести не у всех материалов и не при всех нагрузках может быть выражена с помощью линейного закона. Так, например, при напряжениях 70% от эталонной кратковременной разрушающей нагрузки, установленной по испытаниям образцов в момент загрузки длительными нагрузками, у цементного и силикатного бетонов наблюдается нелинейное развитие ползучести. Для них теоретические кривые полной ползучести, особенно у силикатного бетона, расположились ниже экспериментальных кривых (кривая 3 на рис. 1).

В целях установления характера зависимости между напряжениями и деформациями построен график, у которого по оси ординат откладывалась величина K , представляющая отношение полной ползучести при каждом из принятых величин напряжений к полной ползучести при напряжениях 70% от эталонных ($R_{\text{эт}}$). По оси абсцисс откладывалось относительное напряжение длительного сжатия (рис. 2). Оказалось, что экспериментальные значения K , подсчитанные для любого момента времени области установившейся ползучести (в данном случае 210—215 сут.), достаточно хорошо укладываются на логарифмическую кривую вида

$$K = -m \cdot \lg \left(1 - \frac{\sigma_{\text{обж}}}{R_{\text{эт}}} \right), \quad (3)$$

где m — зависит от вида материала и равняется для цементного и силикатного бетонов соответственно 1,98 и 1,91. Начальные участки кривых без больших погрешностей в пределах $0 \leq \frac{\sigma_{обж}}{R_{эт}} \ll 0,4$ могут быть заменены прямыми, означающими линейную связь между напряжениями и деформациями ползучести.

Для газосиликата, керамзитопенобетона и кладки с некоторым допущением может быть рекомендована следующая зависимость:

$$K = 1,43 \frac{\sigma_{обж}}{R_{эт}} \quad (4)$$

Если для напряжений $0,7 R_{эт}$ для цементного и силикатного бетонов найти отношение значений K , определенных по формуле (3), к значениям K , подсчитанным из уравнений прямых, проведенных через точки пересечения логарифмических кривых с линией, соответствующей уровню напряжений $0,4 R_{эт}$, то с помощью этого отношения можно в простой формуле учесть нелинейный характер развития ползучести. Данное отношение или коэффициент нелинейности η определяется из формулы

$$\eta = \frac{K}{K_1} = - \frac{m \cdot \lg \left(1 - \frac{\sigma_{обж}}{R_{эт}} \right)}{m_1 \cdot \frac{\sigma_{обж}}{R_{эт}}}, \quad (5)$$

где m_1 — коэффициент в уравнении прямых, выражающий линейный характер развития ползучести; для цементного и силикатного бетонов m_1 соответственно равен 1,1 и 1,03.

Подсчитанные для силикатного бетона теоретические значения полных деформаций при напряжении 70% от $R_{эт}$ с учетом коэффициента нелинейности значительно лучше согласуются с экспериментальными, чем в случае неучета нелинейного характера развития ползучести.

Несмотря на то, что теоретические деформации у цементного бетона, как видно из рис. 1а, получены меньше экспериментальных, подобная корректировка для него не произведена в силу незначительности расхождений — до 9%.

Результаты испытаний эталонных образцов всех серий показывают, что при внецентренном приложении сжимающих нагрузок поперечные сечения практически остаются плоскими. Действительные и спрямленные эпюры продольных деформаций, построенных путем соединения

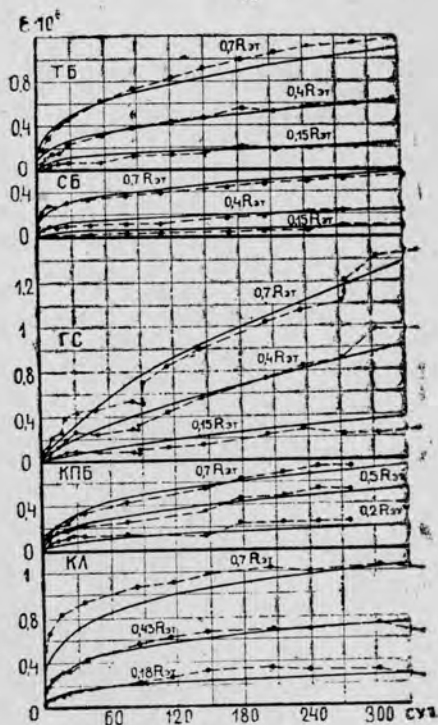


Рис. 1. Продольные деформации ползучести материалов.

прямыми линиями крайних ординат экспериментальных эпюр, мало отличаются друг от друга. Отдельные изломы объясняются местными неоднородностями материалов в местах расположения мессур.

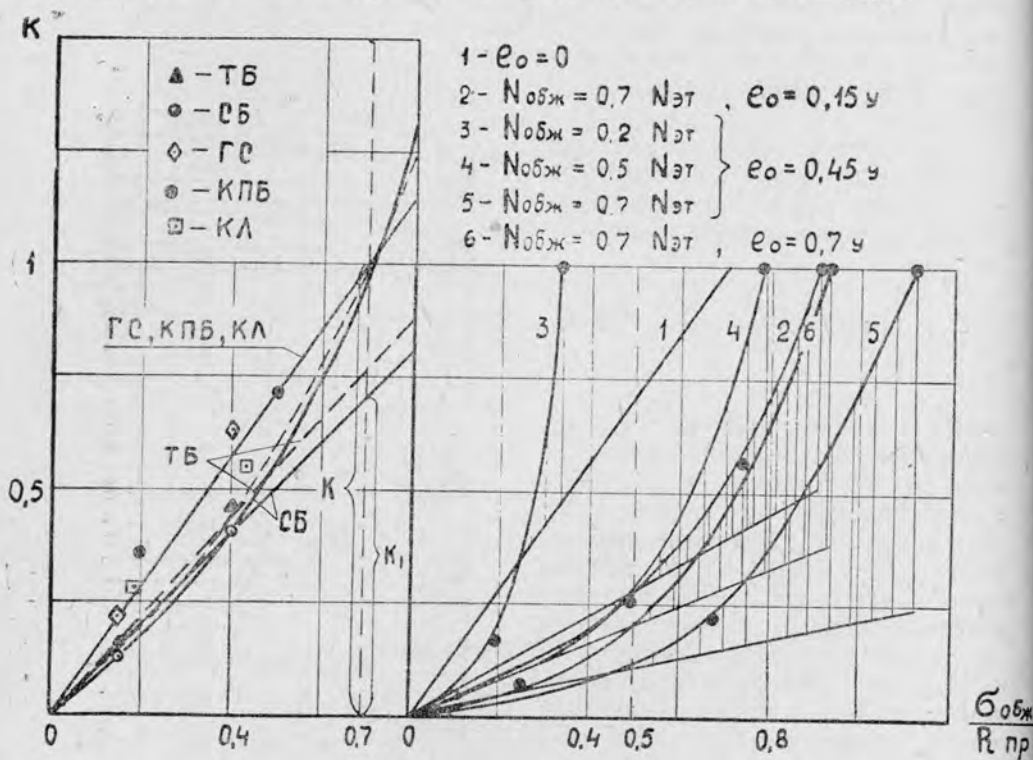


Рис. 2. К определению коэффициента нелинейности.

Аналогичные эпюры построены для контрольных* и основных образцов. Справедливость сделанного вывода о возможном использовании гипотезы плоских сечений для различных материалов хорошо подтверждается работами [4] и др.

Рассмотрение эпюр продольных деформаций позволило сделать вывод о том, что по мере приближения нагрузок к разрушающим, высота сжатой зоны или вообще не меняется или изменяется в сторону ее уменьшения. Но эти уменьшения столь незначительны, что ими в целях упрощения и без большой погрешности можно пренебречь и считать высоту сжатой зоны зависящей только от эксцентриситета. С увеличением последнего высота сжатой зоны x уменьшается и процесс этот хорошо может быть описан зависимостью С. В. Полякова [3]:

$$x = \left(\frac{n}{1 - e^{-a \cdot \lambda^b}} + c \right) y, \quad (6)$$

* В опытах использовались три группы образцов: основные—образцы, подвергнутые в возрасте \bar{t}_m длительному обжатию при постоянном напряжении $\sigma_{обж}$; эталонные — образцы, испытываемые кратковременной нагрузкой в момент загрузки основных, и контрольные, — выдерживаемые без нагрузки и испытываемые в момент разрушения основных.

где $\lambda = \frac{e_0}{y}$; a, b, c, n — постоянные, зависящие от вида материала (табл. 3).

Таблица 3

Серия	a	b	n	c	$x=zy$ при $\frac{e_0}{y}$	g	κ
ТБ	0,7	1,0	0,15	0,742	0,18	—	3,0
СБ	0,38	0,75			0,24	0,023	
ГС	0,44	0,85			0,23	0,039	
КПБ		0,75			0,46		
К	0,5	1,0			0,6	0,225	

При треугольной эпюре напряжений для образца прямоугольного сечения, выполненного из упругого материала, условие $x=2y$, как известно, выполняется при $e_0=0,33y^*$. В нашем случае для серий, приведенных в табл. 3, оно выполняется при меньших значениях e_0 , что свидетельствует о криволинейном характере распределения напряжений по сечению. Однако, в целях упрощения расчетов, как будет показано ниже, все же может быть принята треугольная эпюра, которая не приводит тем не менее к большим погрешностям в подсчете полных деформаций.

Эпюры, построенные по деформациям продольной ползучести только за период длительного обжатия, показывают, что ползучесть способствует не только повороту сечения, но и, как правило, некоторому уменьшению его сжатой части. Такой закономерности не подчиняется цементный бетон и кладка. Для них можно принять высоту сжатой зоны, независящей от продолжительности действия нагрузки.

Исключением также является одна группа силикатного бетона, подвергавшаяся обжатую нагрузкой $N_{обж}=0,7N_{ст}$ при $e=0,7y$, для которой зафиксировано незначительное (до 10%) увеличение x .

Уменьшение высоты сжатой зоны во времени можно описать зависимостью:

$$x_t = e^{g \cdot t^{\frac{1}{k}}} \left(\frac{n}{1 - e^{-a \cdot \lambda^b}} + c \right) y, \quad (7)$$

где g и k — постоянные, зависящие от вида материала (табл. 3).

Изменение во времени высоты сжатой зоны свидетельствует не только о перераспределении напряжений в сечениях, но и об изменении вида действительных эпюр. Не определяя их вида, предположим

*При $e_0 > 0,33y$ за высоту зоны x принимается расстояние от наиболее сжатой грани образца до точки пересечения огибающей эпюры деформаций с горизонтальной осью эпюры.

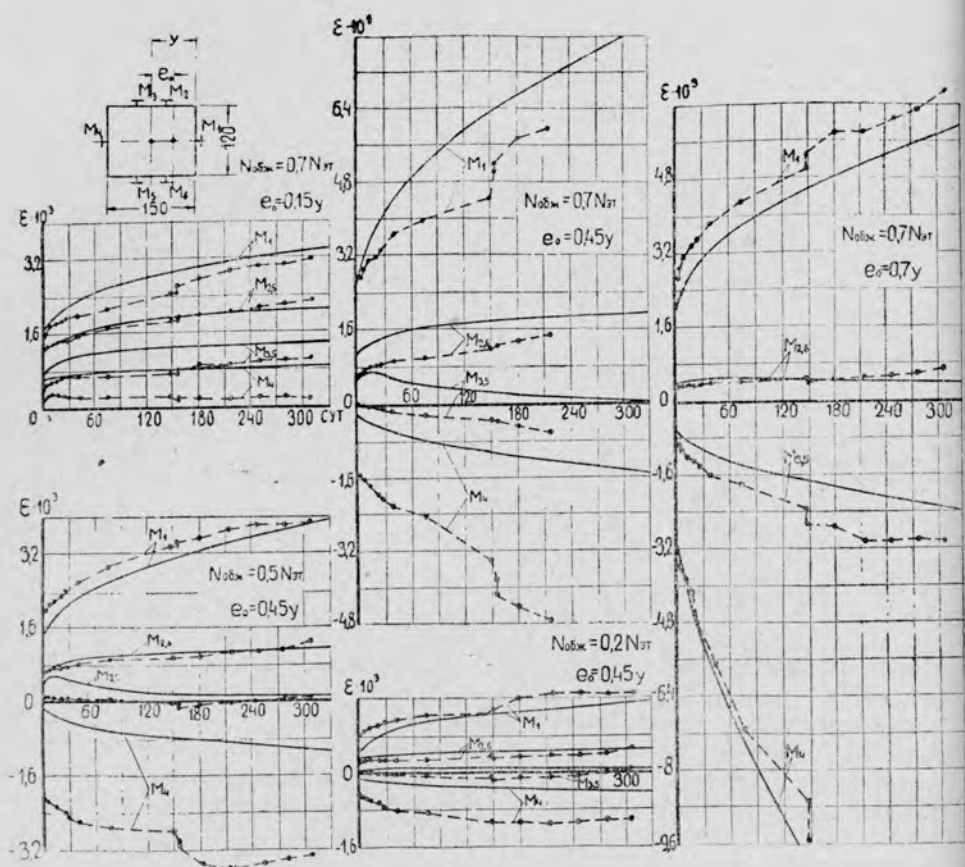


Рис. 2. Полные деформации керамзитопенобетона при внецентренном сжатии.

практическую приемлемость линейного закона. Тогда при учете в общей работе бетона растянутой зоны крайевые напряжения определяются по известной формуле сопротивления материалов:

$$\frac{\sigma_{\max}}{\sigma_{\min}} = \frac{N_{\text{обж}}}{F} \left(1 \pm 3 \cdot \lambda \right), \quad (8)$$

где $F = b \cdot h$ — площадь поперечного сечения образца.

При пользовании [8] учесть изменение во времени x не представляется возможным. В случае учета только сжатой зоны крайевые ординаты эпюры напряжений вычисляются по формуле

$$\sigma_{\max} = \frac{N_{\text{обж}}}{0,5 \cdot b \cdot x_t}, \quad (9)$$

где x_t — изменяющаяся во времени высота сжатой зоны, которая при треугольной эпюре напряжений вместо [7] может подсчитываться по значительно упрощенной формуле:

$$x_t = x \cdot e^{-g \cdot t^{\frac{1}{k}}}. \quad (10)$$

В формуле (10) x является высотой сжатой зоны образца в момент окончания загрузки до величины $N_{\text{обж}}$

$$x = 3 \left(\frac{h}{z} - e_0 \right), \quad (11)$$

где h — высота поперечного сечения образца; e_0 — эксцентриситет нагрузки.

Работа бетона на растяжение учитывалась в расчете только у силикатного бетона, так как ни в процессе загрузки, ни при длительном пребывании под нагрузками трещин в растянутой зоне не обнаружено. У остальных материалов трещины появлялись или в момент загрузки или в первые же сутки обжата, поэтому расчет полных деформаций (суммы упругих деформаций и деформаций полной ползучести) проводился без учета растянутой зоны.

Поскольку по результатам испытаний специальных серий образцов выявлено, что с возраста материала $t > 30$ сут. изменением его прочности и модуля упругости можно пренебречь, то упругие деформации загрузки подсчитывались весьма просто:

$$\varepsilon_{\text{упр}} = \frac{\sigma}{E_0}, \quad (12)$$

где E_0 — начальный модуль упругости, определенный при напряжениях $0,2 R_{\text{пр}}$ ($R_{\text{пр}}$ — предел прочности материалов при центральном сжатии по результатам испытаний эталонных образцов осевыми нагрузками).

С учетом (1), (5) и (12) выражение для полных деформаций запишется в следующем виде

$$\varepsilon = \frac{\sigma}{E_0} + A \cdot \frac{\sigma}{R_{\text{пр}}} \left(0,1 + 1,82 \cdot e^{-n \sqrt{\frac{t-t_m}{tm}}} \right) (t-t_m)^{\frac{1}{p}} \cdot \eta. \quad (13)$$

Подсчет деформаций по формуле (13) для силикатного бетона показал, что введение $\eta > 1$ приводит к завышениям теоретических их значений. По-видимому, в данном случае растянутая зона оказывает некоторое сдерживающее влияние на развитие ползучести в сжатой зоне, снижая тем самым нелинейность их развития.

У легких бетонов и кладки, согласно рис. 2, в случае центрального длительного сжатия линейная зависимость между напряжениями и деформациями имеет место даже при $0,7 R_{\text{ст}}$. Казалось бы нет необходимости вводить в расчет полные деформации коэффициента нелинейности, но кривые экспериментальных полных деформаций этих материалов свидетельствуют об интенсивном и незатухающем развитии ползучести при высоких напряжениях, что делает необходимым введение коэффициента нелинейности. Для его определения использован примененный в случае центрального сжатия метод. По этому методу построены кривые, выражающие зависимость K от величины относительных напряжений в точках расположения мессур, определенных, исходя из линейного закона распределения напряжений в сечении (в качестве иллюстрации построение произведено для серии КПБ, см. правую часть рис. 2).

Значения K подсчитывались как отношения полной ползучести в точке расположения мессуры при соответствующем $\frac{\sigma}{R_{\text{пр}}}$ к полной ползучести при максимальном (краевом) напряжении сжатия. Защищенные на рис. 2 зоны графиков представляют собой области, в которых необходим учет нелинейности развития ползучести. Для их

выявления проведены прямые, выражающие линейную связь напряжений и деформаций в случае внецентренного длительного сжатия. При этом полагалось, что линейный закон справедлив до напряжений $0,5 R_{пр}$. Лишь для одной группы образцов $\left(\frac{N_{обж}}{N_{ст}} = 0,2 \text{ и } \frac{e_0}{y} = 0,45\right)$

при установлении области нелинейной ползучести использована прямая, выражающая связь между напряжениями и деформациями центрального длительного сжатия.

Коэффициент нелинейности, установленный описанным способом, в формулу (13) вводился одновременно с учетом перераспределения напряжений в результате уменьшения высоты сжатой зоны. Из пяти исследованных материалов перераспределение напряжений учитывалось у газосиликата и керамзитопенобетона, поскольку сжатая часть сечения образцов из цементного бетона и кладки во времени практически не изменялась. Не учитывалось изменение x также и в серии СБ, так как расчет велся по формуле (8).

На примере серии КГБ можно убедиться в практической приемлемости метода учета нелинейности развития ползучести при высоких напряжениях и перераспределения напряжений при расчете полных деформаций материалов, подвергнутых длительному воздействию сжимающих нагрузок (рис. 3). Наблюдающиеся отклонения теоретических кривых от экспериментальных (особенно в растянутой зоне) объясняются известной приближенностью предлагаемого способа расчетной оценки деформаций, внецентренного сжатия. Решение этого вопроса в более строгой постановке приведет к большим затруднениям в связи со сложностью законов распределения напряжений при криволинейной эпюре.

Выводы

1. Из исследованных материалов наименьшей ползучестью при одинаковых относительных напряжениях обжатия обладает плотный силикатный бетон и наибольшей — обычная ручная кладка из глиняного кирпича и газосиликат.

2. Процесс развития ползучести бетонов и кладки может быть описан одной общей зависимостью (1).

3. Нелинейность развития ползучести при высоких напряжениях с помощью коэффициента нелинейности по формуле (5) учитывается в очень простой форме.

4. Подтверждена практическая приемлемость гипотезы плоских сечений и линейного закона распределения напряжений в сечении при расчете полных деформаций внецентренного сжатия.

5. Учет переменной во времени высоты сжатой зоны x_t при расчете крайних ординат треугольной эпюры напряжений по формуле (9) приводит к некоторому нарушению условий равновесия внутренних и внешних сил в сечении. Однако, учитывая, что увеличение x_t по сравнению с x не приводит к заметным изменениям величин напряжений в рассматриваемых точках, этим нарушением в целях упрощения расчетов деформаций можно пренебречь.

Институт сейсмостойкого строительства
Госстроя СССР

Поступило
15 сентября 1964 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Скатынский В. И. — Исследование ползучести силикатных автоклавных строительных материалов. Автореферат кандидатской диссертации, Киев, 1955.
2. Гусаков В. Н. — Тр. ВНИИНСМ. «Изгибаемые конструкции из тяжелого силикатного бетона». Госстройиздат, 1963.
3. Поляков С. В. — Длительное сжатие кирпичной кладки. Госстройиздат, 1959.
4. Камейко В. А. — Тр. ЦНИИСК, вып. 15. Госстройиздат, 1962.

МЕТОДИКА РАСЧЕТА СБОРНЫХ ИРРИГАЦИОННЫХ ЛОТКОВ-КАНАЛОВ НА СЕЙСМИЧЕСКИЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ

В районах с высокой сейсмичностью вопрос сейсмостойкости гидротехнических сооружений приобретает огромное значение.

Чтобы обеспечить надежную и долговечную работу конструкций лотков в сейсмических районах, необходимо рассчитать их на сейсмостойкость в стадии проектирования.

Сейсмическое воздействие на сооружение в пространстве, как известно, может иметь произвольное направление. Однако при расчете сооружений на сейсмостойкость достаточно учесть только горизонтальное воздействие сейсмических сил. Для упрощения расчетов, согласно [1], принято рассматривать колебание сооружений во взаимно перпендикулярных направлениях.

Предполагается, что действие сейсмических сил на сооружение в каждом отдельном направлении происходит одновременно и независимо одна от другой.

Согласно этому, колебание конструкции лотков достаточно рассматривать в продольном и поперечном направлениях, то есть по направлению наибольшей и наименьшей жесткости.

Величина сейсмической нагрузки в одной из расчетных плоскостей колебаний конструкции определяется [1] по формуле

$$S_k = Q_k \cdot K_c \cdot \beta_k \cdot \gamma_k, \quad (1)$$

где Q_k — вес сооружения, принятый сосредоточенным в точке (к); K_c — коэффициент расчетной сейсмичности сооружения; β_k — коэффициент динамичности; γ_k — коэффициент формы свободных колебаний.

Прежде чем сделать расчет по формуле (1), необходимо выбрать расчетную схему конструкции сборных железобетонных лотков, от правильного выбора которой зависит точность и трудоемкость расчета.

Свободное опирание лотков на седла опор позволяет рассматривать их как систему с одной степенью свободы. Тогда величину сосредоточенной массы наверху опоры лотка, в случае отсутствия воды в нем, определим по формуле:

$$M_A = \frac{Q_{\text{л}}}{g} + \frac{p}{2g}, \quad (2)$$

где Q_n — вес лотка, то есть $Q_n = \gamma \cdot F \cdot l$; γ — объемный вес материала лотка в т/м³; F — площадь поперечного сечения стенки лотка в м²; l — длина лотка в м; γ_1 вес опоры в т; g — ускорение силы тяжести в м/сек².

При наличии воды в лотке

$$M_B = M_A + \frac{K_1 Q_{ж}}{g}, \quad (3)$$

где K_1 — коэффициент*, определяемый по графику, согласно [2], в зависимости от отношения высоты заполнения ($0,85h$) к ее среднему радиусу (r). При этом центр приложения массы переместится выше, то есть с точки A в точку B (рис. 1 г) на величину $h_{ц} = 0,51h + \delta$, где h — глубина лотка в м; δ — толщина стенки лотка в м; $Q_{ж}$ — вес жидкости в лотке, определяемый по формуле:

$$Q_{ж} = 0,57 \cdot \gamma_1 \cdot a \cdot h \cdot l,$$

здесь γ_1 — объемный вес жидкости в т/м³; a — ширина по верху жидкости в лотке в м (по зеркалу воды).

Величина сейсмического коэффициента (K_c) принимается согласно [1].

Коэффициенты динамичности (β_k) и формы (γ_k) определяются в зависимости от динамических характеристик землетрясения и конструкции. Определение динамических характеристик сборных железобетонных лотков проведено автором на отдельном фрагменте водовода в натуре.

Регистрация колебаний конструкции лотков осуществлялась по высоте с помощью сейсмометрических приборов, установленных в трех характерных створах по длине водовода. Створы выбирались с учетом изменения высоты опор лотков над поверхностью земли, что позволило установить степень влияния погонной жесткости на изменение частотной характеристики опор.

Динамическое воздействие на конструкцию лотков осуществлено через основание, то есть колебание грунта в каждом створе возбуждалось ударом падающего груза весом $\approx P = 3$ т с высоты 5,5 м и расстояния 40 м от продольной оси лотков. Грунты в основании представляли гравийно-галечниковое отложение, включающее хорошо окатанные галечники известковых пород с небольшим содержанием гравия и песка с отдельными валунами.

В результате натурных исследований установлены истинные значения частоты, формы и декремент затухания свободных колебаний конструкции лотков.

Полученные данные позволили установить, что конструкция лотков относится к жесткой системе ($T_c < 0,3$ сек) и колебание ее во взаимно перпендикулярных направлениях происходит по первой форме, причем амплитуды колебаний распределены по закону прямой линии. В целом конструкция сборных железобетонных лотков колеблется как абсолютно жесткое тело на упруго податливом грунте основания. Это подтверждается и расчетом, выполненным по общей методике расчета сооружений на сейсмостойкость применительно к конструкции сборных железобетонных лотков. Расчет построен на предположении, что сейсмическое воздействие будет иметь невыгодное направление перпендикулярно продольной оси лотков. За расчетную схему конструкции лотков принята система с одной степенью свободы. Расчет проделан как с

* С целью упрощения расчета воду в лотке принимаем за твердое тело.

учетом перемещений вследствие деформации сдвига и изгиба конструкции опоры лотка, так и поворота ее относительно оси, проходящей через центр тяжести площади основания опорного стакана при упругой податливости основания.

На основании проведенных исследований для данной серии лотков (ЛС-80) при допуске давлении на грунт $R=2-5$ кг/см² построен график зависимости собственной частоты конструкции лотков от высоты их опоры, то есть $f = \psi(H)$ (рис. 1а).

Из графика видно, что экспериментальные значения собственных частот конструкции лотков близки к кривой $f = \psi(H)$, построенной при учете только поворота всей конструкции от упругой податливости основания. Это еще раз подтверждает, что вследствие податливости основания при соответствующих способах установки опор конструкции лотков в выемке, влияние поворота на перемещение верха конструкции лотка относительно оси, проходящей через точку (С), оказалось существеннее, чем перемещение от изгиба и сдвига самой конструкции.

Такое близкое совпадение экспериментальных данных с расчетными на участке $0,5 < H < 2,5$ м указывает, что для данного типа лотков, когда они возводятся на грунтах с расчетным сопротивлением $R < 5$ кг/см², определение периодов свободных колебаний конструкции лотка с достаточной точностью можно производить только с учетом упругого поворота ее на основании относительно главных осей, проходящих в центре тяжести площади основания опорного стакана, по формуле

$$T_c = 2\pi \cdot \sqrt{M \Delta_\varphi}, \quad (4)$$

где M — сосредоточенная масса; Δ_φ — перемещение верха конструкции лотка при повороте ее относительно оси x или y (рис. 1г) под действием единичной силы, приложенной к сосредоточенной массе, которая равна

$$\Delta_\varphi = \frac{H_p^2}{K_\varphi}, \quad (5)$$

здесь H_p — расчетная высота опоры лотка, равная расстоянию от подошвы фундаментного стакана до центра массы в м; K_φ — угловая жесткость основания, определяемая по формуле

$$K_\varphi = I_\phi \cdot C_z U + F_{тр} I_{тр}^2 \cdot C_x U, \quad (6)$$

где I_ϕ — момент инерции площади основания опорного стакана; C_z и C_x — коэффициенты упругого равномерного сжатия и сдвига грунта, принимаемые по [3]; $F_{тр}$ и $I_{тр}$ — соответственно площадь и расстояние до оси вращения боковых поверхностей, по которым происходит равномерный сдвиг при повороте; U — коэффициент, повышающий характеристики жесткости грунта в связи с малыми размерами опорного стакана, определяемый по формуле

$$U = \sqrt{\frac{10}{F_\phi}}, \quad (7)$$

где F_ϕ — площадь опорного стакана (фундамент) в м².

Значение коэффициента динамичности (β_k), согласно [1], можно принять как для жесткой системы равным 3, то есть $\beta_k = 3$, а коэффициент формы $\eta_k = 1$. Пользуясь выражением (1), можно вычислить расчетную сейсмическую нагрузку (S_k) в принятом направлении колебания конструкции лотка. Таким образом, установив величины расчет-

ной сейсмической нагрузки наверху конструкции лотка, можно вычислить величины изгибающих моментов и перерезывающих сил по высоте опоры. Дальнейший расчет заключается в проверке несущей способности опоры конструкции лотка и их элементов.

Приведенная методика расчета конструкции сборных железобетонных лотков на сейсмостойкость все же требует несколько вычислительных операций. В целях упрощения расчета, автор на основании проведенных исследований предлагает определять периоды собственных колебаний (T) конструкции лотков серии ЛС-80 в случае возведения их на грунтах с допускаемым давлением $R = 2 - 5$ кг/см² и при высоте опор лотков в пределах $0,5 < H < 2,5$ м по упрощенным формулам:

а) в случае отсутствия воды в лотке по схеме в (рис. 1)

$$T_{с.с} = 0,021 \cdot H_p; \quad (8)$$

б) при наличии воды в лотке по схеме з (рис. 1)

$$T_{с.в} = 0,0271 (H_p + h_{ц}) \quad (9)$$

или

$$T_{с.в} = 1,3 T_{с.с} \left(\frac{H_p + h_{ц}}{H_p} \right). \quad (10)$$

Приведенные формулы (8, 9, 10) будут приемлемы и для лотков серии ЛС-60 и ЛС-100. При этом погрешность в расчетах не превышает $\pm 5 - 6\%$, что вполне допустимо для данных конструкций.

Пример. Требуется определить сейсмическую нагрузку на конструкцию сборных железобетонных лотков с расчетной высотой опор $H_p = 1,0$ м, которая возводится в 9-балльном сейсмическом районе.

Предполагается, что наиболее невыгодное действие сейсмических сил имеет место в поперечном направлении конструкции лотков. Вес лотка $Q_{л} = 1,7$ т. Вес опоры $p = 0,23$ т, вес воды $Q_{ж} = 3,0$ т. Расчетное сопротивление грунта в основании $R = 3$ кг/см². Лоток серии ЛС-80. Средний радиус живого сечения воды в лотке $r = 0,5$ м. Ввиду незначительного веса опоры по сравнению с весом лотка ими пренебрегаем, то есть $p = 0$. Пользуясь формулой (9) определим период собственных колебаний конструкции лотка с учетом в нем воды.

$$T_{с.в} = 0,0271 (H_p + h_{ц}) = 0,0271 (1 + 0,44) \approx 0,04 \text{ сек.}$$

Расстояние от точки опоры лотка в седле до центра тяжести живого сечения воды ($h_{ц}$) будет составлять

$$h_{ц} = 0,51 (h + \delta) = 0,51 (0,8 + 0,06) = 0,44 \text{ м.}$$

Коэффициент динамичности конструкции лотка, согласно [1], принимаем равным трем ($\beta_B = 3$), а коэффициент формы равным единице

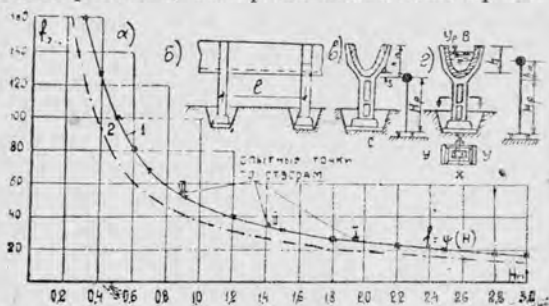


Рис. 1. Изменение собственной частоты конструкции лотков в зависимости от высоты опоры. а—график $f = \varphi(H)$; 1—без учета воды; 2—с учетом воды; б—продольное сечение лотковой эстакады; в и г—поперечное сечение лотковой эстакады.

($\eta_B = 1$). Далее, определяем величину сосредоточенной нагрузки с учетом гидродинамического воздействия жидкости в лотке в точке (Б)

$$Q_B = Q_n + K_1 Q_{ж} = 1,7 + 3 \cdot 0,5 = 3,2 \text{ т.}$$

Значение коэффициента $K_1 = 0,5$ принято согласно [2]. Тогда величина сейсмической нагрузки, действующей перпендикулярно продольной оси лотка, будет составлять

$$S_B = Q_B \cdot K_c \cdot \beta_B \cdot \eta_B = 3,2 \cdot 0,1 \cdot 3 \cdot 1 = 0,96 \text{ т.}$$

Дальнейший расчет заключается в проверке несущей способности опоры лотка в рассматриваемом сечении.

Выводы

1. При определении частоты собственных колебаний конструкции лотков во взаимно перпендикулярных направлениях за расчетную схему лотка достаточно иметь систему с массой, расположенной на одном уровне.

2. Сравнение результатов опыта с расчетными позволило установить, что при колебании конструкции лотков влияние упругой податливости основания сказывается существеннее, чем деформация изгиба и сдвига конструкции.

3. При высотах опор сборных железобетонных лотков в пределах $0,5 < H < 2,5$ м и при допускаемом давлении на грунт $R = 2-5$ кг/см² определение периодов собственных колебаний с достаточной точностью можно осуществить по предлагаемым формулам (8, 9 и 10).

ЛИТЕРАТУРА

1. СН и П — П — А — 12 — 1962 г.
2. Инструкция по определению расчетной сейсмической нагрузки для зданий и сооружений. М., 1962.
3. Корчинский И. Л., Поляков С. В., Быховский В. А. и др. — Основы проектирования зданий в сейсмических районах. ГСИ, М., 1961.

О. Д. КАШКАРОВ
 В. А. ОСТАНИНА
 Н. М. АБДУЛГАНИЕВ
 Г. А. АННАНУРОВА

ИСПАРЕНИЕ РАПЫ ЗАЛИВА КАРА-БОГАЗ-ГОЛ ПРИ 70, 90° И ТЕМПЕРАТУРЕ КИПЕНИЯ ПОД АТМОСФЕРНЫМ ДАВЛЕНИЕМ

В настоящей статье описаны результаты лабораторных опытов по испарению рапы залива Кара-Богаз-Гол.

Для опытов взята рапа залива, отобранная у пролива Кара-Богаз-Гол, которая подвергалась испарению при 70 и 90° в сосудах с постоянным, интенсивным принудительным перемешиванием.

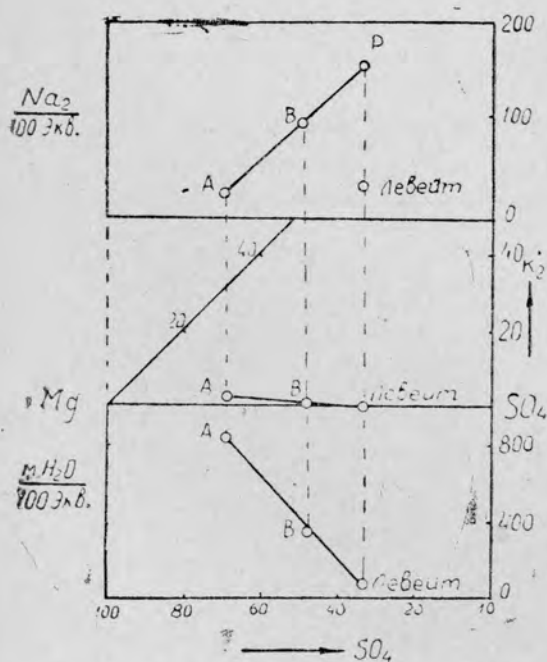


Рис. 1. Диаграмма определения солевой твердой фазы.

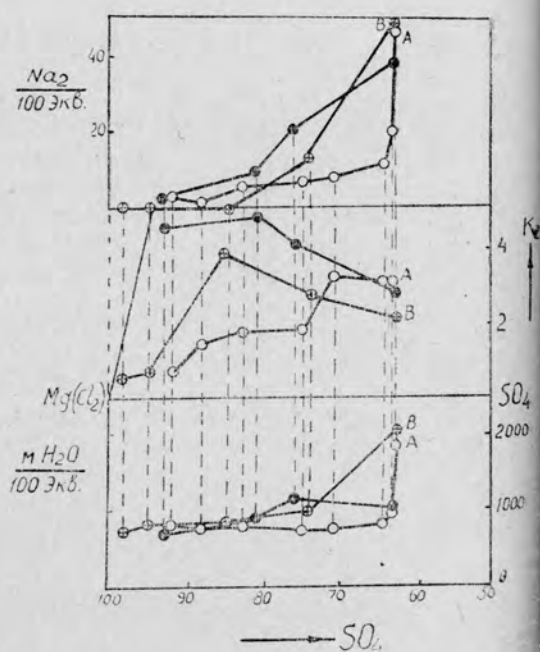


Рис. 2. Графическое изображение путей кристаллизации поверхностной рапы залива Кара-Богаз-Гол при 70, 90° и температуре кипения.
 ○ — 70°, ⊕ — 90°, ● — при температуре кипения.

Аналитические данные по испарению рапы залива Кара-Богаз-Гол при 70°

Точки на диаграмме	Наименования	Вес. %						Индексы						Твердая фаза		
		HCO ₃ '		SO ₄ '		Cl'		Mg''		K'		Na'			Σ	
		HCO ₃ '	SO ₄ '	Cl'	Mg''	K'	Na'	Σ	K ₂	Mg	SO ₄	Na ₂	H ₂ O			
А	Исходная рапа	0,13	6,12	13,48	3,58	0,48	4,63	28,42	2,8	67,6	29,6	46,7	1840	Нет		
1	1 выпарка, жидкая фаза	0,19	7,52	15,38	4,25	0,60	5,25	33,19	3,1	66,7	30,2	44,2	1440	Галит		
2	2 выпарка, жидкая фаза	0,19	8,16	15,41	4,71	0,67	4,67	33,81	3,2	67,0	29,8	35,4	1290	Галит		
2а	твердая фаза	—	1,27	55,92	0,70	0,11	35,50	93,50	3,2	66,4	30,4	1780	832	Галит		
3	3 выпарка, жидкая фаза	0,19	9,25	15,62	5,26	0,73	4,26	35,31	2,8	67,2	30,0	28,8	1120	Галит		
3а	твердая фаза	0,07	2,54	49,76	1,40	0,14	30,78	84,69	2,1	67,0	30,9	783	995	Галит		
4	4 выпарка, жидкая фаза	0,21	10,11	15,73	5,94	0,83	3,39	36,21	3,1	67,7	29,2	20,6	987	Галит		
4а	твердая фаза	0,15	4,42	49,29	1,74	0,14	30,73	86,42	1,5	59,5	39,0	565	630	Галит		
5	5 выпарка, жидкая фаза	0,22	11,11	16,70	7,05	1,03	2,29	38,40	3,1	69,1	27,8	12,0	820	Галит + левсит		
5а	твердая фаза	—	20,90	28,65	4,93	0,29	19,10	73,87	0,9	47,7	51,4	98,0	344	Галит + левсит		
6	6 выпарка, жидкая фаза	0,24	11,02	17,42	7,56	1,13	1,71	39,08	3,2	70,6	26,2	8,5	772	Галит + левсит		
6а	твердая фаза	0,14	20,81	32,02	4,75	0,14	21,72	79,58	0,4	36,6	63,0	89,0	213	Галит + левсит		
7	7 выпарка, жидкая фаза	0,27	10,07	19,05	8,15	0,62	1,47	39,63	1,8	74,7	23,5	7,2	752	Левсит + каниит + галит		
7а	твердая фаза	0,17	28,32	17,47	8,38	6,16	5,46	65,96	11,0	47,8	41,2	16,6	264	Левсит + каниит + галит		
8	8 выпарка, жидкая фаза	0,27	6,39	22,09	8,48	0,58	1,10	38,89	1,7	82,4	15,9	5,7	808	MgSO ₄ ·4H ₂ O + каниит + галит		
8а	твердая фаза	0,20	31,73	12,97	9,89	0,84	4,46	60,09	1,5	55,6	43,3	13,2	302	MgSO ₄ ·4H ₂ O + каниит + галит		
9	9 выпарка, жидкая фаза	0,26	4,3	24,98	9,18	0,44	0,41	39,63	1,4	88,0	10,6	2,1	787	MgSO ₄ ·4H ₂ O + карналлит + галит		
9а	твердая фаза	0,29	25,65	18,01	9,85	2,12	4,19	66,11	4,0	57,7	38,3	13,2	318	MgSO ₄ ·4H ₂ O + карналлит + галит		
10	10 выпарка, жидкая фаза	0,13	2,85	26,37	9,38	0,26	0,60	39,59	0,7	92,1	7,2	3,1	802	Кизерит + карналлит + галит		
10а	твердая фаза	—	27,91	17,44	11,95	2,08	0,34	66,22	3,4	61,6	35,0	2,2	276	Кизерит + карналлит + галит		

Аналитические данные по испарению рапы залива Кара-Богаз-Гол при 90°

Точки на диаграмме	Наименования	Вес. %						Индексы						Твердая фаза					
		SO ₄ ^{''}			K [·]			Na [·]			H ₂ O				K ₂	Mg	SO ₄	Na ₂	H ₂ O
		SO ₄ ^{''}	Cl [']	Mg ^{''}	K [·]	Na [·]	H ₂ O	K ₂	Mg	SO ₄	Na ₂	H ₂ O							
A	Исходная рапа	5,62	12,12	3,14	0,31	4,38	74,43	2,1	66,8	31,1	49,2	2090	Нет						
1	1 выпарка, жидкая фаза	8,20	17,27	6,48	0,79	2,32	64,94	2,8	73,7	23,5	13,8	1000	} Галит + левент						
1a	твердая фаза	20,85	28,06	5,28	0,34	18,00	27,47	0,9	49,5	49,6	89,5	349							
2	2 выпарка, жидкая фаза	4,65	22,90	8,60	1,21	0	62,64	3,8	84,7	11,5	0	838	} Кизерит + галит + карналлит						
2a	твердая фаза	27,00	19,30	10,40	2,40	4,23	36,60	4,2	57,8	38,0	12,6	276							
3	3 выпарка, жидкая фаза	1,67	26,29	9,33	0,27	0	62,44	0,7	95,1	4,2	0	862	} Кизерит + карналлит + галит						
3a	твердая фаза	14,50	27,99	10,78	5,80	1,31	39,42	10,9	66,9	22,2	4,1	322							
4	4 выпарка, жидкая фаза	0,45	30,76	10,58	0,17	0	58,04	0,5	98,4	1,1	0	730	} Кизерит + бишофит + галит						
4a	твердая фаза	15,10	29,97	11,42	0	5,03	38,48	0	74,9	25,1	17,4	343							

Таблица 3

Аналитические данные по испарению рапы залива Кара-Богаз-Гол при температуре кипения под атмосферным давлением

Температура кипения, С°	Лочки на диаграмме	Наименования	Вес. %										Индексы						Твердая фаза				
			SO ₄ ^{''}			Mg ^{''}			K [·]			Na [·]			H ₂ O			K ₂		Mg	SO ₄	Na ₂	H ₂ O
			SO ₄ ^{''}	Cl [']	Mg ^{''}	Mg ^{''}	K [·]	Na [·]	H ₂ O	K ₂	Mg	SO ₄	Na ₂	H ₂ O									
—	A	Исходная рапа*	6,12	13,48	3,58	0,48	4,63	28,42	2,8	67,6	29,6	46,7	1840	Нет									
—	1	1 выпарка, жидкая фаза	8,24	15,49	4,50	0,64	5,07	66,06	2,9	66,4	30,7	39,2	1310	} Галит									
—	1a	твердая фаза	1,98	51,82	1,08	—	32,66	12,46	—	67,6	32,4	1090											
107	2	2 выпарка, жидкая фаза	6,14	18,20	5,87	0,98	3,12	65,69	4,1	75,8	20,1	21,3	1150	} Галит + левент + кизерит									
—	2a	твердая фаза	23,07	27,94	5,17	0,05	19,36	24,41	0,2	46,7	53,1	92,5	299										
115	3	3 выпарка, жидкая фаза	5,21	21,80	7,45	1,43	1,75	62,36	4,8	80,9	14,3	10,1	915	} Галит + кизерит									
—	3a	твердая фаза	18,30	31,50	7,12	0,09	15,68	27,21	0,2	60,4	39,4	70,5	314										
123	4	4 выпарка, жидкая фаза	1,04	28,67	9,37	1,45	0,55	58,92	4,5	92,9	2,6	2,8	769	} Галит + кизерит + карналлит									
—	4a	твердая фаза	19,11	28,23	10,11	3,14	6,49	32,91	6,1	63,5	30,4	21,4	282										

* Кроме SO₄^{''}, Cl['], Mg^{''}, K[·], Na[·] — 0,13% HCO₃.

Разделялись твердые и жидкие фазы, полученные при 70 и 90°, путем фильтрации, а при температуре кипения — путем отстаивания. Анализ получаемых продуктов проводился по принятой методике [1]. Полученные результаты сведены в табл. 1—3.

Для определения состава твердых фаз, находящихся в равновесии с той или иной твердой фазой, применен графический метод, сущность которого может быть объяснена на следующем примере: допустим, что нам надо определить состав твердой фазы 5-й выпарки при 70°. Строим диаграмму, представленную на рис. 1, состоящую из трех проекций: основной ($K_2+Mg+SO_4=100$), натронной $\frac{Na_2}{100 \text{ экв}}$ и водной

$\left(\frac{\text{моли } H_2O}{100 \text{ экв}}\right)$. На них наносим изобразительные точки состава жидкой фазы 5-й выпарки (точка А), твердой фазы 5-й выпарки (точка В) и левеита. Проведем теперь на основной и водной проекциях прямые А-левеит и убеждаемся в том, что точка В в обоих случаях оказывается расположенной близко к этой прямой. Отсюда делаем вывод, что в состав твердой фазы входит левеит.

На натронной проекции точка Р, представляющая собою проекцию изобразительной точки состава левеита, соответствует концентрации $160 \frac{Na_2}{100 \text{ экв}}$. Известно, что в составе левеита ($Na_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 2,5H_2O$) содержится всего $33,3 \frac{Na_2}{100 \text{ экв}}$. Следовательно, в состав твердой фазы, кроме левеита, входит галит.

Выводы

1. Первая стадия испарения рапы залива Кара-Богаз-Гол при 70, 90° и температуре кипения сопровождается садкой галита. Последующие стадии испарения во всех трех случаях сопровождаются совместной садкой галита и левеита, которая при температуре кипения переходит в садку кизерита с галитом, а затем кизерита с галитом и карналлитом. При 90° кристаллизация галита и левеита сменяется выпадением в твердую фазу галита, кизерита и карналлита, а при 70° — галита, четырехводного сульфата магния и каинита. В дальнейшем происходит кристаллизация смеси карналлита с галитом и сульфатом магния, сперва четырехводным, а затем одноводным.

2. При повышении температуры выпарки стадия кристаллизации калийных солей отдалается в том смысле, что в маточных растворах, получаемых в начале выпадения их в осадок, содержание калия возрастает.

Всесоюзный научно-исследовательский институт галургии
Институт химии
АН Туркменской ССР

Поступило
12 марта 1964 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Методы анализа рассолов и солей. Труды ВНИИГ, вып. XXII, 1950.

Э. АМАНОВ
 Г. П. АШУМОВ
 Н. И. ЛУЛОВА

ОПРЕДЕЛЕНИЕ УГЛЕВОДОРОДНОГО СОСТАВА ЦИКЛОПЕНТАНО-ПАРАФИНОВОЙ ЧАСТИ БЕНЗИНА ПРЯМОЙ ГОНКИ КОТУРТЕПИНСКОЙ НЕФТИ

В предыдущем сообщении приведены результаты анализа ароматической и гидроароматической частей бензина котуртепинской нефти, исследованных комплексным методом [1].

В настоящей статье изложены результаты исследования индивидуального углеводородного состава циклопентано-парафиновой части указанного бензина после удаления циклогексановых углеводородов. Исследование проводилось методом газожидкостной хроматографии [2].

Разгонка циклопентано-парафиновой части исследуемого бензина проводилась на колонке эффективностью 40 теоретических тарелок. Характеристика полученных узких фракций приведена в табл. 1.

Таблица 1

Свойства узких фракций

Номера фракций	Пределы кипения, °С	Выход, % на фракцию	Выход, % на исходный бензин	n_D^{20}	d_4^{20}	Анилиновая точка, °С
1	35—67	3,64	2,09	1,3760	0,6644	63,9
2	67—92	28,46	16,38	1,3985	0,7169	54,5
3	92—123	32,75	18,83	1,4090	0,7263	60,5
4	123—130	3,66	2,2	1,4168	0,7522	58,5
5	130—133	2,15	1,23	1,4175	0,7530	62,6
6	133—135	4,11	2,36	1,4190	0,7558	63,0
7	135—137	3,88	2,23	1,4200	0,7561	62,0
8	137—139	3,23	1,86	1,4180	0,7521	65,6
9	139—141	3,16	1,82	1,4165	0,7471	67,9
10	141—150	5,4	3,11	1,4250	0,7706	62,5
	Остаток	5,52	3,18	—	—	—
	Потери	4,04	2,32	—	—	—
	Всего	100,0	57,51	—	—	—

Исследование полученных фракций проводилось на хроматографе «фрактовап» в газовой лаборатории ВНИИ НП. В качестве жидкой фазы применялась апиэзоновая смазка, нанесенная в количестве 15% (вес.), на низенский диатомовый кирпич зернением 0,25—0,50 мм.

Длина хроматографической колонки равна 8 м, внутренний диаметр — 6 мм, форма колонки — U-образная.

В качестве газа-носителя использовался водород. Пробы вводили в количестве 0,05 мл.

Хроматографическое разделение первой фракции (35—67°) проводилось при температуре 61,5°. Расход газа-носителя составлял 8,73 л/час. Хроматограмма этой фракции приведена на рис. 1.

Как видно из рис. 1, в указанной фракции определено 9 индивидуальных углеводородов, начиная с бутана. При анализе фракции 67—92 и 92—123°С на той же жидкой фазе лучшее разделение получилось при температуре термостатирования колонки равной 100°С и расходе газа-носителя 8,82 л/час.

На рис. 2. приведена хроматограмма фракции 67—92°С.

В указанной фракции идентифицировано 10 индивидуальных углеводородов.

Сравнение индивидуального состава 1 и 2 фракций показывает, что некоторые углеводороды, вследствие нечетного разделения, встречаются в обеих фракциях.

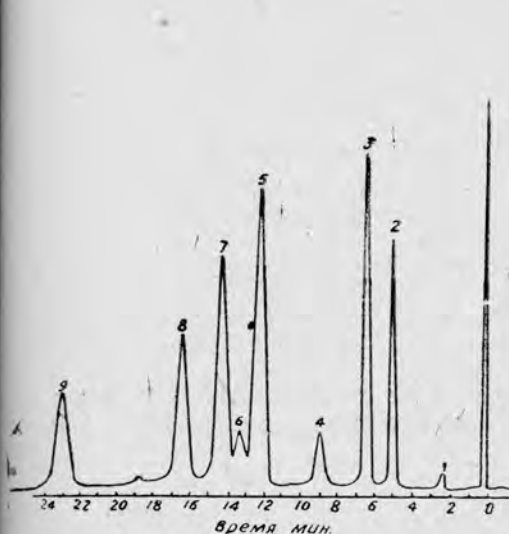


Рис. 1. Хроматограмма бензиновой фракции 35—67°С. Углеводороды: 1—н. бутан; 2—изопентан; 3— н. пентан; 4—2,2-диметилбутан; 5—2,3-диметилбутан+2-метилпентан; 6—циклопентан; 7—3-метилпентан; 8— н. гексан; 9—метилциклопентан.

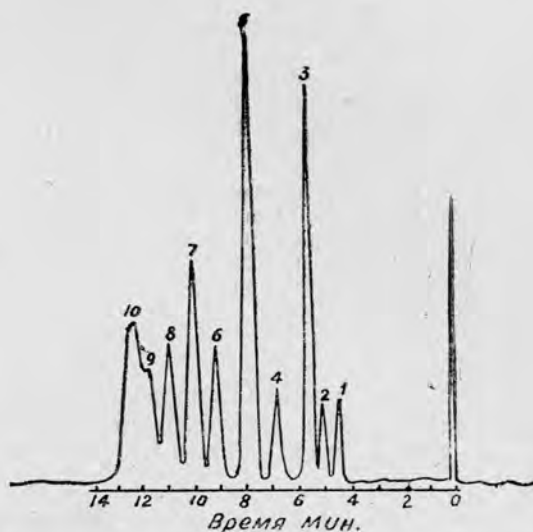


Рис. 2. Хроматограмма бензиновой фракции 67—92°С. Углеводороды: 1—2,3-диметилбутан+2-метилпентан; 2—3-метилпентан; 3—н. гексан; 4—2,2-диметилпента; 5—метилциклопентан; 6—3,3-диметилпентан; 7—2+3-метилгексан; 8—2,3-диметилпентан; 9— н. гептан; 10—1,1-диметилциклопентан.

Каждая из остальных семи узких фракций (123 до 150°С) подвергалась в аналогичных условиях хроматографическому анализу отдельно: температура разделения фракций—115°С, а расход газа-носителя составлял 5 л/час. В качестве жидкой фазы применялось полиметилсилоксановое масло ($n_D^{20}=0,972$; $d_D^{20}=1,4032$). Длина колонки равна 12 м.

В табл. 2 суммированы данные хроматографического исследования циклопентано-парафиновой части исследуемого бензина.

Как видно из табл. 2, в результате исследования впервые в бензине котуртепинской нефти нами идентифицировано и количественно определено содержание 42 индивидуальных углеводородов.

Индивидуальный состав циклопентано-парафиновой части бензина

Углеводороды	Выход, % на исход- ный бен- зин	Углеводороды	Выход, % на исход- ный бен- зин
I. Нормальные парафиновые		4-метилгептан	0,76
н. бутан	0,02	2,2-диметилгептан	3,08
н. пентан	1,77	2,4-диметилгептан	0,40
н. гексан	2,70	3,3-диметилгептан	0,97
н. гептан	2,61	2,5-диметилгептан	1,23
н. октан	1,22	2,6-диметилгептан	1,23
н. нонан	0,30	4-этилгептан	0,79
	8,62	2-метилоктан	0,70
II. Изопарафиновые		3-метилоктан	0,07
изопентан	1,68	2,4,4-триметилгептан	0,14
2,2-диметилбутан	0,41	2,3,6-триметилгептан	0,36
2,3-диметилбутан+2-метил- пентан	0,88	2,4-диметилоктан	0,10
2-метилпентан	2,91	3,3-диметилоктан	0,01
3-метилпентан	2,09		34,30
2,2-диметилпентан	0,71	III. Циклопентановые	
3,3-диметилпентан	1,34	циклопентан	0,78
2,3-диметилпентан	1,61	метилциклопентан	4,18
2-метилгексан	1,00	1,1-диметилциклопентан	2,78
3-метилгексан	0,99	транс-1,3-диметилциклопен- тан	0,11
2,2-диметилгексан	0,62	цис-1,2-диметилциклопентан	0,46
2,3-диметилгексан	5,88	транс-1,2-диметилциклопен- тан	0,38
3,3-диметилгексан	2,49	изопропилциклопентан	1,14
2,4-диметилгексан	0,55		9,88
2,5-диметилгексан	0,55		53,58
2-метилгептан	0,75		
		Итого	

На основании проведенного исследования детализированный групповой углеводородный состав бензина может быть представлен в следующем виде (% вес.).

Парафиновые углеводороды	49,92
в том числе:	
нормальные парафиновые	8,62
парафиновые с одним третичным атомом углерода	11,74
парафиновые с двумя третичными атомами углерода	12,43
парафиновые с тремя третичными атомами углерода	0,36
парафиновые с одним четвертичным атомом углерода	9,63
парафиновые с одним третичным и одним четвертичным атомами углерода	0,14
циклопентановые	9,83

Из приведенных данных видно, что основную массу парафиновых углеводородов составляют изопарафины. Из них преобладающими являются углеводороды с двумя третичными атомами углерода. Содержание отдельных представителей этого ряда доходит до 5,88%.

Из нормальных углеводородов большая часть приходится на долю н. гексана (2,70%) и н. гептана (2,61%). Лишь в небольшом количестве содержится н. нонан (0,3%) и н. бутан (0,02%).

Содержание циклопентановых углеводородов сравнительно невелико (9,83%). Из семи найденных циклопентановых углеводородов наибольшее количество приходится на долю метилциклопентана — 4,18% и 1,1-диметилциклопентана — 2,78%, в незначительном количестве транс-1,3-диметилциклопентан — 0,11% и транс-1,2-диметилциклопентан — 0,38%.

Выводы

1. Методом газожидкостной хроматографии впервые детально исследована циклопентано-парафиновая часть бензина прямой гонки (НК-150°C) котуртепинской нефти.

2. Для исследованной фракции бензина характерно высокое содержание парафиновых углеводородов, особенно изопарафиновых с двумя и одним третичным атомом углерода.

3. Установлено содержание циклопентановых углеводородов, среди которых преобладает метилциклопентан (4,18%).

4. Индивидуальный углеводородный состав бензина (НК-150°C) котуртепинской нефти расшифрован на 88,56%.

5. Всего в бензине котуртепинской нефти идентифицировано 60 индивидуальных углеводородов.

Институт химии
АН Туркменской ССР

Поступило
20 октября 1964 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аманов Э., Ашумов Г. Г. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 6, 1964.
2. Лулова Н. И., Тарасов А. И., Федосова А. К., Леонтьева С. А., Квасова В. А. — Хим. и технол. топлив и масел, № 12, 1963.

А. Г. ЕЗИАШВИЛИ

ТЕКТОНИКА РАЙОНА АШХАБАДА В СВЯЗИ С ПЕРСПЕКТИВАМИ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

Рассматриваемая территория расположена в северной окраине Туркмено-Хорасанской горной области. Она охватывает части трех геоструктурных элементов Копетдагской складчатой системы: Главный антиклинорий; Передовую антиклинальную цепь и примыкающую к ней с юга цепь синклиналей и Предгорный передовой прогиб*. На границе двух геоструктурных элементов, передовой антиклинальной цепи и предгорного прогиба, прослеживается крупное дизъюнктивное нарушение — Главный взброс термальной зоны. Оно резко выражено в рельефе, отделяя горную область от предгорий. Структуры горной области, сложенные исключительно меловыми отложениями, расположены южнее Главного взброса и имеют параллельное последнему северо-западное простирание. К ним относятся следующие складки: антиклинали — Приграничная (Гауданская), Маркоуская, Гиндувардагская, Хальват-Каранкинская; синклинали — Ванновская и Яблоновская [7, 8]. К северо-востоку от Главного взброса расположена зона discordantno-ориентированных складок субширотного направления (антиклинали — Кешенымбаирская, Геаминская, Гяурсдагская; синклинали — Бекровинская, Первомайская и Манышская), отображенных выходами меловых, палеогеновых и неогеновых пород (рис. 1).

Приграничная (Гауданская) антиклиналь вместе с другими крупными антиклинальными хребтами Копет-Дага объединена в северную антиклинальную цепь — одну из геоструктурных единиц «Главного антиклинория Копет-Дага». Антиклинали Маркоуская, Гиндувар-Дагская, Хальват-Каранкинская рассматриваются вместе с другими складками передовой антиклинальной цепи как «Главная передовая (Ашхабад-Бахарденская) антиклиналь Центрального Копет-Дага. Складки Ванновская и Яблоновская входят в единую цепь брахисинклиналей, именуемую «Главной синклиналью» Копет-Дага [7, 8].

По нашему мнению, передовая антиклиналь к юго-востоку от поселка Первомайского, погружаясь, сливается с северным крылом Приграничной антиклинали. Мы считаем также, что Гяурсдагская антиклиналь и Манышская синклиналь не являются составными частями

* Структурная схема П. И. Калугина [7].

соответственно Главной передовой антиклинали и Главной синклинали Центрального Копет-Дага, не продолжают эти геоструктурные элементы к востоку. Обе складки к северо-западу замыкаются на северном крыле Главного взброса термальной зоны. Причем это замыкание происходит в одном и том же месте дневной поверхности (рис. 1).

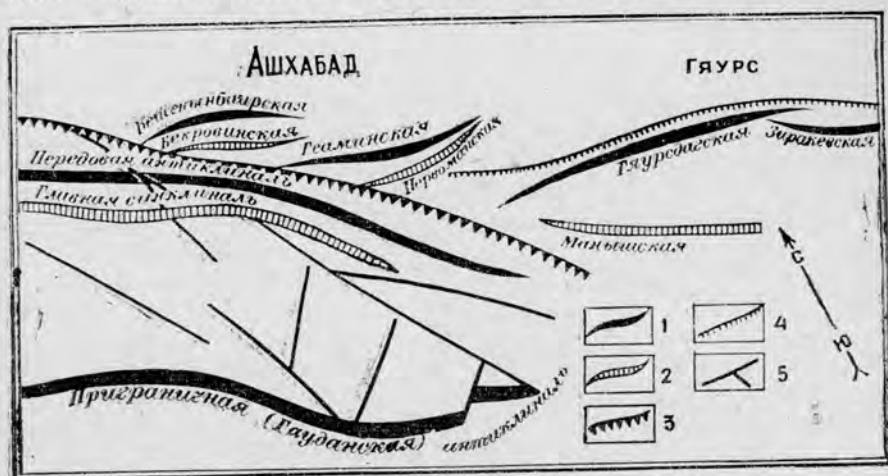


Рис. 1. Схема расположения основных структурных элементов на участке Безмежи-Гяурс. 1—Оси антиклиналей; 2—оси синклиналей; 3—главный взброс термальной зоны; 4—Гяурдагский взброс; 5—прочие разрывы.

Наши наблюдения подтверждают предположение И. А. Резанова о наличии севернее пос. Первомайского антиклинальной складки [17]. Последняя прослежена по простиранию и названа Геаминской антиклиналью. Синклиналильные структуры южнее Геаминской и Кешеныйбаирской антиклиналей названы нами соответственно Первомайской и Бекровинской синклиналиями (рис. 1). Гяурдагский взброс не является продолжением Главного взброса термальной зоны. Последний находит свое продолжение к юго-востоку в Харварском взбросе [7]. Главный взброс термальной зоны не является только внутренним осложнением отдельных антиклинальных структур, как это утверждали некоторые исследователи [12, 17], а прослеживается непрерывно вдоль северо-восточных склонов передовых хребтов Центрального и восточной части Западного Копет-Дага от ст. Арчман на северо-западе и до государственной границы с Ираном на юго-востоке, уходя за их пределы. В районе Куручайской гряды, к юго-западу от ст. Бахарден, он проходит в основном вдоль контакта палеогеновых глин с континентальными отложениями неогена и сливается с Тырновским надвигом в западном склоне Арвазской долины (рис. 2).

Строение складчатых структур описываемого района детально освещено в литературе [7, 8, 17], а также в фондовых материалах Управления геологии и охраны недр при СМ СССР. Остановимся лишь на характеристике предгорных складок, расположенных в непосредственной близости от Ашхабада, в зоне сочленения горной области и Предкопетдагского прогиба и заслуживающих внимания в отношении перспектив нефтегазоносности. Переходная зона от горной интенсивно складчатой области к предгорному прогибу осложнена, как уже отмечено выше, антиклиналями (Кешеныйбаирская, Геаминская) и синклиналиями — (Бекровинская и Первомайская, рис. 1). Кешеныйбаирская антиклиналь представляет собой хорошо выраженную в рельефе симметричную брахискладку. Брахиантикли-

наль сложена континентальными отложениями кешенымбаирской свиты и нижнечетвертичного отдела. Углы падения кешенымбаирских слоев на крыльях складки не превышают 5—10°. Длина складки 14 км, ширина в среднем 4—5 км. Антиклиналь на юго-востоке погружается под четвертичный пролювий, а на западе срезается Главным взбросом термальной зоны. Наибольшая высота складки наблюдается к юго-западу от Ашхабада и достигает по кровле кешенымбаирской свиты +400 м. К западу и юго-востоку по оси складки отметки кровли свиты постепенно снижаются. На западе близ Главного взброса термальной зоны они не превышают +320 м. Погружение шарнира складки на расстоянии 9 км составляет 80 м. Более крутое погружение шарнира наблюдается к юго-востоку, где всего на расстоянии 5 км амплитуда погружения составляет 100 с лишним метров. По данным сейсморазведки,

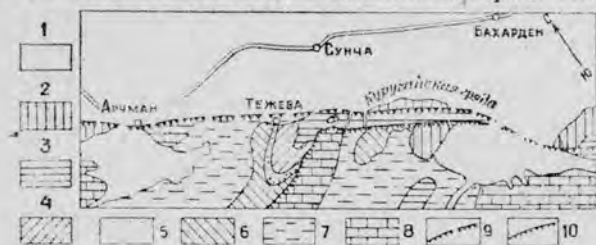


Рис. 2. Строение передовой зоны Копет-Дага на участке Арчман — Бахарден. 1 — Четвертичные отложения; 2 — неоген; 3 — палеоген; 4 — белый мел; 5 — сеноман; 6 — альб; 7 — апт; 8 — баррем; 9 — главный взброс термальной зоны; 10 — турновский надвиг.

перекрывая более древние горизонты и образуя пологое поднятие, несомненно, имеют угловые и азимутальные несогласия с подстилающими породами, но они, по-видимому, повторяют в общем дислокации нижележащих слоев мезо-кайнозойской толщи. Последнее, в частности, подтверждается данными гравиметрической съемки, согласно которой Кешенымбаирской брахиантиклинали соответствует подъем кровли фундамента, совпадающий в плане с относительным гравитационным максимумом силы тяжести.

Таким образом, Кешенымбаирская брахиантиклиналь представляет возможную структурную ловушку для нефти и газа не только в верхнепалеоценовых, но и, по-видимому, в более древних образованиях мезокайнозойской толщи.

Геаминская брахиантиклиналь сложена кешенымбаирскими и нижнечетвертичными породами. Углы падения на крыльях варьируют от 1 до 6°. Длина складки около 12 км, ширина — в пределах распространения нижнечетвертичных отложений — около 6 км. Наиболее возвышенная часть складки расположена севернее пос. Первомайского, где по склонам Геаминского ущелья обнажаются слагающие свод брахиантиклинали наиболее древние породы — конгломераты кешенымбаирской свиты.

К северо-западу и востоку от Геаминского ущелья эти конгломераты погружаются под нижнечетвертичные отложения. Снова они показываются лишь на востоке в левом склоне долины Кельте-Чинар. Восточнее последней верхи конгломератов денудированы, а нижняя часть погружена под пролювий предгорий.

Абсолютные отметки нижнечетвертичного пролювия в наиболее приподнятой сводовой части Геаминской брахиантиклинали севернее пос. Первомайского колеблются в пределах +440—470 м. Они снижа-

Кешенымбаирская брахиантиклиналь четко вырисовывается по поверхности верхнего мела на глубине 2,5—3,0 км. Однако по неогеновому горизонту (сармат?) она не фиксируется. Учитывая мнение авторов, что данные сейсморазведки «не достаточно уверенные» [10], нам представляется более вероятным, что отложения кешенымбаирской свиты, несогласно

ются в сторону периклиналей складки на северо-западе до +400 м и на востоке (левый склон долины Кельте-Чинар) до +300 м.

Наличие Геаминской антиклинальной структуры на глубине в районе западной ее периклинали было установлено сейсморазведкой, которая выявила перегиб пластов в кровле палеогена с амплитудой 300—400 м. Кровля палеогена расположена на глубине 700—900 м от дневной поверхности [10]. Следовательно, Геаминская брахиантиклиналь также представляет возможную структурную ловушку для нефти и газа в неогеновых, палеогеновых, а также в меловых отложениях, составляющих один структурный этаж с палеогеном.

На продолжении осей Геаминской и Кешенынбаирской брахиантиклиналей в области Предкопетдагского прогиба возможно существование погребенных брахиантиклинальных структур. Южнее Кешенынбаирской и Геаминской брахиантиклиналей расположены, как уже отмечено, Бекровинская и Первомайская синклинали.

Основанием для выделения Бекровинской синклинали послужило, с одной стороны, наличие Кешенынбаирской брахиантиклинали и, с другой стороны, моноклинальное строение северного опущенного крыла Главного взброса термальной зоны на всем его протяжении. Синклиналь сложена плиоценовыми континентальными отложениями, скрытыми под покровом четвертичных отложений (рис. 2). На западе она срезается Главным взбросом термальной зоны, а на востоке, по-видимому, замыкается юго-восточнее Ашхабада, либо же продолжается в сторону Предкопетдагского прогиба.

Первомайская синклиналь, расположенная севернее одноименного поселка, фиксируется в нижнечетвертичных пролювиальных отложениях по склонам Первомайской продольной долины, которая, по нашему мнению, выработана в мульде синклинали. Наклон четвертичных слоев на крыльях синклинали колеблется от 1 до 6°.

Продолжение Первомайской синклинали к северо-востоку не установлено, ввиду плохой обнаженности конгломератов нижне-четвертичной толщи, она, вероятно, протягивается вдоль юго-восточного крыла Геаминской брахиантиклинали. На западе синклиналь либо замыкается, либо срезается Главным взбросом термальной зоны (рис. 1).

Предгорный прогиб Копет-Дага в районе Ашхабада имеет наибольшую глубину. Поверхности мезозойских и палеозойских отложений здесь погружены соответственно на глубину 4 и 10 км.

В строении прогиба участвует тот же комплекс осадочных пород мезозоя и кайнозоя, что и в передовой зоне Центрального и Западного Копет-Дага. Верхняя юра и неоком, по-видимому, должны быть представлены известняками, песчаниками, мергелями, доломитами и другими породами мощностью 2,5 км; апт, альб и сеноман-песчаниками, алевролитами и аргиллитами мощностью 1,35 км; белый мел — мергелями, известняками, глинами мощностью 1,3 км; палеоген — глинами, песками и песчаниками — 1,7 км; карагауданская свита — алевролитами, песчаниками, глинами и конгломератами мощностью до 575 м (286 м на Изганте); средний миоцен — оолитовыми известняками и мергелями мощностью 20 м; сармат — известняками, глинами, мергелями мощностью 110—115 м; казганчайская свита — песками, глинами, песчаниками, алевролитами и конгломератами мощностью от 520 м (в Копет-Даге) до 750—900 м (на Изганте, по А. Г. Блискавка и др.). Акчагыл представлен морскими отложениями, в прогибе это пески, алевролиты мощностью до 410 м, на юге в предгорной зоне Копет-Дага они замещаются континентальными образованиями кешенын-

баирской свиты. Апшерон сложен песками и песчаниками с прослоями глин и конгломератов на юге, мощность его составляет 40 м на Изганте и 200 м в Копет-Даге (верхи кешенымбаирской свиты). Четвертичная толща состоит из пролювиальных и аллювиальных галечников, песков, супесей, суглинков и глин. О составе более глубоких горизонтов мезозоя и палеозоя можно судить лишь на основании материалов по Заглубежному Копет-Дагу [7] и Красноводскому району (А. В. Глазунова и др.).

К настоящему времени установлено, что северный склон прогиба постепенно поднимается в сторону Кара-Кумов. На южном склоне наблюдается более крутой подъем пластов в сторону гор (рис. 3). Рассматриваемая территория предгорий Центрального Копет-Дага в виду своей близости к промышленному и культурно-административному центру республики должна была бы быть наиболее исследованным уголком нашей республики в смысле геологической, гидрогеологической и геофизической изученности. Однако, если наши представления о поверхностном геологическом строении горной области и предгорной зоны и о глубинном строении северного склона Предкопетдагского прогиба основаны на достоверных данных съемки и глубокого бурения, то до сего времени остается почти совершенно неясным глубинное геологическое строение зоны сочленения горной области с прогибом, даже до глубин, доступных для применения в настоящее время станков глубокого бурения. До настоящего времени не выяснено, осложнен ли этот район интенсивной складчатостью, как предполагают некоторые исследователи [7, 8, 13, 14], или же здесь имеются только отдельные пологие брахискладки, как это наблюдается на дневной поверхности. К сожалению, некоторые данные о строении Кешенымбаирской и Геаминской брахисинклиналей на глубине, полученные в результате геофизических исследований, не убедительны. Остается невыясненным и характер разрывной дислокации на этом участке. Нет достаточных сведений о том, как южный склон прогиба сочленяется с осевой частью прогиба (севернее Главного надвига), безразломно или же с разломами ступенчатого характера. В некоторых геофизических отчетах [10 и др.] имеются сведения о наличии к северу Главного взброса второго разрыва, протягивающегося севернее Кешенымбаирской гряды, но на основе этих данных очень трудно судить о характере (угол наклона, амплитуда) и возрасте этого разрыва. Даже Главный надвиг термальной зоны южнее Кешенымбаирской гряды проведен предположительно под покровом четвертичных отложений. Слабая изученность глубинного геологического строения описываемого участка объясняется следующими причинами: 1. Мощный плащ четвертичных и неогеновых континентальных отложений затрудняет выяснение стратиграфического положения преломляющих сейсмических горизонтов и ухудшает геологическую интерпретацию материалов геофизических исследований. 2. Достаточно глубокая скважина, при помощи которой можно было бы произвести коренное улучшение геологической интерпретации геофизических материалов для выявления погребенных брахиантиклинальных структур в районе, отсутствует. Самой глубокой скважиной на всей предгорной зоне Центрального Копет-Дага является скважина, пробуренная в 1897 г. на территории Ашхабада до глубины 690 м, она не вышла из континентального неогена.

Исходя из вышесказанного, наши представления о глубинном геологическом строении Кешенымбаирской брахиантиклинали, изображенные на прилагаемом геологическом разрезе (рис. 3), основаны в значительной мере на предположениях и, следовательно, весьма при-

близительны. Однако наиболее вероятно все же, что структурный план района Кешенынбаирской и Геаминской брахиантиклиналей был заложен еще до акчагыла и что дислокации верхнеплиоценового структурного этажа в той или иной степени являются унаследованными.

Территорию южного борта Предкопетдагского прогиба можно рассматривать как часть возможного нефтегазоносного района предгорий Копет-Дага [16]. К описываемому району с северо-востока примыкает Центрально-Каракумский свод с крупной газоносной Дарваза-Зеаглинской структурой, где основными продуктивными толщами являются отложения апта, альба и сеномана [5, 6].

В строении апта, альба и сеномана значительную роль играют песчаники. Они составляют больше половины мощности разреза верхнеаптских (мощность 320 м), средне- и верхнеальбских (287 м) и сеноманских (223 м) отложений. Подчиненную роль занимают алевролиты, мергели, аргиллиты и известняки-ракушечники, которые преобладают над песчаниками лишь в нижнем апте (213 м) и низах альбского яруса (320 м). Результаты исследований съемочной партии экспедиции МГУ в предгорьях Западного Копет-Дага показали, что наиболее обогащенными битуминозными веществами в комплексе апт-альб-сеноманских пород являются алевролитово-глинистые пачки, которые можно рассматривать, как битумопронизованные породы. Анализ гранулометрического состава и коллекторских свойств позволил выделить несколько пачек песчаников с хорошими коллекторскими свойствами [11].

Учитывая выдержанность по простиранию основного литологического состава отложений апта, альба и сеномана, можно предполагать, наличие в этих отложениях в пределах района г. Ашхабада нескольких пачек песчаников с благоприятными коллекторскими свойствами, имеющих достаточно надежные покрывки алевролитово-глинистых и мергелистых пород. Эти пачки песчаников образуют, вероятно, пластовые сводовые ловушки, приуроченные к сводам Кешенынбаирской и Геаминской брахиантиклиналей.

Южный борт Предкопетдагского прогиба в районе Ашхабада может оказаться перспективным в нефтегазоносном отношении даже за пределами осложняющих его брахиантиклинальных поднятий. Наличие мощной зоны брекчии и брекчированных пород Главного взброса препятствует проникновению к югу возможных скоплений нефти и газа в моноклинальном борту прогиба и обуславливает образование тектонически экранированных ловушек (рис. 3).

Перспективными в нефтегазоносном отношении могут являться не только отложения апта, альба и сеномана, но и сенона, датского яруса, палеогена и отчасти континентального неогена.

Рассматриваемый район по своему структурному положению и геологическому строению близок к предгорному району Западного Копет-Дага, где в 1961 г. при бурении скважины в верхнемеловых карбонатных отложениях были отмечены газопроявления. В подземных водах, вскрытых скважиной, установлено высокое содержание йода и брома, что является косвенным признаком возможной нефтегазоносности карбонатных пород верхнего мела [11].

В палеогеновых отложениях нефтегазоносными могут оказаться песчаники бухарского и сузакского ярусов и верхнего олигоцена (актепинские слои). Промышленные месторождения палеогена известны в непосредственной близости от юго-восточных границ нашей республики, в районе Термеза и Северного Афганистана [9]. Наличие углеводородных газов выявлено в глинистых отложениях эоцена на Изгантской

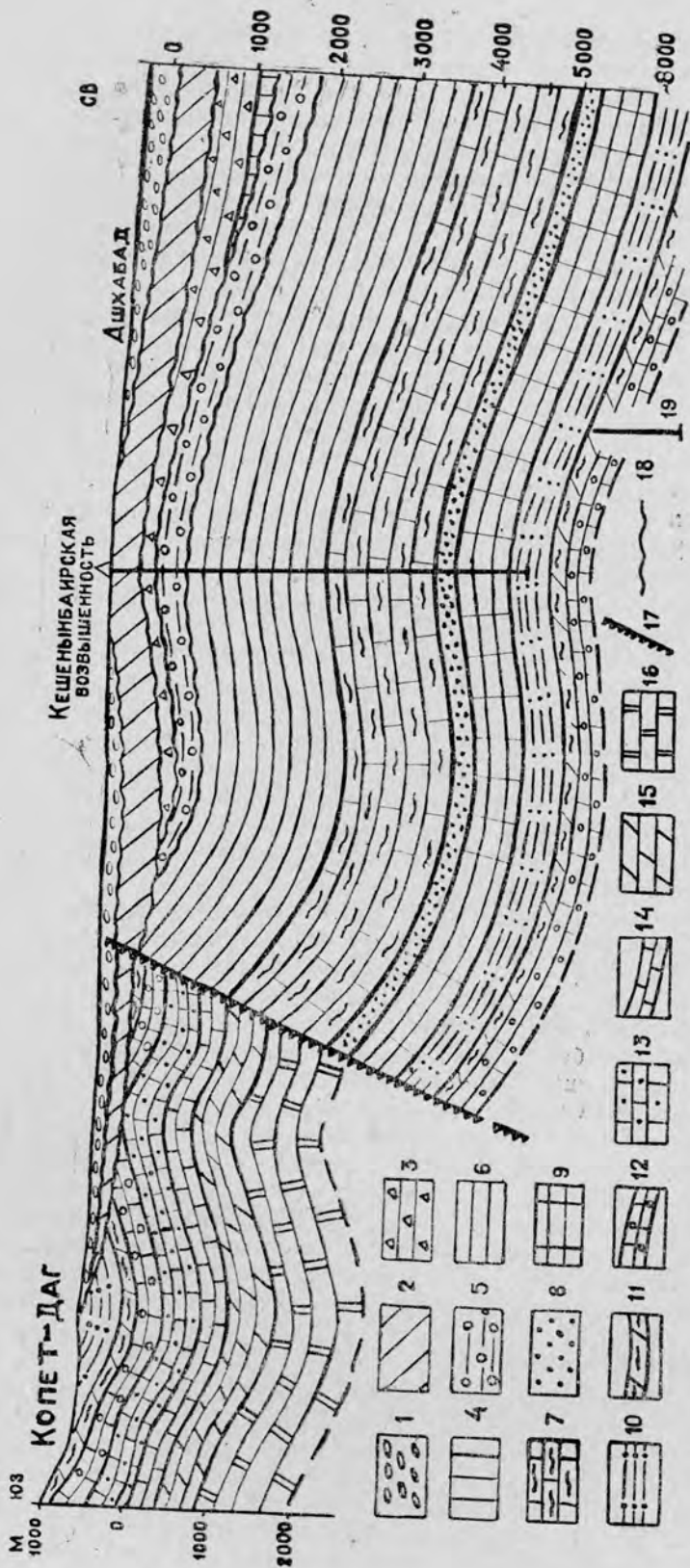


Рис. 3. Геологический разрез по линии Ашхабад—хр. Копет-Даг. 1 — Четвертичные отложения; 2 — кешеньбайрская свита; 3 — казанчайская свита; 4 — сармат; 5 — карагауданская свита; 6 — па леоген; 7 — белый мел (турон, сенон и даний); 8 — сеноман; 9 — альб; 10 — апт; 11 — верхний баррем; 12 — нижний баррем; 13 — верхний баррем; 14 — нижний готерив; 15 — валанжин; 16 — верхняя юра; 17 — Главный взброс термальной зоны; 18 — несогласия; 19 — рекомендуемая к бурению опорная скважина (соотношение горизонтального и вертикального масштаба 1:1).

структуре, расположенной в северном борту Предкопетдагского прогиба [1].

Неогеновые отложения в пределах брахиантиклинальных структур закрыты и могут представлять некоторый интерес в нефтегазовом отношении. В неогеновое время в пределах Предкопетдагского прогиба происходила частая смена морских и континентальных режимов, при которой, по данным Д. В. Наливкина, могло бы концентрироваться органическое вещество будущей нефти [15].

На основании изложенного, целесообразно провести на площадях Кешенынбаирской и Геаминской брахиантиклиналей структурно-поисковое бурение и рациональный комплекс геофизических исследований.

В первую очередь рекомендуется бурение одной глубокой структурно-поисковой скважины. Она должна быть заложена в сводовой части Кешенынбаирской брахиантиклинали в долине Бекрова. Ориентировочная глубина скважины 5000 м (рис. 3).

Как видно на прилагаемом геологическом разрезе (рис. 3), задача скважины состоит в том, чтобы пройти континентальные отложения неогена, пересечь глины палеогена и войти в отложения верхнего и нижнего мела, являющиеся наиболее перспективными в нефтегазовом отношении. Глубокое бурение поможет выяснить многие вопросы и решить важные задачи, имеющие крупное научное и практическое значение. В результате глубокого бурения будут получены новые данные о геологическом строении южного борта Предкопетдагского прогиба. Выяснится возможность определения местоположения Ашхабадской перемычки, разделяющей Кавказский и Среднеазиатский бассейны палеоценового (бухарского) времени. Представится возможность получения данных о нефтегазоносности. Глубокое бурение даст возможность улучшить геологическую интерпретацию материалов комплексных геофизических исследований. Опираясь на эту скважину, можно проследить методами геофизических исследований геологические границы и оконтурить глубинные структуры. Рекомендуемая глубокая скважина позволит получить ценные данные о химических и физических свойствах подземных вод. В случае, если мезозойские отложения предгорий окажутся перспективными в отношении нефтегазоносности, воды этих пород могут обладать ценными в лечебном отношении качествами, высокой температурой и найдут применение для целей бальнеологии, теплофикации и т. д.

Бурение глубокой скважины явится началом работ, которые, возможно, приведут к открытию месторождений газа, нефти, минерализованных и горячих вод в окрестностях промышленно-административного и культурного центра республики — города Ашхабада.

В заключение автор приносит искреннюю благодарность кандидату геолого-минералогических наук Л. Н. Смирнову за ценные советы и замечания.

Выводы

Геологические условия района Ашхабада позволяют положительно оценить перспективы нефтегазоносности предгорных структур этой территории. В качестве разведочных работ следует осуществить бурение глубокой структурно-поисковой скважины на Кешенынбаирской складке.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев З. А. — Результаты разведочного бурения на нефть и газ в Предкопетдагском прогибе (перспективы нефтегазоносности и направление геолого-разведочных работ в западных районах Средней Азии). Госгеолтехиздат, 1960.
2. Вальбе С. П., Кирьянов Ю. Г., Смирнов Л. Н. — Тр. Института геологии АН ТССР, т. III, 1960.
3. Вялов О. С. — ДАН СССР, т. 56, № 4, 1947.
4. Годин Ю. Н. — Известия АН ТССР, серия ФТХиГН, № 4, 1960.
5. Габриэлянц Г. А. — Геология нефти и газа, № 8, 1959.
6. Габриэлянц Г. А., Раевский М. И. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 4, 1963.
7. Калугин П. И. — Тр. Института геологии АН ТССР, т. I. 1956.
8. Калугин П. И. — Геология СССР, т. XXII, Туркменская ССР, ч. I. Геологическое описание, 1957.
9. Калугин П. И. — Задачи и перспективы поисково-разведочных работ на нефть и газ в западных районах Средней Азии. Изд. АН ТССР, 1959.
10. Косовский К. А., Раджабов М. М. — Геологическая изученность СССР, т. 49 Туркменская ССР. Изд. АН ТССР, 1961.
11. Куприн П. Н., Архипов А. Я. — Геология нефти и газа, № 5. Госгеолтехиздат, 1963.
12. Леонтьев Л. Н. — БМОИП, № 5, 1953.
13. Мирошниченко В. П. — Зап. Ленинградского горного института, т. XI, вып. 1, 1937.
14. Мирошниченко В. П. — Зап. мин. об-ва, 67, № 1, 1938.
15. Наливкин Д. В. — Известия ТуркменФАН СССР, № 3, 1951.
16. Фиколенко В. А. — Новости нефтяной техники, сер. геолог., № 7, 1960.
17. Резанов И. А. — Тектоника и сейсмичность Туркмено-Хорасанских гор. Изд-во АН СССР, 1959.

К. АМАННИЯЗОВ
Н. С. ЦЕПЕЛЕВ

О ВЕРХНЕБАТСКОМ ВОЗРАСТЕ ОГРЫДАГСКОЙ СВИТЫ ТУАРКЫРА

В составе батских отложений Туаркыра в 1956 г. К. К. Машрыков выделил верхнюю угленосную, песчаниковую и кафаклинскую свиты. Позднее, в соответствии с решением Межведомственного стратиграфического комитета СССР, он переименовал [6] названия первых двух свит соответственно на чайрлынскую и огрыдагскую.

Отложения огрыдагской свиты широко развиты вдоль восточных и западных крыльев Туаркырской антиклинали. Нормальный разрез свиты обнажается в районах Кизыл-Кыр, Аймамед-Чага, Салах-Бент, к северу и востоку от Кизыл-Кия, в гряде Туэр-Даг, у горы Чагыл-Даг, Доунгра, у колодца Чайрлы. Более полно разрез обнажается и хорошо обозревается по вертикали и по простиранию, вдоль западного склона гряды Огры-Даг, откуда и происходит название свиты. В районе колодца Кяфигшем и у родника Секиз-Хан обнажаются лишь верхние слои огрыдагской свиты. В ядре Бейнеуской брахиантиклинали на поверхность выступает верхняя часть отложений свиты. Повсюду на Туаркыре отложения огрыдагской свиты залегают со следами местного размыва на угленосных отложениях чайрлынской свиты. Однако угловых несогласий между этими свитами нигде не наблюдается. В северной и юго-западной частях структуры всюду, где сохранились бронирующие нижне-оксфордские известняки (вдоль хребта Огры-Даг, Секиз-Хан, Кяфигшем, Туэр-Даг и в горах Чайрлы, Доунгра) над отложениями огрыдагской свиты, согласно залегают отложения кафаклинской свиты. На юго-восточном окончании антиклинали в тех местах, где отсутствуют оксфордские известняки, свита согласно перекрывается глинистыми слоями келловей, а иногда с резким угловым несогласием — отложениями неокома.

Огрыдагская свита представлена в основном песчаными отложениями, разделенными алевролитоглинистыми слоями на песчаные пачки. Количество, мощность песчаных пачек и мощность свиты в различных разрезах различные (рис. 1). Мощность огрыдагской свиты в районе Чайрлы — 196,4 м, Огры-Дага — 186,5, Чагыл-Даг — 130, Дуге-Даш — 113,5, Аймамед-Чага — 142 м.

Ниже приводится послойное описание разреза огрыдагской свиты. Разрез описан по глубокой промоине, образованной современными

временными потоками, примыкающей к юго-западному обрывистому склону хребта Огры-Даг. Промойна ориентирована примерно по линии, проходящей через северо-северо-западное окончание данного хребта в юго-западном направлении. Запись начинается с подошвы свиты.

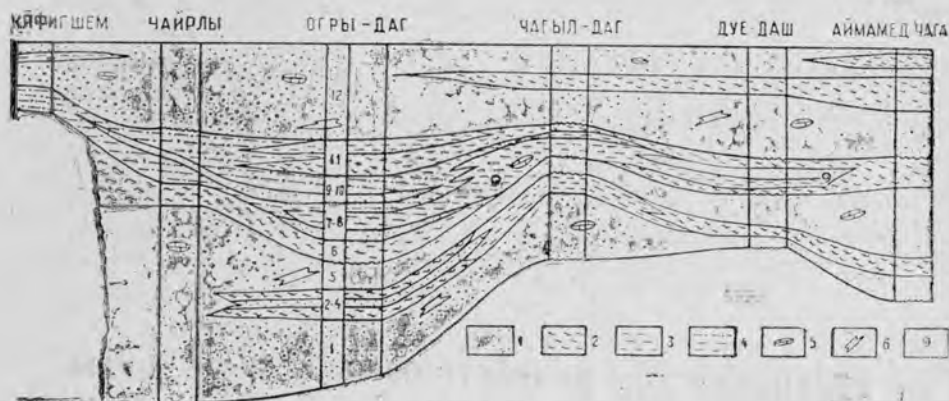


Рис. 1. Литолого-стратиграфическое сопоставление разрезов огрыдагской свиты Туаркыра. 1—Песчаники; 2—глина; 3—алевролит; 4—хлидолит; 5—конкреции и конкрециевидные тела; 6—остатки окаменевших деревьев; 7—фауна.

1. Песчаник желтовато-серый, в основании среднезернистый, в средней и кровельной части слоя мелкозернистый, средней плотности, массивного сложения, неяснокослоистый с включениями глинистых катунов и известково-песчаных конкрециевидных тел больших размеров [8], залегает с размывом на подстилающих породах. Мощность слоя 33 м.

Направление падения косой слоистости выражено недостаточно отчетливо. Глинистые катуны более или менее равномерно распределены в песчаном материале слоя.

Песчаник представлен обломочными минералами кварца (29%)*, полевых шпатов (21%), слюд (1%), обломками эффузивных (27,5%), кремнистых (10%) пород, кремнисто-сланцевых (4,6%), слюдяных (2%) и глинистых сланцев (4%). Цемент алеврито-глинистый и, частично, карбонатный. Все обломки минералов и пород покрыты пленкой окисных соединений железа. Карбонатное вещество (до 5% от породы) имеет пелитоморфное строение. В шлифах конкрециевидных тел наблюдается тот же состав обломочных минералов и пород и в тех же соотношениях, что и во вмещающих породах. Цемент в них базально-порový; пойкилитовый, кальцитового состава.

2. Хлидолит желтовато-серый, средней плотности неотчетливослоистый с прослойками темно-серой тонкослоистой глины. Мощность слоя 8,5 м.

В шлифе хлидолит имеет тот же минералогический состав обломочной части, что и подстилающие породы слоя I. Распределение обломочного материала крайне неравномерное. Присутствует глина гидрослюдистого состава с ориентированным положением чешуек. В цементации материала значительное участие принимают окисные соединения железа, придающие породе пятнистую, бурую, окраску. Встречаются обрывки витрено-фюзена.

* Проценты вычислены относительно обломочной части по визуальному подсчету зерен в шлифах.

3. Песчаник серый, мелкозернистый, средней плотности, косослоистый, переслаивается с песчаником серым, глинистым, тонкослоистым. В кровле слоя залегают карбонатно-песчаные конкрециевидные тела пластовой формы. Верхняя поверхность слоя в некоторых местах неровная и тогда самая верхняя часть слоя имеет грубозернистый состав. Грубозернистая часть слоя залегают в виде линз, не выдержана по простираению и состоит из гравелита или крупнозернистого песчаника с обильными включениями ожелезненных глинистых катунов, кремневых обломков древесной растительности. Мощность слоя меняется по простираению от 2,5 до 4,5 м. Косая слоистость имеет преимущественно юго-западное направление падения слоев.

В шлифах наблюдается тот же минералогический состав обломочной части, что и в подстилающих породах (слой I).

В конкрециевидных образованиях карбонатный материал составляет 16%.

4. Глина серо-зеленая, листовато-слоистая, косослоистая с линзами песчаного материала. Мощность слоя 3 м.

В шлифах основная масса глины представлена зеленовато-серым, прозрачным веществом микроагрегатного и чешуйчатого строения, в котором заключены гнезда мелкозернистого песчаного материала и мелкие обрывки витрено-фузена. Характерно, что обломочный материал песчаных гнезд покрыт пленкой окисных соединений железа, тогда как на отдельных, разрозненных в глинистом материале, обломочных зернах эта пленка отсутствует. Состав глинистого вещества — гидрослюдистый. Довольно отчетливо выражено однонаправленное ориентирование чешуек глинистого материала.

5. Песчаник желтовато-серый, в подошве и кровле среднезернистый, в средней части слоя — разнозернистый, массивного сложения с включениями глинистых катунов и карбонатно-песчаных конкрециевидных тел больших размеров [7]. В основании слоя наблюдается размыв, а конкрециевидные тела имеют пластовую форму. Тела заключают большое количество остатков древесных пород, замещенных окисными соединениями железа, и битую ракушку устриц. В кровле слоя присутствуют линзы песчаников с известковым цементом. Эти линзы залегают с размывом постели и заключают мелкие обломки битой ракушки. Мощность слоя 15 м.

Глинистые катуны равномерно разбросаны по всей массе песчаного слоя. Косая слоистость имеет юго-западное направление падения слоев.

В шлифах вмещающие песчаники представлены обломочными минералами кварца (28%), полевых шпатов (19%), обломками кремнистых (14%), эффузивных (31%) пород, кремнисто-слюдистых (5%), глинистых (3%) сланцев. Обломочный материал сцементирован глинистым и, частично, карбонатным веществом при значительном участии в цементации окисных соединений железа. Обломочные зерна покрыты железистой пленкой. Цемент, в основном, поровый, в средней части слоя пленочный.

В шлифах карбонатно-песчаных конкрециевидных телах наблюдается тот же минералогический состав обломочной части, что и во вмещающих породах. Цемент базально-поровый и базальный, среднезернистый, пойкилитовый, в основном кальцитовый. Встречаются отдельные неделимые кальциты с двойниковым строением. Некоторые участки кальцита имеют мелкозернистое строение; эти участки загрязнены окисными соединениями железа.

6. Алевролитовая глина темно-серая твердая тонкослоистая с включениями обуглившихся остатков растительности. В кровле слоя глина

постепенно сменяется глинистым алевролитом. В подошве и кровле слоя по плоскостям наслоения наблюдаются примазки и корочки окисных соединений железа. В верхней четырехметровой части слоя встречаются прослой (по 1 см) гипса. Мощность слоя 11 м.

В шлифах глинистые породы представлены зеленоватой, низкодву-преломляющей, чешуйчатой, ориентированной глинистой массой, в которой равномерно рассеяны бурые растительные компоненты, обрывки витрено-фюзена, обломочные зерна и вкрапления лимонита. В глинах средней и прикровельной частей слоя присутствуют линзы, примазки алевритового материала или прерывистые полоски глинистого вещества, насыщенного пелитоморфным карбонатным материалом. Линзы, примазки и полоски обозначают микрослоистость породы.

7 слой представляет собой неравномерное переслаивание темно-серых алевролитовых, темно-серых глинистых и серых песчаных прослоев и неотсортированных пород, по плоскостям наслоения которых образуются налеты и корочки окисных соединений железа. В основании слоя залегает прослой хлидолита, заключающего обломки и цельные раковины пелещипод, гастропод. В породах рассеяны обуглившиеся остатки растительности. Общая мощность слоя 17,5 м.

В шлифах песчаник представлен обломочными минералами кварца (96%), полевых шпатов (18%), обломками эффузивных (31%) кремнистых (9%) пород, глинистых (12%), кремнисто-сланцевых (3%) сланцев, сцементированных глинистым и, частично, карбонатным материалом. Почти все обломочные зерна покрыты пленкой окисных соединений железа. Карбонатное вещество разрознено в отдельных участках, имеет кальцитовый состав и микрозернистую структуру.

В шлифах хлидолита и алевролита наблюдается аналогичная картина.

В шлифах глинистых пород отмечаются две текстурные разновидности: глина с ориентированной микротекстурой и с беспорядочной текстурой. Обе разновидности имеют гидрослюдистый состав.

8. В нижней части слоя залегает супесчаник желтовато-серый, средней плотности, тонкослоистый с отпечатками стеблей растительности и включениями глинистых катунов. Выше по разрезу слоя супесчаник постепенно сменяется глинистыми и алевролитовыми породами, равномерно переслаивающимися между собой и заключающими гнезда песчаного материала. Мощность слоя 6 м.

Супесчаник и породы переслаивания в шлифах представлены обломочным материалом того же состава и тех же взаимоотношений, что и песчаник слоя 7. Цемент здесь глинистый, частично карбонатный. Заключенные в этом же слое конкреционные тела представляют собой известняковый алевролит, сцементированный мелкозернистым кальцитом. Основная масса обломочного материала здесь представлена обломками известковых раковин и только незначительное количество обломочного материала имеет некарбонатный состав. Таким образом, конкреции данного слоя представляют собой органогенно-обломочные образования.

9. Песчаник коричневатого-серый и желтовато-серый, мелкозернистый, средней плотности, неравномерно и контрастнослоистый, на дневной поверхности ноздреватый. В подошве слоя, наблюдается тонкое переслаивание сильно ожелезненного песчаника с серой глиной, заключающей стяжения окисных соединений железа. Мощность слоя 4,5 м.

В шлифе песчаник имеет тот же состав обломочного материала, что и песчаник слоя 7, сцементированного пленочным железистым цементом.

10 слой, как и слой 7, представляет собой переслаивание серого алевролита, темно-серой глины с преобладанием первого. В глинистых слоях содержатся полуобуглившиеся и полузамещенные окисными со-

единениями железа остатки растительности. В средней части слоя присутствует прослой хлидолита. Слоистость обозначается наличием по плоскостям наложения примазок и корочек окисных соединений железа. В подошвенной и средней части слоя присутствуют включения карбонатно-алевритовых, а в кровле глинисто-железистых конкреционных тел. Недалеко от подошвы слоя в алевролите наблюдается слабо выраженная мелкая рябь с азимутом простираения гребней $200-20^\circ$. Мощность слоя 9,5 м.

В шлифах алевролитовых пород наблюдается тот же состав обломочного материала, что и в подстилающих породах.

В шлифах глинистых пород наблюдается серая, прозрачная, чешуйчатая, беспорядочно ориентированная, с низким двупреломлением основная масса, в которой рассеяны обрывки витрено-фюзена и встречаются редкие гнезда пирита.

11. Алевритовая глина темно-серая, твердая, тонкослоистая, с обуглившимися остатками и неясными отпечатками по плоскостям наложения листьев растительности. В подошве слоя глина переслаивается с алевролитом коричневым, обогащенным окисными соединениями железа. В кровле залегает прослой алевролита коричневого тонкослоистого и прослой мергеля. По плоскостям наложения пород наблюдаются примазки и корочки окисных соединений железа. В кровле слоя встречаются окремневшие стволы деревьев, имеющие определенные направления падения длинных осей [6]. Мощность 20 м.

12. Песчаник желтовато-серый, мелкозернистый, средней плотности, косослоистый с включениями глинистых катунов и карбонатно-песчаных конкрециевидных тел. В основании слоя наблюдаются следы размыва. Мощность слоя 54 м. Косая слоистость в основании и средней части слоя имеет юго-западное, а в кровле южное и юго-восточное направление падения слоев.

Азимут простираения длинных осей конкрециевидных тел укладывается в диапазоне: СЗ— $310-360^\circ$, СВ— $0-30^\circ$.

В шлифах песчаника вмещающие породы представлены обломочными минералами кварца (34%), полевых шпатов (19%), пород кремнисто-слюдистых (6%), слюдяных сланцев (5%). Цемент в основном поровый глинистый и, частично, пленочный, образованный окисными соединениями железа. Среди глинистого вещества рассеян карбонатный материал, имеющий пелитоморфные строения. Этим слоем заканчивается разрез огыдагской свиты. Выше согласно залегают отложения кафаклинской свиты.

Следы органической жизни в описываемой свите наблюдаются в основном в средней ее части (слои 5, 7, 8). Здесь в конкрециевидных известково-песчаных образованиях или в известково-песчаных прослоях присутствует фауна, иногда в большом количестве, образуя ракушняк. Здесь, главным образом, встречаются пластинчато-жаберные и брюхоногие, состав которых приводится в работах К. К. Машрыкова [5], З. Е. Барановой [3]. Анализ фауны позволил авторам сделать заключение о батском возрасте огыдагской свиты.

В 1959 г. восточнее колодца Салах-Бент и к северо-западу от г. Доунгра в средней части разреза огыдагской свиты З. Е. Барановой [3] обнаружены аммониты *Perisphinctes pseudofrequens* Siem., *P. aff. leptus* Gemm., *P. martinsi* Orb.

Однако необходимо отметить, согласно систематике [7], как в СССР, так и за рубежом [11], представители рода *Perisphinctes* Steinmann появляются только в верхней юре. При этом надо сказать, что систематика семейства *Perisphinctidae* является очень сложной и до сего времени в СССР остается слабо изученной.

Более полные и новые данные по этому вопросу имеются в монографии Г. Вестерманна [12]. Изучая аммониты и обрабатывая стратиграфию батских отложений Северо-Западной Германии, он выделяет в составе семейства *Perisphinctidae* Stein. новое подсемейство *Siemiradzkiinae* Westermann, объединяющее представителей пяти родов и в том числе рода *Siemiradzkiia* Hyatt 1900, с подродами *Siemiradzkiia* s. str., *Pseudoperisphinctes* Schindewolf, 1923.

В результате детального исследования Вестерманн доказывает большое стратиграфическое значение подсемейства *Siemiradzkiinae* Westermann в возрастном расчленении батских отложений. Он указывает, что представители родов *Procerites*, *Asphinctes*, *Planisphinctes* в основном являются характерными для нижнего бата, а представители родов *Siemiradzkiia* и *Choffatia* появляются в верхнем бате, причем *Siemiradzkiia* характеризуют верхнебатский возраст вмещающих их слоев.

В 1962 г. К. Аманниязовым в средней части разреза огрыдагской свиты в районе Доунгра обнаружены аммониты *Siemiradzkiia* (*Siemiradzkiia*) *subfurcula* (Liss), *S.* (*Pseudoperisphinctes*) *rotundata* (I. Roem.), *S.* (*Siemiradzkiia*) *aff. turcula* (Neum.), которые относятся к роду *Siemiradzkiia* Hyatt и характерны для зоны *Oxycerites aspidoides*, представляющей нижнюю часть верхнебатского подъяруса Европы. Таким образом, возраст огрыдагской свиты Туаркыра устанавливается как верхнебатский.

Выводы

Изучение вещественного состава и установление возраста огрыдагской свиты Туаркыра имеет важное значение в связи с широким развитием геолого-поисковых работ на нефть и газ в прилегающих закрытых территориях. Предварительное сопоставление юрских разрезов Туаркыра [3, 5, 10], Центральных Кара-Кумов [4], Северного Прикарабогазья, Айбугира, Тахта, Султансанджара позволяет констатировать, что всюду к верхней части комплекса среднеюрских отложений приурочены песчаные пачки, разделенные алевроито-глинистыми слоями. То есть наблюдается некоторая аналогия литологического состава верхней части среднеюрских отложений в региональном масштабе. Это тем более вероятно, что в районе Туаркыра установлен прибрежный [5, 10] или, допустим, даже дельтовый [3, 10] характер песчаных отложений огрыдагской свиты, возможность площадного распространения которых имеет широкий предел. Следовательно, имеется основание отнести по аналогии Туаркыра самую верхнюю песчаную часть среднеюрского разреза упомянутых районов к верхнебатскому возрасту.

Институт геологии
ГГК СССР

Поступило
9 марта 1964 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аманниязов К. — Журн. Природа, № 2, 1957.
2. Аманниязов К. — Сб. научных трудов студентов вузов Ашхабада, 1958.
3. Баранова З. Е. — Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 88, вып. 13, 1963.
4. Габриэлянц Г. А. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 4, 1962.
5. Машрыков К. — Юрские угленосные отложения Северо-Западной Туркмении и их положение в Крымско-Кавказо-Прикаспийской угленосной провинции. Изд. АН ТССР, 1958.
6. Машрыков К., Аманниязов К., Юферев Р. — Сборник, посвященный XXII МГК, Ашхабад, 1964.
7. Основы палеонтологии, 1958.
8. Цепелев Н. С. — Известия АН ТССР, № 1, 1958.
9. Цепелев Н. С. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 6, 1963.
10. Цепелев Н. С. — Литология юрских отложений Туаркыра. Диссертация, 1963.
11. Treatise on Invertebrate Paleontology. Geol. Soc. of America, 1957.
12. Westermann G. — Ammoniten fauna und Stratigraphie des Batonien NW—Deutschland. Hannover, 1958.

О. УЗАКОВ

О НЕОГЕНОВОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ТОЛЩЕ КРАСНОВОДСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Континентальные отложения на Красноводском полуострове имеют широкое развитие. В южной части полуострова, в обрыве Кюрянын-Кюре, наличие континентальной толщи конгломератов впервые указано Н. И. Андрусовым [1].

Континентальные отложения северной части полуострова изучались М. Ф. Двали, Г. А. Лебедевым и Л. А. Никитюк [4]. Они считали их возрастным аналогом красноцветной толщи полуострова Челекен и Прибалханской депрессии.

Выходы континентальной толщи в южной и юго-восточной частях полуострова изучены А. В. Дановым [3], Н. П. Лупповым, В. В. Шумовым и Л. В. Нероновой [8]. Для континентальной толщи северной и южной частей полуострова А. В. Дановым предложено название «кюрянинская свита». Сопоставляя последнюю с иомудской серией Копет-Дага, он отнес кюрянинскую свиту к верхнему миоцену—нижнему плиоцену. Г. А. Лебедев и Л. А. Никитюк определили для нее верхнемиоценовый, ниже-среднеплиоценовый возраст.

По мнению Н. П. Луппова, кюрянинская свита не может являться полным стратиграфическим аналогом челекенской красноцветной свиты, хотя частично эти свиты могут оказаться синхронными. Нижняя часть свиты, по всей вероятности, принадлежит к миоцену, а верхняя — нижнему плиоцену.

В 1960 г. А. Б. Вистелиус, И. А. Коробков и М. А. Романова [2] на основании изучения некоторых разрезов юго-западной части полуострова, пришли к выводу, что основная часть красноцветной толщи полуострова относится к низам нижнего акчагыла. Далее они сопоставляют ее с красноцветной свитой Малого Балхана и верхней частью нефтеносной красноцветной свиты Прибалханского района.

О. Узакон красноцветную толщу в северной части полуострова по возрасту относит к среднему и верхнему сармату и сопоставляет с «надсарматской» свитой Западного Копет-Дага. В южной части полуострова низы конгломератовой толщи он относит к сармату, верхнюю часть — к акчагылу.

По мнению С. Д. Иванова [5], кюрянинская свита по возрасту относится к нижнему и среднему плиоцену и сопоставляется с подакчагыльской свитой Малого Балхана и Данаты. А. И. Смолко [11] считает, что

кюрянинская свита имеет верхнемиоценовый—нижнеплиоценовый возраст; П. Н. Куприн, Г. В. Бусыгин, А. А. Гаврилов [7] и Г. Ф. Шнейдер [13] относят ее к верхнему миоцену, нижнему и среднему плиоцену.

Кюрянинская свита, по данным Н. П. Луппова [9], залегает без отчетливого несогласия на различных горизонтах среднего миоцена и сармата и трансгрессивно покрывается акчагылом. В начале акчагыльской трансгрессии горы были уже сильно разрушены, а пролювиальная равнина к северу от них подверглась глубокому расчленению, в результате чего акчагыльские отложения лежат на очень неровной поверхности подстилающего рельефа. Выработка рельефа, по мнению Н. П. Луппова, происходила после образования кюрянинской свиты и возраст последней он определяет как досреднеплиоценовый. Накопление осадков кюрянинской свиты, как пишет Н. П. Луппов, началось или в конце сарматского, или уже в послесарматское время и продолжалось до середины понтического века.

Из сказанного видно, что в определении возраста кюрянинской свиты Красноводского полуострова имеются принципиальные разногласия. Это, очевидно, объясняется недостаточной изученностью биостратиграфии и палеогеографии неогеновых отложений изучаемого района.

В течение 1958—1962 гг. нами изучены на Красноводском полуострове 20 разрезов неогена и проанализированы разрезы скважин, изученные Л. Я. Ларченковым [10], Г. Ф. Шнейдер [13], П. Н. Куприным, Г. В. Бусыгиным, А. А. Гавриловым [7]. Это дало возможность не только расчленить морские осадки миоцена, но и установить возраст континентальной толщи в разных площадях Красноводского полуострова.

Собранный фактический материал показывает, что в северной части Красноводского полуострова континентальный режим начался в начале среднего сармата и продолжался, очевидно, до акчагыла, тогда как в южной и юго-восточной частях полуострова он начался в чокракское время и, по-видимому, продолжался до конца плиоцена.

Таким образом, накопление полуконтинентальных отложений Красноводского полуострова происходило на разных площадях в разное время; их состав различен в различных местах и они залегают на разных горизонтах миоцена, палеогена, мела. Следовательно, кюрянинская свита принадлежит к различным стратиграфическим комплексам (рис. 1). Поэтому для дальнейшей детализации разрезов по площадям и установления возраста слагающих их отложений предложены новые местные названия, в частности для свиты в северной части полуострова (Кизылбурун, Кизылкуп) предлагается название кизылбурунская свита. По литологическому составу и возрасту она резко отличается от Кюрянинской свиты и поэтому вполне целесообразно ее выделение в самостоятельную свиту.

Для южной части полуострова (Ащеорпа, Каскырбулак, Каратенгир, Белек, Карайман), где развиты конгломераты, состоящие из изверженных и осадочных пород, оставлено прежнее название «кюрянинская свита», хотя возраст данной свиты на основании имеющихся фактических данных определен в ином интервале.

Помимо этих свит в южной части полуострова ниже кюрянинской свиты выделяется мелкогалечная, песчано-глинистая пачка под названием карайманская свита.

Таким образом, на Красноводском полуострове на основе нового фактического материала отчетливо выделяются снизу вверх три самостоятельные свиты: карайманская, кюрянинская и кизылбурунская. По возрасту они соответствуют разным стратиграфическим интервалам неогена.

Карайманская свита распространена в основном в южной части Красноводского полуострова, где она с некоторыми перерывами прослеживается с востока на запад. Выходы ее известны в разрезах Карайман, Борджаклы, Белек, Разъезд № 6, Каратенгир. В этих разрезах она представлена красновато-бурыми, желтовато-серыми глинистыми песчаниками, переслаивающимися с мелкогалечными конгломератами. Отдельными пластами встречаются песчаные известняки. Общая мощность карайманской свиты колеблется от 5 до 30 м. Уменьшение мощности и погрубение материала происходит с востока на запад.

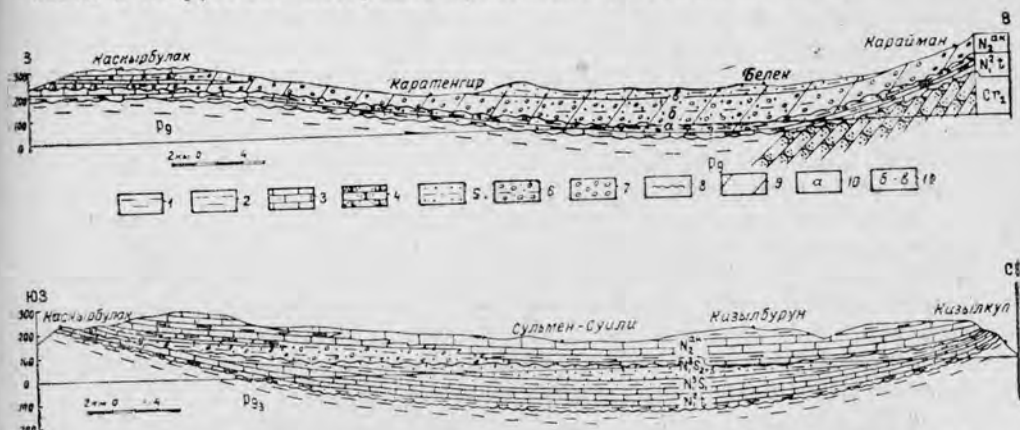


Рис. 1. Схематический геологический разрез неогеновых отложений по профилю Каскырбулак—Карайман (верхний рисунок) и по профилю Каскырбулак—Кизылкуп (нижний рисунок). 1—Глины; 2—глины песчаные; 3—известняки; 4—песчаники; 5—песчаники и глины песчаные; 6—песчаники и глины с переслаиванием гравийных конгломератов; 7—конгломераты; 8—размыв; 9—континентальные отложения, временно заливавшиеся морем; 10 а—карайманская свита среднего миоцена (чокрак, караган, конк); 11—кюрянская свита плиоцена—акчагыл, б—нижняя конгломератная подсвита; в—верхняя—глинисто-песчаная подсвита.

Карайманская свита согласно залегает на фаунистически охарактеризованных отложениях тарханского горизонта (слои с *Pseudamussium*) и с резким размывом и угловым несогласием перекрывается кюрянской свитой.

Надо отметить, что в нижней части карайманской свиты имеются прослойки известняков светло-серого цвета. Известняки оолитовые, песчаные, по простиранию переходят в мелкогалечный конгломерат. Вследствие этого мощность известняков колеблется от 0,3 до 1,5 м. Известняки повсюду содержат богатую разнообразную стеногалинную фауну моллюсков, указывающую на чокракский возраст [12]. Кроме того, к юго-востоку от колодца Белек обнажается другой известняк, содержащий фауну конкского (сартаганского) возраста.

Выделенная нами карайманская свита в западном направлении постепенно замещается морскими отложениями чокракского, караганского и конкского горизонтов. В частности, в районе Каскырбулак караганский и конкский горизонты представлены известняками и перекрываются с размывом кюрянской свитой (рис. 1). Учитывая также геологическое развитие района, можно сказать, что выделенная нами в южной части Красноводского полуострова карайманская свита, по возрасту относится к чокракскому, караганскому и конкскому горизонтам и может быть сопоставлена с верхней частью карагауданской свиты Центрального Копет-Дага.

В верхней части карайманская свита подвергалась сильному после-

дующему размыву. Вследствие этого, возраст карайманской свиты местами, может быть, соответствует разным стратиграфическим интервалам миоцена.

Изучение собранных материалов показывает, что в юго-восточных частях полуострова в чокракский век наступил континентальный режим и продолжался, очевидно, до конца миоцена. Этот континентальный режим в чокракско-конкское время несколько раз кратковременно сменялся морскими условиями. Об этом свидетельствует наличие вышеуказанных пропластков оолитовых песчаных известняков с чокракской и конкской фауной, приуроченной к карайманской свите.

Таким образом, есть основание предполагать, что в южных и юго-восточных частях полуострова в чокракское время происходило интенсивное поднятие, в связи с чем здесь накопились мелкогалечные породы. В это время в западной и северной частях полуострова существовал морской режим, о чем свидетельствует присутствие известняков, песчаников, глин, гипса с морской фауной.

Изучение разрезов неогеновых отложений Красноводского полуострова показало, что эти морские осадки в юго-восточном и восточном направлениях постепенно замещаются континентальными осадками. Следовательно, горообразовательные процессы происходили не только в южной части полуострова, но имели место и в его восточной части. Об этом свидетельствует увеличение грубозернистости пород и уменьшение мощности морских осадков миоцена (рис. 1).

Кизылбурунская свита. Выходы ее известны только лишь в северной части полуострова, в районе Кизылбуруна и Кизылкупа, где она хорошо прослеживается в южных обрывах Кара-Богаз-Гола. Залегает согласно на фаунистически охарактеризованных отложениях нижнего сармата и с резким размывом перекрывается отложениями акчагыльского яруса. Переход от нижнего сармата к кизылбурунской свите постепенный. Однако у основания свиты имеется 1,5-метровый белый, иногда загрязненный гипс, отделяющий ее от нижнего сармата. Выше гипса резко изменяется литологический состав пород. Появляются красновато-бурые, желтые, желтовато-серые грубозернистые песчаники, песчаные глины лагунного типа. Следовательно, с этого момента прекращаются нормально морские условия осадконакопления и устанавливается континентальный режим, который, очевидно, продолжался до конца миоцена.

Таким образом, кизылбурунская свита в разрезах Кизылбурун, Кизылкуп сложена в основном красновато-бурыми, коричневыми, желтовато-серыми глинисто-песчаными породами. Однако по литологическому составу пород она может быть подразделена на две подсвиты.

Нижняя подсвита представлена пестроцветными песчаниками и глинами с тремя пропластками белых огипсованных известняков, содержащих морскую фауну моллюсков. Нами определены следующие виды: *Cardium plicatofittoni* Sinz., *C. kishinevense* Kol., *C. aff. danovi* Kol., *C. ex gr. bajarunasi* Kol., *C. ex gr. ustjurtensis* (Andrus.), *Mastra vitaliana* d. Orb., *Modiola sarmatica* Gat., *Solen subfragilis* M. Horn., *Tapes* sp. nov. Комплекс фауны указывает на принадлежность ее к низам среднего сармата. Кроме того, по нашим образцам из этой подсвиты Т. Р. Розыевой определены остракоды и фораминиферы: *Leptocythere mironovi* Schn., *Loxococoncha aff. viridis* (Münster) и фораминиферы: *Nonion martkobi* Volosh., *N. subgranosus* (Egger.), *N. bogdanowichi* Volosh., характеризующие, по ее мнению, верхи нижнего—низы среднего сармата. На основании указанных данных выделенная нами подсвита, без сомнения, относится по возрасту к среднему сармату. Мощность подсвиты в разрезах Кизылбурун 19—20, Кизылкуп — 12 м.

Верхняя подсвита представлена желтовато-серыми, темно-серыми, буроватыми разнородными песчаниками с отдельными слоями песчаных глин. Залегает согласно на нижележащей подсвите, однако в разрезе Кизылбурун между обеими подсвитами отмечена неровная поверхность, проследить которую по простиранию не удалось. Верхняя подсвита с резким размывом покрывается отложениями акчагыльского яруса. Ниже морского акчагыльского известняка-ракушняка в отдельных участках разреза Кизылбурун имеется 2—3-метровый желтый, серый, слюдястый песок, выклинивающийся по простиранию. У основания этих песков встречаются мелкие гравий и галька. Кроме того, нами обнаружены здесь мелкие тонкосторчатые гастроподки плохой сохранности. Там, где отсутствует этот песок, с размывом залегает акчагыльский известняк, у основания которого имеется базальный конгломерат мощностью 0,1—0,3 м.

Очевидно, верхняя граница кизылбурунской свиты проходит у основания этих песков, местами под известняками, где имеется базальный конгломерат. Мощность верхней подсвиты в разрезе Кизылбурун 31 м, Кизылкуп 4 м. Таким образом, общая мощность кизылбурунской свиты северной части полуострова изменяется от 12 до 51 м. Наблюдается уменьшение мощности свиты с запада на восток. Аналогичное уменьшение мощности, очевидно, имеет место к югу от Кизылбуруна, оно может быть связано с поднятиями прилегающих районов или с последующим преакчагыльским размывом.

Изученные разрезы свидетельствуют о том, что верхняя часть кизылбурунской свиты подверглась последующему преакчагыльскому размыву, вследствие чего в разрезе отсутствуют отложения мэотиса, нижнего и среднего плиоцена.

Верхняя подсвита по характеру пород близка к нижней подсвите и является непосредственным ее продолжением. Исходя из этого, мы пришли к выводу, что она, несомненно, относится к среднему—верхнему сармату. Кроме того кизылбурунская свита Красноводского полуострова по литологическому составу пород и по стратиграфическому интервалу полностью сопоставляется с «надсарматской» свитой Западного Колет-Дага, где нами установлено наличие фауны средне-верхнесарматского возраста. Выделенная нами кизылбурунская свита может быть сопоставлена с нижней частью заунгузской свиты. Таким образом, переход от нижнего морского сармата к полуконтинентальной кизылбурунской свите характеризуется новым резким изменением геотектонической обстановки района, приведшей в дальнейшем к образованию кизылбурунской свиты. В начале века кизылбурунской свиты Красноводский полуостров почти полностью освобождается от морских вод. Однако общая регрессия моря местами (в районах Кизылбуруна, Кизылкупа) сменялась трансгрессией. В частности, северная часть полуострова 3—4 раза кратковременно покрывалась морем. Об этом свидетельствуют небольшие пропластки известняков со среднесарматской морской фауной, встреченной в нижней подсвите.

В южной части Красноводского полуострова континентальный режим начался несколько раньше, тем не менее накопленные осадки сармата, по-видимому, переотлагались в акчагыльском бассейне. Об этом свидетельствует переотложенная сарматская фауна, встреченная нами в отложениях акчагыла.

Кюрьянская свита. Описание разрезов кюрьянской свиты (Карайман, Борджаклы, Белек, Каратенгир, Янгаджа, Каскырбулак и Ащепра) и прослеживание ее по простиранию в южной части полуострова дали нам возможность расчленить кюрьянскую свиту на две

подсветы: нижнекюрянинскую — конгломератовую и верхнекюрянинскую — глинисто-песчаную (рис. 1).

Нижнекюрянинская подсвета в южной части полуострова широко распространена и составляет основную часть кюрянинской свиты. Залегает она на размытой поверхности миоцена, палеогена и мела. К востоку от колодца Карайман нижнекюрянинская подсвета с резким угловым несогласием и размывом ложится на мел, западнее у колодцев Карайман и Каратенгир она залегает на размытой поверхности карайманской свиты. В районе колодца Янгаджа ложится на палеогеновые глины. Западнее, в разрезе Каскырбулак, свита ложится на караганские и еще далее на запад — на фоладовые известняки. К северо-востоку от Ащеорпа она залегает на веселянских слоях, выше по разрезу у подножья Кюрянин-Кюре постепенно переходит в верхнекюрянинскую подсвету, тогда как к западу от колодца Янгаджа, Джанорпа постепенно сменяется сверху морским акчагылом.

Проследивая отложения этой подсветы по простиранию с востока на запад можно заметить определенную закономерность в распределении обломочного материала.

На северных и северо-западных склонах г. Карайман нижнекюрянинская (конгломератовая) подсвета представлена толщей конгломератов с более или менее отсортированными крупными довольно окатанными гальками, глыбами и валунами, диаметр которых достигает 2 м. Общая мощность этой подсветы около 50 м.

К западу, по мере приближения к колодцу Белек, происходит постепенная замена отсортированных валунно-крупногалечных конгломератов неотсортированным мелкогалечным материалом, гравийными песчаниками, песчанистыми глинами, суглинками, супесями. Кроме того, в составе обломочных пород появляются галька и гравий кубадагских магматических пород, в связи с чем в районе Белек отложения нижнекюрянинской подсветы приобретают красновато-желтый и бурый цвет.

Общая мощность кюрянинской свиты в районе Белек доходит до 150 м. Такой литологический состав нижней подсветы прослеживается до Каратенгира. Далее на запад в районе Янгаджа слабоотсортированный материал подсветы вновь заменяется более отсортированными крупногалечными разноцветными конгломератами, валуны и гальки которых состоят, главным образом, из изверженных пород. Мощность нижней подсветы здесь 30—35 м.

Еще западнее, в разрезах Каскырбулака и Ащеорпа нижнекюрянинская подсвета опять переходит в мелкогалечную глинисто-песчаную красно-бурую, желтовато-серую пестроцветную толщу.

В разрезе Каскырбулак нижнекюрянинская подсвета снизу вверх сложена переслаиванием красно-бурых глинистых песчаников, глин и мелкогалечных конгломератов общей мощностью 30 м. У основания конгломератов залегает 1,5-метровый плотный ячеистый оолитовый известняк с линзами гравийных конгломератов, а местами в нем появляются крупные гальки и валуны, состоящие из кубадагских изверженных и осадочных пород. Этот известняк содержит фауну моллюсков. Нами определены *Mastra eichwaldi* Lask., *Cardium vindobonense* Partsch., *Tapes vitalianus* Orb., *Modiola* sp., *Varnea ustjurtensis* Eichw., *Ervilia* sp. Среди моллюсков присутствуют формы, характерные для сарматского яруса и фоладовых слоев. Фауна плохой сохранности, перетертая, очевидно, переотложенная. Примерно восемнадцатью метрами выше появляются пропластки глины (0,5 м) и известняка (0,2 м), в которых обнаружены в коренном залегании: *Cardium dombra* Andrus., *Avimactra ka-*

tabugasica (Andrus.) и крупные *Potamides ex gr. caspius* Andrus., характерные для акчагыльского яруса.

Помимо этих моллюсков Т. Р. Розыевой по нашим образцам определена микрофауна: *Loxosconcha kopetdagica* Ros., *L. aktschragulica* Mndlstm., *Leptocythere gubkini* Liv., *Cyprideis littoralis* Brady, указывающая на акчагыльский возраст. Выше разрез переходит в морской акчагыл, который состоит из органогенных известняков.

Таким образом, нижнекюрянинская подсвита в разрезе Каскырбулак характеризуется наличием переотложенной фауны моллюсков среднего—верхнего миоцена и фауны акчагыльского яруса в коренном залегании. Такого же типа разрез был нами описан к востоку от колодца Ащеорпа, где нижнекюрянинская свита залегает на веселянских слоях (конка). Надо отметить, что на северо-западных склонах Большого Балхана (Борджаклы) в составе нижнекюрянинской подсвиты нам удалось обнаружить переотложенную фауну моллюсков из меловых, палеогеновых и миоценовых отложений. Приурочена она к обломкам известняков, песчаников и мергеля. Среди них определены: *Mastra eichwaldi* Lask., *Tapes vitalianus* Orb., *Cardium* sp., характерные для сарматского яруса. Помимо этого в составе песчаных галек присутствуют фолადы — *Barnea ustjurtensis* Eichw., характерные для фоладовых слоев. Аналогичная фауна определена выше в разрезах Ащеорпа, Каскырбулак, где в коренном залегании присутствует микро- и макрофауна акчагыльского яруса.

Следовательно, осадки верхнего, частично среднего миоцена в южной части полуострова переотлагались в акчагыльском бассейне. Такая же картина наблюдается в Западном Копет-Даге (Кафи-Даг), где в отложениях акчагыла имеются отдельные обломки известняков, содержащие фауну среднего и верхнего миоцена.

Все эти данные позволили нам отнести нижнекюрянинскую подсвиту к нижней части акчагыла.

Нижнекюрянинская подсвита в районе Каскырбулак кверху постепенно переходит в морской акчагыл, а у подножья Кюрянин-Кюре — в верхнекюрянинскую подсвиту. В северном и западном направлениях кюрянинская свита, очевидно, замещается морским акчагылом.

Исходя из некоторых вышеуказанных данных, можно предполагать, что аналогичные континентальные аналоги морского акчагыла имеются на склонах Большого, Малого Балханов и в Копет-Даге.

Верхнекюрянинская подсвита. В верхней части кюрянинской свиты в районе колодца Борджаклы отчетливо выделяется красновато-бурая, желтовато-серая, глинисто-песчаная пачка с прослоями конгломератов. Общая мощность 40—50 м. Ранее В. В. Александровым отмечено, что эта подсвита отличается от нижележащих конгломератов нижнекюрянинской подсвиты по цвету и литологии. Однако проследить по простираанию это различие нам не удалось, ввиду отсутствия открытых разрезов.

На прилагаемом профиле Каскырбулак-Карайман видно, что верхнекюрянинская подсвита по мере приближения к району Каскырбулака переходит в морской акчагыл, который согласно залегает на нижележащих слоях (нижнекюрянинской подсвите).

Следовательно, верхнекюрянинская подсвита является континентальным аналогом морского акчагыла и соответствует морскому акчагылу в разрезах Каскырбулак и Ащеорпа. Таким образом, выделенная нами верхнекюрянинская подсвита образовалась в акчагыльское время и соответствует верхней части акчагыла.

В ы в о д ы

На Красноводском полуострове в неогеновый период континентальный режим существовал в разных местах в разное время и продолжался разные промежутки времени. В частности, в южной части полуострова континентальный режим начался с чокракского века и продолжался, очевидно, до конца миоцена, плиоцена, тогда как в северной части полуострова подобные условия наступили с среднего сармата и продолжались, по-видимому, до акчагыла.

Начавшийся на Красноводском полуострове в неогеновое время континентальный режим несколько раз прерывался морской трансгрессией. Об этом свидетельствуют пропластки известняков и глины с морской фауной, встреченные в составе карайманской, кизылбурунской и кюрянской свит.

Находки фауны и прослеживание пластов дали возможность расчленить эти свиты и установить их возраст.

Образование грубообломочных пород в южной части полуострова свидетельствует о близости береговой линии бассейна, а литологический состав обломков — о тесной связи с поднятиями Куба-Дага и Большого Балхана.

Интенсивное поднятие Куба-Дага и Большого Балхана и разрушение привело к образованию карайманской, кюрянской и кизылбурунской свит неогена.

Закономерное распределение грубообломочных пород в составе кюрянской свиты тесно связано с расположением источников сноса.

Расчленение континентальной толщи неогена южной части полуострова и ее распространение указывает на то, что бурное осадконакопление в отдельные промежутки времени прерывалось и наступали довольно длительные перерывы. Такой перерыв, очевидно, имел место перед акчагылом и был связан с окончательным формированием Куба-Дага и Большого Балхана. После этого у подножья Куба-Дага и Большого Балхана начали опять накапливаться грубообломочные породы, сносимые с высокого берега. В этот момент источниками сноса служили не только выходы меловых и палеогеновых пород, но и выходы миоценовых пород. В результате чего в южной и юго-восточной частях полуострова породы среднего и верхнего миоцена переотлагались в акчагыльском бассейне. Об этом свидетельствует переотложенная фауна моллюсков, обнаруженная среди осадков акчагыла.

Трансгрессия акчагыльского бассейна в южной части полуострова распространялась по расчлененной поверхности рельефа. Об этом свидетельствуют залегания отложений акчагыла и их замещение в небольшом участке — континентальными породами.

Институт геологии
ГГК СССР

Поступило
14 апреля 1964 г.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Андрусов Н. И. — Тр. Арало-Каспийской экспедиции, вып. VII, 1905.
2. Вистелиус А. Б., Коробков И. А., Романова М. А. — Известия АН ТССР, № 3, 1960.
3. Данов А. В. — Геология СССР, т. XXII, Туркменская ССР, М., 1957.
4. Двали М. Ф., Лебедев Г. А., Никитюк Л. А. — Геологические и гидрогеологические исследования Красноводского полуострова. Госуд. научно-технич. геолог. разведочное издательство, 1932.
5. Иванов С. Д. — Тр. ВНИГРИ, вып. XXXV, Л., 1961.

6. Колесников В. П. — Сарматские моллюски. Палеонтология СССР, т. X, ч. II. Изд. АН СССР, Л., 1935.
7. Куприн П. Н., Бусыгин Г. В., Гаврилов А. А. — Геология и нефтегазоносность юга СССР, вып. 8, Л., 1962.
8. Луппов Н. П., Неронова Л. В. — Геология СССР, т. XXII, Туркменская ССР, М., 1957.
9. Луппов Н. П. — Проблема нефтегазоносности Средней Азии, вып. 14, Л., 1963.
10. Ларченков Л. Я. — Известия АН ТССР, № 1, 1962.
11. Смолко А. И. — Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер. вып. 2, Л., 1961.
12. Узakov О. — Известия АН ТССР, № 2, 1963.
13. Шнейдер Г. Ф. — Геология и нефтегазоносность юга СССР, вып. 8, Л., 1962.

Л. А. АНТОНЕНКО

О ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛАХ НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КРАСНОВОДСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Неогеновые отложения Юго-Западной Туркмении и в частности красноцветная толща привлекали внимание многих исследователей [1, 4, 5].

Глинистые минералы этих отложений определялись, в основном, оптическими методами (в иммерсионных препаратах и ориентированных срезах), в небольшом объеме выполнены окрашивание и термический анализ, С. Н. Колядным приведены результаты химического анализа глинистых фракций. Электронномикроскопического исследования почти не проводилось.

Автором неогеновые отложения изучались по керну трех скважин— № 110, 101 и 70, расположенных, соответственно, у основания северной и южной кос Кара-Богаз-Гола и примерно в 35 км к югу от залива Кара-Богаз-Гол. Исследование проводилось в шлифах (80)*, методами окрашивания (64) и спектрофотометрирования (24), определялись показатели преломления в срезах с агрегатов ориентированных частиц и проведены термический (14) и электронномикроскопический (24) анализы**.

Неогеновые отложения в изученных разрезах представлены миоценовыми и плиоценовыми породами, общей мощностью 544 м. Отложения, вскрытые тремя перечисленными скважинами, дополняя и несколько перекрывая друг друга, составляют полный разрез от чокракского до апшеронского горизонтов включительно.

Отложения миоцена вскрыты скважинами № 110 и 70, где они залегают на размытой поверхности палеогеновых пород. В скважине № 110 они состоят из чокракских, караганских и сарматских отложений, общей мощностью 42 м, в скважине № 70— караганских, конкских и сарматских, мощностью 125 м. Представлены отложения переслаиванием мергелей, известняков, доломитов, реже гипсов. В основании чокракского горизонта наблюдаются прослойки песчаника с гипсовым и опалово-халцедоновым цементом. Терригенный материал состоит, в основном, из

* В скобках количество определений.

** Окрашивание и спектрофотометрирование выполнены Н. В. Марасановой, термический анализ Э. Л. Кроль и электронномикроскопический — Л. П. Штеренберг. Автор приносит им глубокую благодарность.

кварца. В породах нижней части разреза встречены зерна глауконита и пирит. Описанные отложения относятся к типичной аридной платформенной морской известняково-доломитовой формации [7].

На верхнемиоценовых отложениях с размывом (скважина № 70) залегает красноцветная континентальная толща плиоцена, мощностью 139 м, сложенная известковистыми глинами, местами загипсованными, с различным содержанием терригенных обломков песчаной и алевритовой размерности. Карбонатная примесь этих отложений представлена, в основном, обломками пород мелового возраста, которые составляют в них иногда около половины. В отличие от нижележащих образований, терригенный обломочный материал содержит много слюды, что свидетельствует о близости источников сноса. Присутствуют окислы железа, пирит, сидерит; встречены растительные остатки.

Лагунно-континентальные условия накопления красноцветной толщи вновь сменились в начале акчагыльского века прибрежно-морскими и морскими.

Акчагыльские отложения вскрыты скважинами № 70 и 101; в первой они залегают на размытой поверхности красноцветной континентальной толщи, во второй — на палеогене. В скважине № 70 они имеют мощность 21 м и представлены карбонатной пелитоморфной породой, в скважине № 101 мощность их — 121,5 м и сложены двумя литологическими пачками. Нижняя (более 35 м) представлена глинами и глинистыми конгломератами с обломками карбонатных пород, мергеля и гипса. В верхней пачке наблюдается переслаивание глин слюдистых, известковистых и неизвестковистых и мергелей, редко известняково-доломитовых пород. Терригенный материал представлен кварцем, слюдами, хлоритом, полевыми шпатами. Встречены зерна глауконита и пирит (местами до 5%). Заканчивается разрез скважины № 101 апшеронскими отложениями (160 м), сложенными в нижней части (95 м) мергелями, вверху (65 м) — чередованием глин, известняково-доломитовых пород и мергелей, часто загипсованных. Породы апшеронского возраста содержат незначительную примесь обломочного терригенного материала, глауконит и пирит. Условия образования акчагыльских и апшеронских отложений мелководно- и нормальноморские.

Изучение глинистых минералов показало, что преобладающим глинистым минералом во фракции < 0,001 мм является гидрослюда, реже минералы группы магнезиальных силикатов. Небольшую примесь образует каолинит и редко встречается монтмориллонит.

В акчагыльских и апшеронских отложениях глинистое вещество почти целиком состоит из гидрослюда, а в миоценовых и красноцветных отложениях она составляет около половины глинистого вещества (рис. 1).

При окрашивании глинистой фракции пород всего изученного разреза метиленовым голубым (МГ) наблюдаются фиолетово-синие до сине-голубых тона, меняющиеся при добавлении KCl максимум на полтона. Результаты окрашивания свидетельствуют о присутствии значительного количества гидрослюда в породах всего разреза.

Показатели преломления для образцов из описываемого разреза, определенные в срезах с агрегатов ориентированных частиц, также характерны для гидрослуд ($N_g' = 1,564 - 1,576$; $N_n' = 1,553 - 1,564$).

Кривые спектрофотометрирования с МГ и МГ+KCl чаще всего имеют максимумы в коротковолновой части спектра, что подтверждает результаты других видов анализов о том, что гидрослюда является преобладающим глинистым минералом. Смещение максимума кривой с МГ+KCl в длинноволновую часть спектра для некоторых образцов объясняется увеличением содержания в них других минералов.

На термограммах образцов из отложений со значительным количеством гидрослюда имеются хорошо развитые первый (100—200°) и второй (500—600°) эндотермические эффекты и слабый экзотермический (около 900°C), что является типичным для гидрослуд (обр. 8229 скважины № 70 и 15268 скважины № 110).

На электронномикроскопических снимках гидрослуда представлена, в основном, мелкими изометричными пластинками неравной плотности (обр. 8236 скважины № 70 и 15268 скважины № 110).

Минералы группы магнезиальных силикатов являются вторым основным компонентом глинистых фракций описываемых пород. В красноватых плинцона они составляют немногим более половины глинистых частиц, несколько меньше их в миоценовых отложениях, а в ачкагыльских и апшеронских отложениях они образуют заметную примесь.

В литературе [2, 3, 6] содержатся сведения относительно диагностики глинистых минералов группы магнезиальных силикатов по результатам спектрофотометрирования и термического анализа. Смещение в длинноволновую часть спектра максимума кривой с МГ+КСI по сравнению с максимумом кривой с МГ, может возникать не только из-за присутствия монтмориллонита, но и минералов группы магнезиальных силикатов (обр. 8243, 8230 скважины № 70 и др.).

Термограммы минералов группы магнезиальных силикатов имеют различные конфигурации, вследствие большого разнообразия их состава. Термограммы палыгорскита, например, аналогичны кривым нагревания монтмориллонита, богатого Mg [6]. Все же для них характерно наличие эндоэффектов при 100—200 и 800° и следующего за последним небольшого эндотермического эффекта.

Термограммы изученных образцов имеют различной величины эндоэффекты около 150°, небольшие эндоэффекты при 530—550 и 880° и иногда следующий за последним небольшой экзотермический эффект (930°). Образцы, имеющие значительный первый эндотермический эффект, содержат (согласно другим видам анализов) больше минералов группы магнезиальных силикатов, а образцы с небольшим первым эндоэффектом, в основном, гидрослюдистого состава (обр. 8203, 8229 скважины № 70). Судя по тому, что термограммы минералов группы магнезиальных силикатов имеют монтмориллонитовый облик, можно предполагать, что основным магнезиальным минералом здесь является палыгорскит.

Отчетливо диагностируются магнезиальные минералы по электронномикроскопическим снимкам, где они представлены резко удлинненными волокнами, часто собранными в пучки.

Каолинит встречается во всех изученных образцах в виде незначительной примеси, вследствие чего он не выделяется по результатам окрашивания, термического и оптического анализов. Каолинит различается только на электронномикроскопических снимках в виде хорошо образованных шестиугольных пластинок, изредка окатанных, и их обломков, размером около 0,003 мм.

Монтмориллонит встречается чрезвычайно редко, и хотя результаты термического анализа часто указывают на наличие монтмориллонита (обр. 8203, 8230 скважины № 70) на электронномикроскопических снимках его нет. Только на двух снимках (обр. 8245 скважины № 70 и 15032 скважины № 101) монтмориллонит представлен высокодисперсной массой, образующей иногда облачные скопления. Эти образцы взяты из слоя, граничащего с палеогеновыми отложениями, в которых монтмориллонит является преобладающим глинистым минералом [8].

По соотношению между глинистыми минералами в неогеновых

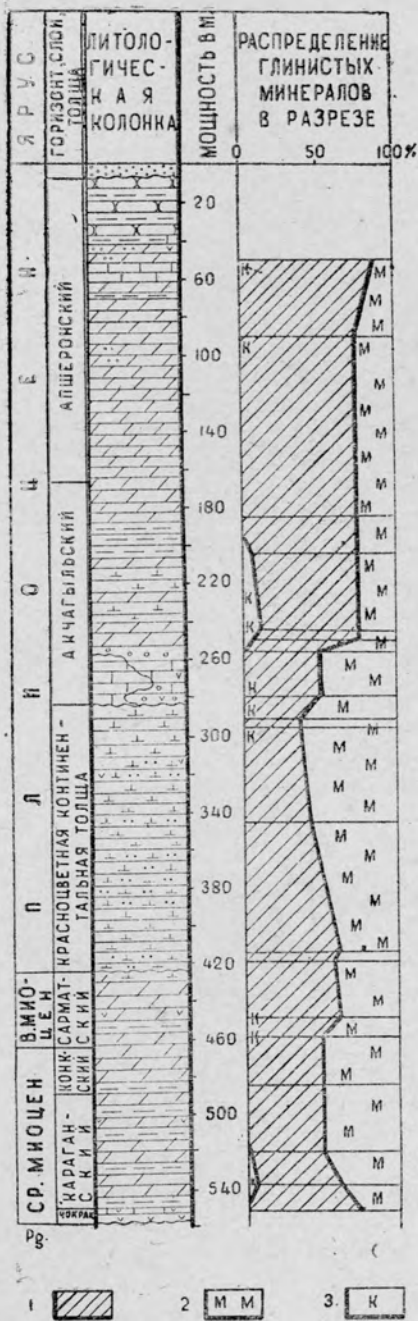


Рис. 1. Распределение глинистых минералов в неогеновых отложениях Краснодарского полуострова.

отложениях можно выделить гидрослюдисто-магнезиальную ассоциацию глинистых минералов, где гидрослюда и магнезиальные минералы находятся примерно в равном количестве, и гидрослюдистую, в которой гидрослюда преобладает, а минералы группы магнезиальных силикатов составляют заметную примесь. В миоценовых отложениях встречаются и первая и вторая ассоциации. Для красноцветной толщи характерна первая, для апшеронских и ачкагыльских отложений—вторая.

Выводы

Обилие монтмориллонита в палеогеновых отложениях и почти полное отсутствие его в неогене указывает на резкую смену условий осадкообразования, так как источники сноса были постоянными. В конце палеогена наступает регрессия, частично размываются палеогеновые отложения и вновь небольшая трансгрессия. Восстановительные условия обширного морского палеогенового бассейна сменились в миоцене прибрежно-морскими, мелководными.

Некоторые исследователи [1, 4] считают, что в глинистой фракции неогеновых отложений Юго-Западной Туркмении монтмориллонит является основным глинистым минералом, в то время как по нашим данным в неогеновых отложениях Красноводского полуострова его почти нет. Результатами наших исследований подтверждается связь глинистых минералов группы магнезиальных силикатов типа палыгорскита и сепиолита с аридной платформенной известняково-доломитовой формацией, к которой относится большая часть описываемых отложений [7].

Институт геологии и разработки горючих ископаемых
Госкомитета нефтедобывающей промышленности
при Госплане СССР

Поступило
19 декабря 1964 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Али-Заде А. А., Ротко М. А. — Уч. зап. Туркм. ун-та, вып. 6, 1956.
2. Грим Р. — Минералогия глин, ИЛ, 1956.
3. Эхус И. Д. — ДАН СССР, т. 107, № 5, 1956.
4. Клубова Т. Т. — ДАН СССР, т. 112, № 3, 1957.
5. Колядный С. Н. — Геология и геохимия, № 2, 1958.
6. Кульбицкий Д. — Вопросы минералогии глин, ИЛ, М., 1962.
7. Страхов Н. М. — Основы теории литогенеза, т. 1. Изд. АН СССР, М., 1960.
8. Шабаетова Е. А. — ДАН СССР, т. 143, № 4, 1962.

Р. Е. АЙЗБЕРГ

ПАЛЕОГЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ КРАЙНЕГО ЮГО-ВОСТОКА ТУРКМЕНИИ

Отложения палеогеновой системы в пределах территории Туркмении, расположенной к юго-востоку от линии Захмет—Чарджоу, обнажены лишь в Гаурдак-Керкинском районе юго-западных отрогов Гиссара и у Наразымских высот. В настоящей работе литолого-стратиграфическая характеристика палеогеновых отложений основана на изучении двух разрезов — Акайринского и Чильбургского — в Гаурдак-Керкинском районе и обобщении материалов структурно-профильного бурения на геологически закрытых пространствах Юго-Восточной Туркмении в 1957—1960 гг. Дополнительно привлечены данные А. А. Николаева и В. Б. Окушко, которые в 1962—1963 гг. проводили в этом районе геологическую съемку с картировочным бурением. Фораминиферы определены, в основном, М. А. Ткачук, ископаемые устрицы — В. В. Джабаров.

Нерасчлененные датско (?) -палеоценовые отложения

Датско (?) -палеоценовые отложения представлены, в основном, гипсами и известняками. На большей части территории они подстилаются глинисто-песчаным комплексом верхнего мела и перекрываются глинами нижнего эоцена. В Обручевской степи (Келифский Узбой) на размытую поверхность известняково-гипсовых пород ложатся сероцветные, в основном, песчаные образования плиоцена—антропогена или красноцветы неогена. В полосе Репетек-Донгузсыртских солянокупольных дислокаций описываемые породы денудированы в процессе неогенового (предакчагыльского?) размыва.

Датско (?) -палеоценовые отложения на крайнем юго-востоке Туркмении представлены обычно гипсами и известняками, в которых отмечаются прослои мергельных и доломитовых разностей и глин. Горизонты гипсов и ангидритов по простиранию не выдерживаются на одном и том же уровне; какой-либо закономерности в изменении суммарной мощности сульфатных пород не наблюдается. В Гаурдак-Керкинском районе верхи датско (?) -палеоценовых отложений сложены мергелями, образующими в юго-западных отрогах Гиссара и сопредельной территории Юго-Восточных Кара-Кумов регионально прослеживаемый горизонт с

Gryphaea antiqua Schwetz. Мощность описываемых отложений меняется от 102 до 36 м. На каротажных диаграммах датско(?) - палеоценовые слои характеризуются резким увеличением значений КС — до 50 омм и отрицательной депрессией ПС.

Нижняя граница описываемого комплекса определяется по подошве зоны положительных значений кривой ПС. Непосредственно ниже этой зоны породы представлены, как правило, песчанистыми известняками, песчанистыми мергелями и песчаниками. В этих отложениях в отдельных разрезах (Фараб, Чамчаклы — скважина № 855) встречены остатки типично маастрихтской фауны — *Liostrrea lehmanni* Rom. и *Ceratostrreon spinosum* Math. var. *malikensis* Musaf. Выше слоев с маастрихтскими формами залегают отложения, не охарактеризованные ископаемой фауной, но литологически аналогичные более высоким горизонтам. Последние включают нормально-морской каратагский и лагунный капланбекский комплексы ископаемой фауны, характерной для бухарских (тенетских) слоев: *Cerithium* cf. *zeravschanensis* Vial., *Modiola jeremeevj* Rom., *M. karabilensis* Vial., *Corbula turkestanensis* Vial. (капланбекский комплекс); *Lucina* cf. *netschaev* Arch., *Cardita bucharensis* Vial., *C. minutula* Rom., *C. aegyptica* Fraas. var. *oricutalis* Vial., *Tellina pseudonaellis* Orb., *Meretrix avia* Desh., *Crassatella bellovacensis* Desh., *Corbis davidsoni* Desh. (каратагский комплекс). Никаких видимых следов перерыва между слоями с маастрихтской фауной и вышележащими отложениями не установлено. Полагая, что процесс осадконакопления в послемаастрихтское время происходил непрерывно, возраст пород, залегающих между фаунистически охарактеризованными слоями маастрихта и нижнего эоцена, устанавливается как датско-монский(?) — тенетский. К тенетским отложениям относится большая часть гипсо-карбонатного комплекса с остатками бухарских ископаемых.

Эоценовый отдел

Нижний эоцен. Нижнеэоценовые отложения представлены серовато-зелеными глинами, выделяющимися на диаграммах электрокаротажа зоной минимальных значений КС над кровлей палеоценовых слоев. Иногда в толще глин отмечаются прослой более известковистых разностей глин или алевролитов. В низах нижнеэоценовых отложений Фарабской и Наразымской площадей залегает 0,4-метровый горизонт черных битуминозных глин. Разрезы нижнеэоценовых отложений Гаурдак-Керкинского района и геологически закрытых пространств крайнего юго-востока Туркмении литологически почти однотипны. Мощность изменяется от 20—25 м в Гаурдак-Керкинском районе до 60 м в северо-западной части рассматриваемой территории (Захмет—Репетек) и 94 м в районе Халач.

Нижняя граница нижнеэоценовых отложений юго-западных отрогов Гиссара установлена в кровле мергельных слоев с *Gryphaea antiqua* Schwetz. Однако мергельные слои в типичной фации выражены не во всех разрезах. Возрастным аналогам мергельных слоев в северо-западной части территории соответствуют известковистые глины с фораминиферами верхнепалеоценового облика *Gyroïdina depressaeformis* N. Вукова, *Cibicides succedens* Brotz., *Acarinina subsphaerica* (Subb.) и, возможно, известняки. По данным В. Б. Окушко, в разрезах отдельных скважин в районе среднего течения Аму-Дарьи отмечаются признаки размыва мергельных слоев и их аналогов и налегание нижнеэоценовых слоев на подстилающие породы с размывом. В связи с отмеченными фактами не исключено, что приведенная на схеме нижняя граница ниж-

неоценовых слоев не отражает на всех разрезах единый стратиграфический уровень.

Отложения нижнего эоцена включают остатки *Gryphaea camelus* Burac. и комплекс фораминифер: *Gaudryina* cf. *navarroana* Cushman., *Robulus infrasuzakensis* (N. Bykova), *Marginulina eofragaria* Balakhm., *Acarinina pentacamerala* (Subb.), *A. camerata* Chalilov, *A. subsphaerica* (Subb.), *Globigerina triloculinoides* Plumm., *Pulsiphonina wilcoxensis* (Cushman. et Ponton), *Globorotalia* ex gr. *crassata* Cushman., *Pseudoglandulina manifesta* Reuss. и другие. Нижнеэоценовый возраст отложений устанавливается по находкам раковин устриц *Gryphaea camelus* Burac., характерных для сузакских (нижнеэоценовых) слоев Средней Азии, и ископаемых фораминифер *Gaudryina* cf. *navarroana* Cushman., *Acarinina subsphaerica* (Subb.), *Pulsiphonina wilcoxensis* (Cushman. et Ponton), образующих характерный для сузакских слоев Бадхыза комплекс с *Gaudryina navarroana* Cushman. [2].

Средний—верхний эоцен. Выше пачки серо-зеленых глин нижнеэоценового возраста согласно залегает пачка светло-серых мергелей, местами разделяющаяся слоями сильно известковистых серых глин. Эти отложения выделяются на электрокаротажных диаграммах одной или двумя зонами повышенных значений КС — до 8—10 ом, что позволяет уверенно их выделить во всех вскрываемых скважинами разрезах. В разрезе Ак-Айры Гаурдак-Керкинского района мергельно-известково-глинистая пачка расчленяется на нижние мергельные слои (25 м) и верхние известково-глинистые слои (21 м). Во всех разрезах мергельные слои можно рассматривать как репер при структурных построениях. Мощность мергельно-известково-глинистых отложений среднего—верхнего эоцена изменяется от 46 м в Гаурдак-Керкинском районе до 102 м на северо-западных площадях (Захмет—Репетек).

Нижняя часть описываемых образований вмещает богатый комплекс ископаемых фораминифер: *Globigerina eocaenica* Terq., *Uvigerina rugosa* Orb., *Hopkinsina botryoides* Balakhm., *Bulimina vermiformis* N. Bykova, *Virgulina* ex gr. *dibbolensis* Cushman. et Appl., *Hopkinsina compacta* Balakhm., *Hastigerina micra* (Cole), массовое скопление *Acarinina crassaeformis* (Gall. et Wissl.), *Discorbis ferganensis* N. Bykova, *Bulimina mitgarziana* Balakhm., *Hopkinsina bykovae* Balakhm., *Uvigerina asperula* Czjzek., *Valvulineria intenta* N. Bykova, *Anomalina pseudoacuta* J. Nikit. in litt., *A. ammophila* (Gumb.), *Acarinina pseudotopilensis* Subb. Из отмеченных форм только для алайских слоев Бадхыза характерны *Hopkinsina botryoides* Balakhm., *Discorbis ferganensis* N. Bykova, для зоны *Acarinina crassaeformis* среднего эоцена Кавказа — массовое скопление *Acarinina crassaeformis* (Gall. et Wissl.), *A. pseudotopilensis* Subb. В верхний эоцен могут заходить *Robulus iljini* N. Bykova (встречаются вместе с формами керестинского горизонта), *Uvigerina rugosa* Orb., *Bulimina mitgarziana* Balakhm., *Hastigerina micra* (Cole) (встречены в туркестанских слоях Бадхыза). В верхней части описываемой пачки, сложенной мергелями и сильно известковистыми глинами, выделяется комплекс фораминифер: *Siphonina praelata* N. Bykova, *Acarinina kiewensis* Moroz., *Robulus iljini* N. Bykova, *R. romeri* (Reuss.), *Bifarina millepunctata* (Tutk.), *Anomalina acuta* Plumm. discoidea Balakhm., *Baggina globula* (Balakhm.), *Cibicides hadjibulakensis* N. Bykova, *Anomalina ammophila* (Gumb.), *Globigerina frontosa* (Subb.). Этот комплекс, по данным М. А. Ткачук [3], характерен для нижних слоев верхнего эоцена Центральных Кара-Кумов.

В разрезе Ак-Айры сохранившиеся от размыва известково-глинистые слои охарактеризованы *Nonionella ispharensis* N. Bykova, *Hastige-*

gina micra (Cole), *Marginulina fragaria* Gumb., единичными *Ascaripina crassaeformis* (Gall. et Wissl.). Эти формы широко встречаются в среднеэоценовых и низах верхнеэоценовых отложений Бадхыза [2]. Возраст мергельно-известковистой пачки разреза Ак-Айры определяется как средний—верхний эоцен.

Верхний эоцен. Верхнеэоценовые отложения крайнего юго-востока Туркмении, согласно перекрывающие пачку мергелей и сильно известковистых глин, представлены толщей серовато-зеленых и серых, иногда известковистых глин с подчиненными прослоями песчаников и алевролитов. Последние приурочены к верхней части разреза.

Подоснова рассматриваемого комплекса верхнеэоценовых отложений устанавливается по кровле мергельно-известковистой пачки. Верхняя граница верхнеэоценовых отложений имеет различный стратиграфический уровень в связи с тем, что вышележащие образования олигоцена залегают на подстилающих породах с размывом. В пределах Гаурдак-Керкинского района полностью размыты верхнеэоценовые отложения, залегающие выше мергельно-известковистой пачки среднего—верхнего эоцена. Полностью размыты верхнеэоценовые отложения в пределах левобережья Аму-Дарьи и между пунктами Бассага—Халач—Караметнияз. На остальной территории они представлены более полными разрезами, включающими аналоги риштанских и исфаринских слоев среднеазиатской палеогеновой шкалы. Электрокаротажная диаграмма разрезов верхнеэоценовых отложений характеризуется значениями КС в пределах 2—5 ом, кривая ПС в верхах верхнего эоцена в связи с неоднородностью разреза значительно расчленена. Мощность отложений изменяется в значительных пределах — от 35 (Ак-Айры) до 100 м (между Фарабом и Наразымом).

Отложения верхнего эоцена, залегающие выше мергельно-известково-глинистой пачки, охарактеризованы в разрезах скважин форамниферами, однозначно указывающими на верхнеэоценовый возраст вмещающих образований. Вертикальное распространение фораминифер позволяет выделить характерные комплексы (снизу вверх): *Bolivina pseudonobilis* N. Bykova, *Virgulina ex gr. dibbolensis* Cushm., *Spiroplectamina turgaica* (Balakhm.), *Uvigerina pseudotexana* N. Bykova in litt., *Virgulina subdepressa* Brady, *Nonionella ispharensis* N. Bykova, *Ammonia marginulina plana* (N. Bykova), *Gaudryina superturkestanica* N. Bykova; *Anomalina vialovi* (N. Bykova), *Asterigerina lucida* Minakova.

Олигоценовый отдел

Отложения верхнего отдела палеогеновой системы на крайнем юго-востоке Туркмении представлены, в основном, средним и верхним олигоценом, которые с размывом залегают на различных горизонтах эоцена. Олигоценовые отложения вскрыты незначительным числом скважин к юго-западу от Аму-Дарьи. На правобережной части территории (исключая Гаурдак-Керкинский район) они, вероятно, отсутствуют; здесь красноцветные образования неогена ложатся с размывом на породы эоцена.

Средний и верхний олигоцен. В Гаурдак-Керкинском районе олигоценовые отложения обнаружены на юго-восточном крыле Акайринской антиклинали (гора Уч-Кизыл). Здесь они представлены пестроцветной пачкой глин (часто огипсованных), мелкозернистых песчаников и прослоями гипсов общей мощностью 35,5 м.

В обобщенном виде разрез сложен (снизу вверх): 1. Гилс белый — 0,5 м. 2. Переслаивание пестроцветных огипсованных глин — 15 м.

3. Глины бурые с прослоями песчаников желтовато-серого цвета, огипсованные — 3,3 м. 4. Переслаивание серых мелкозернистых песчаников и бурых глин — 6,3 м. 5. Глины бурые песчанистые осолоненные — 10,4 м. Из этих отложений определены остракоды: *Cyprideis littoralis* Brady, *C. sp.*, *Cytheridea schirabadensis* Mand., *C. sp.*, *Cyprinobis sp.*, встречающиеся в сумсарских (среднеолигоценовых) слоях Средней Азии. Не исключено, однако, что описываемые породы могут иметь средне-верхнеолигоценовый возраст, так как залегающие на них с размывом красноцветные образования тандырчинской свиты имеют, по мнению Л. Н. Смирнова, среднемиоценовый возраст.

На левобережной территории крайнего юго-востока Туркмении отложения олигоцена вскрыты скважиной № 908 между пос. Пальварт и солянокупольным диапиром Шальгерич-Баба. Все остальные разрезы олигоценовых отложений вскрыты к юго-западу от зоны Репетекского регионального разлома. Здесь они представлены пестроцветными алевролитами, гипсоносными песчаниками, красновато-коричневыми и пестрыми глинами. Для отдельных разрезов характерны прослой ракушняка, содержащих раковины устриц плохой сохранности. Общая мощность — до 8,0 м. Из этих отложений определены *Lentidium* (*Janschanelia*) cf. *vinogradarskii* Merkl., *L. sp.*, *Astarte sp.*, *Mytilus sp.* Первый из отмеченных видов встречается в среднеолигоценовых отложениях Приаралья. Из этой же части разреза определены *Nonion* cf. *pseudomartkovi* Bogd., *N. granosus* (Orb.), *N. sp.*, *Quinqueloculina* cf. *seminulum* (L.), *Rotalia* ex gr. *litbhammina* Uhlig. По-видимому, возраст отложений, вмещающих эти ископаемые остатки, может быть средне-верхнеолигоценовый, для которых, по данным М. А. Ткачук, характерно массовое скопление раковин рода *Nonion*.

Следует отметить, что на крайнем юго-востоке Туркмении, возможно, сохранились от размыва относительно небольшие поля нижнеолигоценовых отложений. А. А. Николаевым скважиной № 863, в районе пос. Чамчаклы вскрыта пачка сероцветных алевролитов мощностью 30 м; в разрезах других скважин эти породы, по-видимому, полностью размыты. Описываемые алевролиты содержат комплекс фауны, характерной для чеганской свиты Приаралья (верхний—эоцен—нижний олигоцен): *Nucula aralensis* Luk., *N. cf. sulcifera* Koen., *N. compacta* Goldf., *Cardiopsis incrassata* Sow., *Corbula conglobata* Koen., *Tellina praepostera* Koen.

Выводы

1. На крайнем юго-востоке Туркмении палеогеновые отложения расчленяются на следующие стратиграфические подразделения: датско(?)-палеоценовые, нижне-эоценовые, средне-верхнеэоценовые, верхнеэоценовые, средне-верхнеолигоценовые.
2. Нижнеолигоценовые образования, возможно, сохранились на относительно небольших участках.
3. Между эоценом и олигоценом (по-видимому, перед средним олигоценом) устанавливается стратиграфическое несогласие.
4. Большая часть верхнеэоценовых и нижнеолигоценовых отложений Гаурдак-Керкинского района размыта вследствие предсреднеолигоценового размыва.

Юго-Восточная Каракумская геологическая экспедиция
УГиОН при СМ Туркменской ССР

Поступило
28 сентября 1963 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Айзберг Р. Е. — Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. М., 1962.
2. Солун В. И. — Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 52, вып. 9, Л., 1961.
3. Ткачук М. А. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 5, 1962.

М. Ф. МОЛЧАНОВ

О СПОСОБАХ ОБОРУДОВАНИЯ, ОСВОЕНИЯ И ЭКСПЛУАТАЦИИ ГЛУБОКИХ СКВАЖИН НА ПРОМЫШЛЕННЫЕ ВОДЫ ЧЕЛЕКЕНА

Среди отложений красноцветной толщи Челекена выделены два типа подземных вод: хлоридно-кальциевые, приуроченные к верхнему отделу, мощностью 1000 м и гидрокарбонатно-натриевые среднего и нижнего отделов толщи.

Все воды красноцветной толщи с промышленной точки зрения кондиционные. Эксплуатация ведется фонтанным способом, в основном, из верхнего отдела толщи, в которой, по данным электрического и радиоактивного каротажа, выделено и гидрогеологически опробовано двенадцать водоносных горизонтов мощностью от 30 до 110 м, разобщенных разрезами мощностью 20—30 м. Водоносные горизонты объединяются в пачки (сверху вниз) первая — I, II, III; вторая — IV, V, VI, третья — VII, VIII, XI, четвёртая X, XI, XII водоносные горизонты (рис. 1).

В результате многолетней эксплуатации большого числа различного типа мелких и глубоких разведочных и эксплуатационных скважин, самоизливающих подземными йодо-бромными водами, а также на основании проведенных режимных гидрогеологических наблюдений и исследований ряда скважин с различными типами фильтров при различных режимах эксплуатации, представляется возможным рекомендовать в настоящее время для Челекенского месторождения подземных вод рациональную методику водоотбора.

По методу пуска эксплуатации и по режиму работы все скважины, пробуренные на подземные йодо-бромные воды, можно разделить на шесть основных групп.

Первая группа скважин вводилась в эксплуатацию путем перфорации (пулевой) 5-, 6- и 8-дюймовых колонн, закрепленных цементом против одного из двенадцати водоносных горизонтов при заполненном водой стволе скважины. При таком порядке вскрытия водоносного объекта исключалась последующая промывка скважины от глинистого раствора, так как она сразу же (часто в процессе перфорации) начинала фонтанировать пластовой йодо-бромной водой, вследствие отсутствия достаточного противодавления на пласт. Начальные дебиты таких скважин, как правило, очень высокие. При дальнейшей эксплуатации этих скважин методом свободного самоизлива, когда йодо-бромные воды поднимаются по 5- или 6-дюймовой колонне и свободно перели-

ваются через устье скважины, дебиты резко падают, вплоть до прекращения самоизлива в течение 2—3 суток (рис. 2а).

Промеры забоев этих скважин показали, что их фильтры в основном являются чистыми или заполняются песком очень медленно, примерно 1—2 м в месяц.

Результат работы первой группы скважин показал, что в них в начальный момент эксплуатации создаются большие (до 27 атм) депрессии на пласт, обеспечивающие высокие первоначальные дебиты и резкие падения их вследствие обрушения в прифильтровых зонах пород водоносных коллекторов, состоящих из слабоуплотненных рыхлых тонкозернистых песков. Этот вывод подтверждается тем, что при повторной перфорации (перестрела) фильтра дебит возрастал в пять и более раз и по-прежнему резко падал при дальнейшей эксплуатации прежним методом.

Ко второй группе относятся скважины, в которых вскрытие одного из двенадцати водоносных объектов производилось также путем перфорации, 5-, 6-, 8-дюймовой закрепленной цементом эксплуатационной колонны, при условии заполнения ствола скважины глинистым раствором удельного веса не ниже применяемого в процессе бурения, с последующим спуском 2,5-дюймовых фонтаннокомпрессорных труб до верхних отверстий фильтра и обратной промывкой ствола скважины до чистой пластовой воды. На устьях скважин устанавливалась фонтанная арматура, и скважины свободно изливались через лифтовые 2,5-дюймовые трубы. При плавном вводе этих скважин в эксплуатацию путем обратной промывки от раствора до пластовой воды были получены первоначальные более низкие дебиты, но устойчивые в течение одного и более месяцев. В дальнейшем дебиты постепенно снижались из-за образования мощных песчаных пробок, полностью перекрывающих рабочие фильтры. После удале-

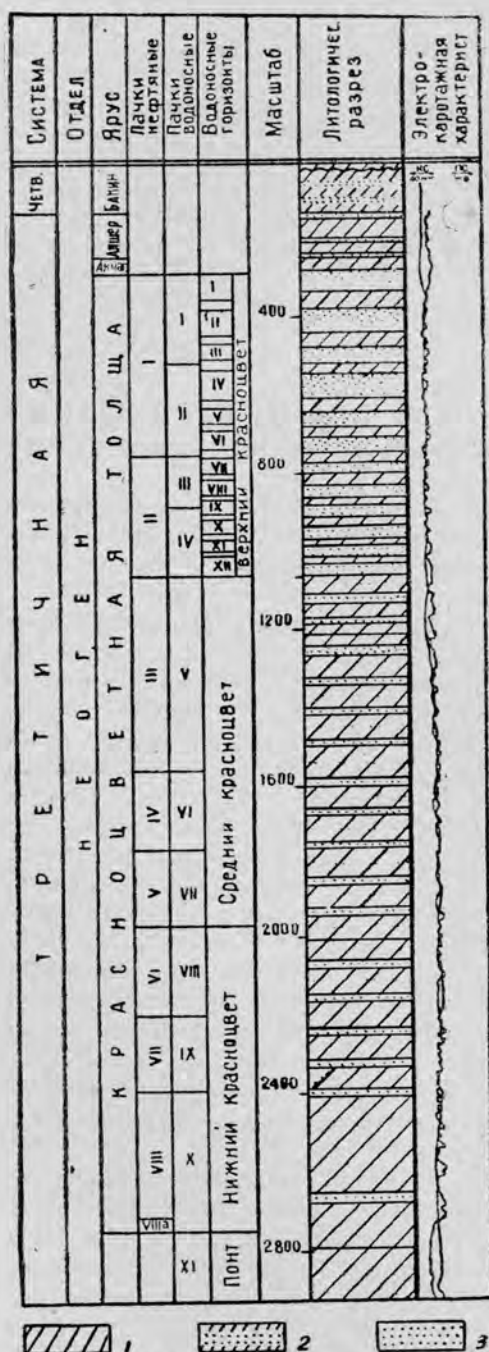


Рис. 1. Литолого-стратиграфический разрез водоносных горизонтов Челекена. 1—Глина; 2—глина с прослоями песка; 3—песок водоносный.

ния пробок путем промывок дебиты незначительно повышались, полностью не восстанавливаясь до первоначальных, что объясняется также обрушением рыхлых пород, слагающих водоносные горизонты в прифильтровых зонах.

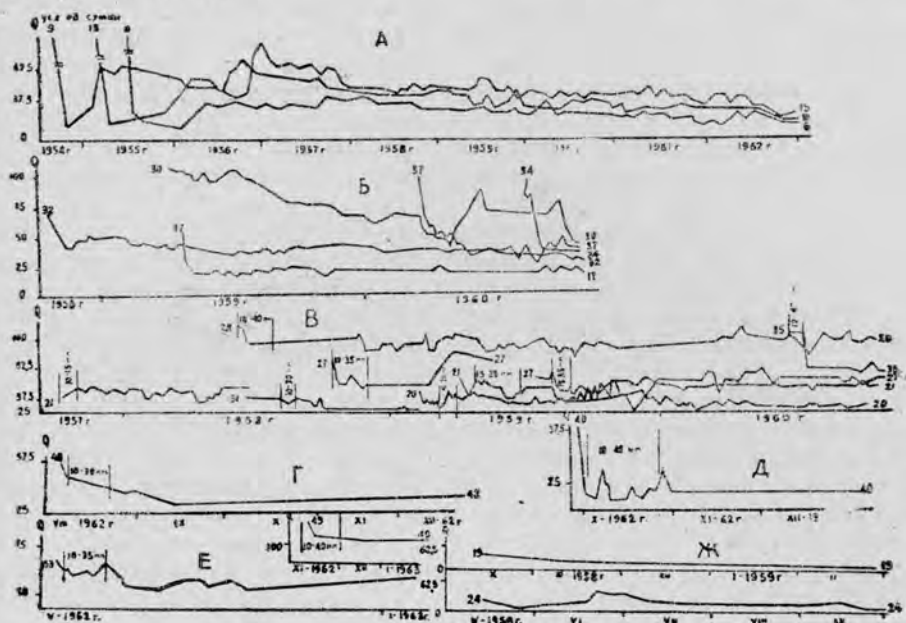


Рис. 2. Кривые зависимости дебитов от режима эксплуатации скважин: б—II; в—III; г—IV; д—V; е—VI; ж—VII; 10—40—диаметры штуцеров.

Начальные дебиты скважин второй группы ниже, чем первой группы, но по-прежнему высокие, вследствие допускаемых резких депрессий на пласт в процессе ввода и последующей эксплуатации свободным изливом через 2,5-дюймовые фонтанно-компрессорные трубы (рис. 2б).

Третья группа скважины вводилась в эксплуатацию методом плавного запуска, как в скважинах второй группы, но с установлением на устьях скважин (на выкиде фонтанной арматуры) первоначально штуцеров диаметром 10 или 15 мм, чем создавалось противодействие на пласт и предотвращалось обрушение пород в прифильтровой зоне водоносного объекта. В результате этого скважины вступали в эксплуатацию с устойчивым суточным дебитом, хотя гораздо меньшим, чем при свободном изливе через 6- или 2,5-дюймовые трубы. Дебит значительно увеличивался путем подбора штуцеров соответствующих диаметров (15, 20, 30, 40 мм) в процессе выбора оптимального режима работы скважины и оставался устойчивым в течение весьма длительной эксплуатации. Песчаные пробки в скважинах третьей группы образовывались редко и медленно, а их удаление приводило к восстановлению прежних устойчивых дебитов. Имели место случаи, когда в процессе длительной эксплуатации дебиты значительно снижались при отсутствии песчаных пробок.

Проведенный тщательный анализ показал, что причиной снижения дебита в таких скважинах являлось засорение дыр фильтра обломками пород. Это предположение подтверждается тем, что после так называемой «продувки» дыр фильтра (закачка в пласт под давлением 5—10 м³ воды) дебиты, в основном, не только восстанавливались до первоначальных, но очень часто превышали последние (рис. 2в).

Четвертая группа скважин эксплуатировалась по аналогии со

скважинами третьей группы, с той лишь разницей, что вскрытие одного из двенадцати водоносных горизонтов производилось не путем перфорации эксплуатационной колонны после ее спуска и цементации затрубного пространства, а путем спуска готового 5- и 6-дюймового дырчатого фильтра (хвостовика) в интервале глубин залегания водоносного горизонта с последующей цементацией затрубного пространства эксплуатационной колонны выше верхних дыр фильтра. Ввод в эксплуатацию скважин четвертой группы производился методом плавного запуска с установкой на устьях штуцеров первоначально минимального диаметра 10—15 мм, с постепенным переходом на промежуточные штуцеры 20, 30, 40 мм, а затем на эксплуатацию через 2,5-дюймовые фонтанные трубы.

В результате такого метода ввода скважин в эксплуатацию, производства самой эксплуатации, конструкции скважин и способа вскрытия водоносного горизонта скважины имели устойчивый (25,0—62,5 ед/сутки) дебит и оставались таковыми в процессе длительного водоотбора. Образование песчаных пробок в таких скважинах происходило медленно. После удаления промывкой песчаных пробок дебиты, в основном, восстанавливались до первоначальных (рис. 2г).

К пятой группе относится скважина № 40, отличающаяся от скважин четвертой группы конструкцией фильтра. В скважину опущен готовый, дырчатый фильтр из 6-дюймовой эксплуатационной колонны, на которую надевались 8-дюймовые трубы из мелкопористой керамики и опускались в интервал глубин залегания восьмого водоносного горизонта с последующей цементацией затрубного пространства выше верхних дыр фильтра.

При всех аналогичных условиях, описанных для скважин четвертой группы, был получен более низкий дебит (21,2 ед/сутки). Последнее объясняется засорением мелкой пористой керамики фильтра утяжеленным (1,6 г/см³) глинистым раствором, на котором бурилась скважина, а также тонкозернистыми частицами песков и глинистыми обломками пород, слагающих водоносный горизонт (рис. 2д).

К шестой группе относятся скважины, аналогичные четвертой группе, но отличающиеся от них тем, что спуск готового фильтра (хвостовика) из 6-дюймовой эксплуатационной колонны производился в интервале глубин залегания трех нижних (XII, XI, X или IX, VIII, VII) водоносных горизонтов (IV и III водоносные пачки).

При прочих равных условиях, описанных для скважин четвертой группы, получены высокие (62,5—75,0 ед/сутки) и весьма устойчивые дебиты в процессе продолжительной эксплуатации путем свободного излива через 2,5-дюймовые фонтанные трубы (рис. 2е).

Кроме описанных групп имеются отдельные скважины, отличающиеся своеобразными условиями эксплуатации водоносных горизонтов. Так в скважине № 24, были включены в эксплуатацию все двенадцать водоносных горизонтов путем перфорации 5-дюймовой эксплуатационной колонны после заливки цементом затрубного пространства.

Независимо от метода пуска и эксплуатации, все они самоизливали с низкими дебитами от 1,9 до 3,8 ед/сутки, что в 10—20 раз ниже дебитов при работе этих скважин совместно из двух-трех или из отдельных водоносных горизонтов. Ни одну из скважин не удалось ввести в эксплуатацию с дебитом выше 3,8 ед/сутки при совместной работе десяти или двенадцати водоносных горизонтов (рис. 2ж).

По-видимому, уменьшение дебитов при одновременной работе десяти или двенадцати водоносных горизонтов связано с перетоками воды в верхние (I, II, III, IV, V, VI) горизонты с низкими пластовыми давлениями из нижних (VIII, IX, X, XI, XII), обладающих более высоки-

ми пластовыми давлениями. Разница в пластовых давлениях между верхними и нижними горизонтами составляет 15—20 атм.

В ряде эксплуатационных скважин, работающих из отдельных нижних водоносных горизонтов, производился постепенный ввод в эксплуатацию вышележащих водоносных горизонтов путем перфорации 5- или 6-дюймовых эксплуатационных колонн в интервалах глубин их залегания. В результате получены дебиты, аналогичные дебитам при одновременном вводе и работе десяти или двенадцати водоносных горизонтов, независимо от метода их ввода и эксплуатации. В некоторых скважинах, работающих из отдельных водоносных горизонтов, производились перестрелы рабочих фильтров, вследствие чего дебиты таких скважин вначале значительно увеличились, но также резко падали, как и в скважинах, отнесенных к первой и второй группам.

В скважинах № 6, 7, 11, 12, 16, 17, 29, Р-164 и других проведены опытно-эксплуатационные откачки передвижным компрессором типа ДК-9, путем снижения пьезометрических уровней воды в них на 5—30 м ниже устьев — точек самоизлива или на 5,1—65,0 м ниже статических уровней. В результате такого снижения пьезометрических уровней воды в скважинах были получены высокие дебиты, превышающие в 2—10 раз дебиты при работе на самоизливе. Увеличение дебитов до 10 раз против самоизлива было достигнуто в скважинах, находящихся продолжительное время в эксплуатации совместно из двух-трех водоносных горизонтов (скважины III и VI групп, работающих из двух или трех горизонтов).

В скважинах, которые находились в эксплуатации сравнительно короткий промежуток времени из одного водоносного горизонта, было достигнуто увеличение дебитов в 2—3 раза против самоизлива, при очень быстром образовании мощных песчаных пробок, вплоть до прекращения самоизлива. После промывок песчаных пробок скважины работали с прежними и более высокими дебитами, с тенденцией к образованию новых песчаных пробок при очень сильном песковании скважин.

Следовательно, основным режимом работы скважин подземных вод Челекена является упруго-водонапорный с преобладанием влияния (в начальный период эксплуатации) упругих сил пласта и жидкости. Этому периоду соответствуют высокие дебиты, вызванные активным проявлением упругих сил пласта и жидкости, а также вследствие высоких скоростей фильтрации при высоких перепадах пластовых давлений. Последние приводят к обрушению рыхлых пород водоносных коллекторов в прифильтровых зонах скважин, при вводе их в эксплуатацию путем свободного излива через эксплуатационные трубы (рис. 2а, б).

Таким образом, для установления рациональной методики водоотбора при фонтанном режиме работы эксплуатационных скважин Челекена главным является — подбор совершенных типов фильтров, выбор наиболее совершенного метода вскрытия водоносных объектов и ввода их в эксплуатацию, а также эксплуатация скважин на оптимальных режимах.

Известно, что основными условиями, влияющими на выбор рациональных типов фильтров, являются гидрогеологические, которые в процессе продолжительной (более четверти века) эксплуатации подземных йодо-бромных вод не учитывались. До настоящего времени на Челекене применялись в основном дырчатые фильтры, аналогичные применяемым в нефтяных скважинах. Последние представляют собой спущенные в скважину и закрепленные цементом 5-, 6- и 8-дюймовые эксплуатационные трубы, перфорированные в интервалах глубин залегания водоносного горизонта из расчета 9—12 дыр диаметром 11 мм на один погонный метр. Такая несовершенная конструкция фильтров обуславливалась, в

первую очередь, глубинами залегания водоносных горизонтов (750—1500 м) по типу многочисленных конструкций скважин, пробуренных на нефть.

Глубины залегания водоносных объектов обуславливали методы бурения скважин и их диаметры.

Наиболее совершенным типом фильтров из применяемых в последнее время в условиях Челекена является дырчатый фильтр (10—16 дыр диаметром 22 мм на погонный метр) из (5-, 6-, 8-дюймовых) эксплуатационных труб, спущенных в интервале глубин залегания одной из четырех водоносных пачек.

Каждая из перечисленных четырех водоносных пачек объединяет водоносные горизонты, близкие в гидрогеологическом отношении, в первую очередь, по величинам пластовых давлений, обеспечивающих высокие дебиты скважин в процессе пуска и эксплуатации, путем подбора оптимального режима, с применением штуцерования их устьев (III и VI группа скважин).

Заливка цементом затрубного пространства эксплуатационных труб должна производиться для крепления их в интервале глубин выше верхних дыр фильтра, спущенного в скважину. Это достигается путем установки соответствующей «мембраны» выше дыр фильтра и образования специальных проходных отверстий большого диаметра над фильтром.

Ввод водоносного объекта в эксплуатацию необходимо производить только при заполненном стволе скважины глинистым раствором, параметры которого соответствовали бы раствору, применяемому в процессе ее бурения. Устья скважин оборудуются фонтанными арматурами низкого давления со спуском 2,5-дюймовых лифтовых труб до нижних дыр фильтров, через которые производится промывка скважины от глинистого раствора до фонтанирования ее чистой пластовой водой. Дальнейшее освоение скважин и ввод их в эксплуатацию необходимо вести по аналогии с третьей, четвертой и шестой группами скважин, выделенными и описанными нами выше.

На выбор рациональной конструкции фильтров существенное влияние оказывает литологический состав пород, окружающих фильтр. В условиях Челекена это рыхлые или очень слабо уплотненные мелко- или тонкозернистые, глинистые, известковистые пески красноцветной толщи неогена со слабой водоотдачей. В тонкозернистых песках практически требуется установка фильтрующих поверхностей с частыми проходными отверстиями, обеспечивающими большую площадь фильтрации или применение мелкогравийных обсыпок. Последние в глубоких (750—1500 м) скважинах роторного бурения с закрепленными цементом эксплуатационными колоннами не могут быть применены. Поэтому необходимо рассмотреть уже применяемые типы фильтров в целях подбора лучших конструкций с учетом гидрогеологических особенностей месторождения подземных вод.

В табл. 1 даются характеристики применяемых типов фильтров с их характерной скважностью в процессе эксплуатации нескольких глубоких разведочных и эксплуатационных скважин, пробуренных на нефть и йодо-бромные воды. Остальное преобладающее большинство эксплуатационных скважин имеет скважность ниже. Из табл. 1 видно, что отношения общих площадей отверстий фильтров к их фильтрующим поверхностям составляют, в основном, 0,2%. Если считать, что минимальная скважность должна составлять не менее 15%, а оптимальная 20—25%, то фактическая по скважинам, эксплуатирующимся на подземные воды, весьма низкая.

Характеристика применяемых типов фильтров при эксплуатации скважин, пробуренных на нефть и йодо-бромные воды

Номера скважин	Тип фильтра	Конструктивные элементы фильтра						Дебит в усл. ед. сутки		
		диаметр, м	длина, м	площадь, м	диаметр дыр, м	количество дыр в шт	общая площадь дыр, м	скважность	начальный	конечный
6	Дырчатый, из стальных труб нефтяного сорта-мента, приготовлен путем перфорации закрепленных цементом труб	0,203	13,0	8,3	0,011	155	0,014	0,2	150,0	12,5
9	"	0,152	20,0	9,5	0,011	189	0,02	0,2	10,0	14,6
15	"	0,203	101,0	20,6	0,011	404	0,04	0,19	150,0	18,5
17	"	0,152	16,0	7,7	0,011	162	0,015	0,2	50,0	15,0
30	"	0,152	19,0	9,1	0,011	198	0,02	0,2	187,5	38,5
32	"	0,152	31,0	14,9	0,011	309	0,028	0,2	62,5	25,0
34	"	0,152	26,0	12,5	0,011	282	0,025	0,2	32,5	32,5
37	"	0,127	30,0	12,1	0,011	168	0,02	0,2	100,0	37,5
20	"	0,152	30,0	14,4	0,011	270	0,024	0,1	37,5	25,0
21	"	0,152	79,0	37,9	0,011	270	0,024	0,1	37,5	42,5
27	"	0,152	10,0	4,8	0,011	112	0,012	0,2	37,5	68,7
28	"	0,152	22,0	10,6	0,022	200	0,02	0,2	87,5	82,5
35	"	0,203	36,0	23,04	0,022	80	0,032	0,13	87,5	62,5
48	Готовый дырчатый фильтр из стальных труб без цементного пространства в интервале фильтра	0,152	28,0	13,4	0,011	448	0,04	0,3	34,3	25,0
40	Из пористой керамики	0,203	34,0	21,4	разм.пор. 100—120 микр.	пористость 30—35%			37,5	12,5
53	Готовый дырчатый из стальных труб без цементного пространства в интервале фильтра	0,127	150,0	60,3	0,22	1800	0,72	1,19	75,0	68,7
49	Дырчатый из стальных труб, перфорированных после цементировки затрубного пространства	0,152	180,0	86,4	0,022	1800	0,72	0,8	135,0	117,5
Э-73	Дырчатый, перфорированные стальные трубы (после цементации затрубного пространства)	0,152	45,0	21,6	0,011	450	0,04	0,2	56,2	30,0
Э-77	Готовый дырчатый без цементации затрубного пространства в интервале фильтра	0,152	70,0	33,6	0,011	1050	0,10	0,33	43,7	37,5

Повышенная скважность, равная 1,19%, отмеченная в скважине № 53 (шестая группа), обуславливает устойчивость ее работы с высоким дебитом в течение продолжительного времени. С устойчивыми дебитами работают также скважины № 48, Э-77, 49, которые отличаются в основном от всех других также несколько повышенными значениями скважности фильтров.

Необходимо отметить, что эксплуатация скважин (№ 53, 49), работающих из отдельных водоносных пачек, объединяющих по три водоносных горизонта, наряду с повышенной скважностью фильтров, обеспечивает высокие и устойчивые суточные дебиты.

Выводы

1. Анализ характеристики йодо-бромных скважин Челекена позволяет выделить шесть основных групп скважин, отличающихся между собой по методу их ввода в эксплуатацию, условиям эксплуатации, конструкции фильтра и по режиму работы.

2. Важнейшим этапом в освоении вновь пробуренных скважин на подземные йодо-бромные воды является постепенный ввод их в эксплуатацию путем вскрытия водоносных объектов на глинистом растворе, по удельному весу не ниже применяемого в процессе бурения, с обязательным последующим штуцерованием устьев скважин первоначально минимального диаметра 10—15 мм, и постепенным переходом на максимальные 35—40 мм, через промежуточные диаметры 15, 20, 25 и 30 мм.

3. Штуцерование устьев скважин с постепенным переходом от штуцеров минимального до максимального диаметра обеспечивает плавный ввод скважин в эксплуатацию со стабильным дебитом и предотвращает обрушение водоносных рыхлых песков за эксплуатационными колоннами в прифильтровых зонах вскрытых водоносных горизонтов, которое приводит почти всегда к катастрофическим потерям дебитов.

4. Наиболее рациональная методика водоотбора в условиях Челекена соответствует условиям эксплуатации скважин III и VI группы.

5. Наиболее эффективным следует считать тип дырчатых фильтров, изготовленных из стальных 4-, 5-, 6- и 8-дюймовых эксплуатационных труб нефтяного сортамента со скважностью 5—10%, и спущенных в интервалы залегания отдельных водоносных пачек с производством цементации затрубного пространства выше верхних дыр фильтра.

6. Причинами низких суточных дебитов в многочисленных скважинах являются несовершенство применяемых фильтров, их низкая скважность, неправильный метод ввода скважин в эксплуатацию и эксплуатация не на оптимальном режиме.

7. В целях увеличения суммарного отбора воды из существующего эксплуатационного фонда скважин необходимо скважины I, II, IV, V и VII групп перевести на более рациональный метод водоотбора путем перестрелов или дострелов фильтров, переходов на вышележащие водоносные пачка с обязательным плавным вводом скважин в эксплуатацию и эксплуатация на оптимальном режиме.

8. Скважины, эксплуатирующиеся длительное время (10—25 лет) путем самоизлива и слабо фонтанирующие в настоящее время, вследствие заметного снижения пьезометрических уровней, необходимо перевести на принудительную компрессорную эксплуатацию или принудительный отбор при помощи погружных артезианских насосов специальной конструкции, путем снижения пьезометрических уровней на 5—30 м ниже устьев скважин — точек самоизлива.

О. НИЯЗОВ

РЕЖИМ ГРУНТОВЫХ ВОД В ЗОНЕ КАРАКУМСКОГО КАНАЛА

Ввод в эксплуатацию первой очереди Каракумского канала коренным образом изменил гидрогеологические условия и режим грунтовых вод. Для изучения процесса формирования режима уровня грунтовых вод под воздействием канала в пределах Обручевской степи Теджен-Мургабской режимной партией УГ и ОН при СМ ТССР оборудовано 4 гидрогеологических створа из 6—12 наблюдательных скважин каждой. Скважины расположены на расстоянии 50—5000 м от уреза воды в канале. Данные стационарных гидрогеологических исследований позволяют достаточно полно осветить условия формирования режима грунтовых вод при существующих условиях и дать прогноз для перспективных расходов воды из Каракумского канала.

Естественный режим грунтовых вод в районе Обручевской степи определялся в основном по методу аналогии. В рассматриваемом районе до строительства канала уровень грунтовых вод залегал на сравнительно больших глубинах (10—20 м) и климатические факторы на их режим не оказывали сколько-нибудь значительного влияния. По природным условиям Обручевскую степь можно сравнивать с периферийными неорошаемыми частями дельты Мургаба, Теджена, где режим уровня грунтовых вод в основном зависит от подземного стока и кривая сезонного колебания имеет, по классификации Н. А. Кенесарина [1], линейный, почти горизонтальный характер. Это говорит о том, что приток грунтовых вод со стороны уравнивался оттоком и частично транспирацией растениями с глубокоопускающейся корневой системой.

С пуском воды в канал в зоне его влияния естественный режим уровня грунтовых вод нарушен. Как показали наблюдения по гидрогеологическим створам, влияние канала на уровень грунтовых вод очень быстро оказалось на расстоянии до 900—1200 м в обе стороны. При среднем коэффициенте фильтрации $K=1,5$ м/сут. и угле наклона поверхности зеркала грунтовых вод $I=0,0003$, скорость фильтрации, вычисленная по формуле Дарси ($V=KI$), равна 0,00045 м/сут.

В связи с тем, что строительство канала велось с одновременным пропуском воды по каналу, уровень грунтовых вод стал повышаться в период строительства. Скорость подъема в зависимости от литологического состава пород, расстояния от канала и горизонта воды в канале была различной и изменялась от 0 до 44 и более см/мес. При этом мак-

симум скорости подъема наблюдается в начале пуска воды по каналу вблизи последнего. По мере удаления от канала, а также во времени, скорость подъема уменьшается (табл. 1).

Таблица 1

Номера скважин	Периоды		Скорость подъема (см/мес.)			Общий подъем от момента пуска воды в канал до 28/XII 1961
	Расстояние от канала, м		с 20/II 1957 по	с 28/XII 1958 по	с 28/X 1959 по	
			28/XII 1958	28/XII 1959	28/XII 1961	
34	50		30,0	13,0	1,0	17,88
38	100		44,0	14,7	2,6	16,08
39	200		8,0	13,4	7,0	12,35
40	500		14,6	7,4	4,6	5,23
41	1000		7,0	4,0	2,2	2,81
41-н	3000		—	—	—	1,33
43	5000		—	—	—	0,62

Изменение величины скорости подъема уровня грунтовых вод в наблюдательных скважинах, расположенных в районе пос. Ничка, соответственно в 50, 100, 200, 500, 1000, 3000 и 5000 м от канала, показано на рис. 1.

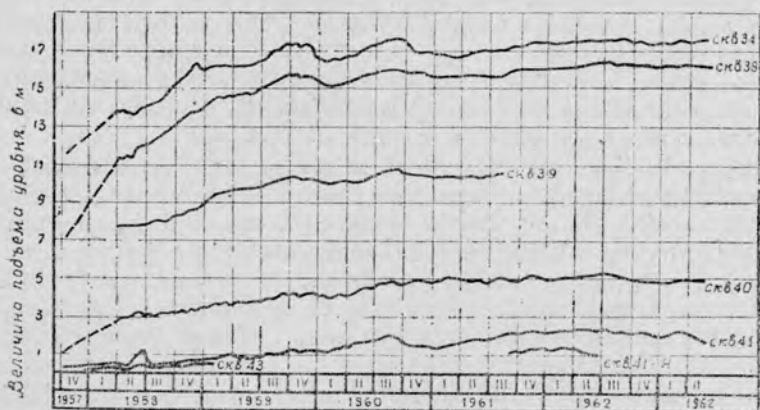


Рис. 1. Величина подъема уровня грунтовых вод.

Депрессионная кривая вблизи канала имела резко вогнутый характер. Крутой уклон (0,05—0,25) верхней части депрессионной кривой наблюдается в полосе шириной до 50 м, менее крутой (0,003—0,05) — до 150 м, пологий (0,001—0,003) — до 450—500 м и очень пологий (0,0005—0,001) нижней части депрессионной кривой прослеживается на расстоянии 3—5 км от канала.

Приняв среднее значение уклона депрессионной поверхности (I), при коэффициенте фильтрации пород $K=1,5$ и коэффициенте пористости $n=0,44$, рассчитываем скорость горизонтального растекания фильтративных вод (U) по формуле $U = \frac{KI}{n}$. Результаты расчета приведены в табл. 2.

Скорость фильтрационного растекания

Расстояние от канала, м	Средний уклон депрессионной кривой поверхности грунтовых вод (I)	Скорость фильтрации, м/сут. ($V=KI$)	Скорость фильтрационного растекания ($U = \frac{KI}{n}$)	
			м/сут.	м/год
0—50	0,15	0,23	0,52	190,0
50—150	0,027	0,041	0,09	32,85
150—450	0,002	0,003	0,007	2,55
более 450	0,0007	0,001	0,0024	0,88

Из табл. 2 видно, что фильтрационные воды могут пройти за год первую зону длиной 50 м (за 96 дней) и 20—25 м второй зоны (за 170 дней).

Эти цифры подтверждаются и анализом изменения химизма грунтовых вод в зоне влияния канала. Здесь отмечается за период наблюдения уменьшение минерализации грунтовых вод (от 10—15 до 0,5—2,5 г/л) в полосе 70—75 м в обе стороны от канала. Химический состав воды в этой зоне переходит из хлоридно-натриевого второго типа в гидрокарбонатно-хлоридно-кальциево-натриевый второго типа (по классификации О. А. Алекина).

На больших расстояниях отмечается, наоборот, увеличение минерализации вод (до 20—28 г/л) или же она остается неизменной (10—15 г/л). Увеличение минерализации в этом случае происходит за счет выщелачивания солей зоны аэрации по мере повышения уровня. Однако, как указывалось выше, влияние канала на уровень грунтовых вод сказывается на большие расстояния. Это объясняется тем, что наблюдаемый подъем уровня является результатом передачи гидростатического давления.

В результате большой скорости подъема воды вблизи канала (в зоне до 200 м) за счет дотекания и передачи гидростатического напора колебания уровня грунтовых вод очень быстро (примерно через год) приобретают установившийся характер, а впоследствии они будут зависеть от динамичности горизонта воды в канале.

В период непрерывного подъема уровня грунтовых вод кривая сезонного колебания имеет линейный характер, а скорость подъема — 44 см/мес. Максимум наступает в конце, а минимум в начале года.

В период, когда уровень грунтовых вод изменяется под давлением сезонного колебания горизонта воды в канале, кривая имеет характер восходящей суммарной синусоиды (рис. 1, скв. 34, 38, 1959—1960 гг.), что указывает на неустановившийся режим уровня в зоне канала. Наступление максимума и минимума в этом случае наблюдается соответственно в августе и декабре—январе.

В полосе до 200 м от канала, в 1961 и первой половине 1963 г., когда горизонт воды в канале был почти постоянным, кривая сезонного колебания, под влиянием климатических и биогенных факторов, имела линейно-пульсирующий характер (рис. 1). В скважинах, расположенных далее 200 м, непрерывный подъем уровня отмечается до 1961 г. (пятый год эксплуатации канала). С 1961 г. кривая сезонного колебания также приобретает линейно-пульсирующий характер, что свидетельствует о наступлении равновесия приходной и расходной части баланса грунтовых вод. Приходная часть баланса состоит в основном из фильтрацион-

ных потерь, а расходная — из оттока и частично транспирации растениями.

По мере повышения уровня грунтовых вод роль суммарного испарения будет возрастать и в зоне с высоким стоянием уровня оно явится одним из основных расходных факторов в балансе грунтовых вод. Нужно отметить, что ширина зоны с высоким (1—4 м) стоянием уровня грунтовых вод вдоль канала незначительна (10—15, иногда 50 м); поэтому в общем водном балансе и соответственно в режиме грунтовых вод в зоне влияния канала роль испарения и транспирации по сравнению с гидрогеологическими факторами будет также незначительна. Исходя из этого, можно сказать, что в основном фильтрационные потери уравниваются оттоком и транспирацией. В будущем в полосе канала, в связи с уменьшением величины фильтрационных потерь, из последнего и увеличением транспирации, повышения уровня грунтовых вод не произойдет. Таким образом, в районе Обручевской степи при эксплуатации Каракумского канала ухудшение мелиоративных условий не произойдет, что не вызывает необходимости принятия каких-либо мер предосторожности.

Выводы

1. Основным фактором, определяющим формирование естественно-го режима грунтовых вод в районе Обручевской степи, является подземный сток. Уровень грунтовых вод имел характер горизонтальной, слегка вогнутой линии.

2. С пуском воды по каналу отмечен быстрый подъем уровня; к концу 1961 г. в 50 м от канала—17,88 м, а в 5000 — 0,62 м. В последующий период скорость подъема уменьшилась и затем наступило равновесие в балансе. Сезонный режим уровня грунтовых вод в пределах Обручевской степи имеет линейно-пульсирующий характер.

3. При имеющихся значениях коэффициента фильтрации пород и уклона поверхности грунтовых вод скорость горизонтального растекания путем фильтрации достигает 70—75 м/год. Повышение уровня на большом удалении от канала происходит в результате передачи гидростатического напора.

4. В будущем в связи с уменьшением приходных (фильтрационные потери из канала) и увеличением расходных (транспирация) статей баланса грунтовых вод повышения уровня в полосе канала в пределах Обручевской степи не ожидается.

Институт пустынь
АН Туркменской ССР

Поступило
10 мая 1964 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кенесарин Н. А. — Почвоведение, № 9, 1940.
2. Кенесарин Н. А. — Формирование режима грунтовых вод орошаемых районов, Ташкент, 1959.
3. Ковда В. А. — Происхождение и режим засоленных почв, т. 1, 1946.

Е. М. АРЗУМАНОВА

ТУРОНСКИЕ ВИДЫ ИНОЦЕРАМОВ ГОРНОГО БАДХЫЗА

В статье дается описание 4 видов иноцерамов из отложений туронского яруса Горного Бадхыза (разрезы описаны по долинам Нардыванлы и Рахматур). Два из описываемых вида *Inoceramus labiatus* (Schloth.) и *Inoceramus lamarski* var. II Renng. характерны для туронских отложений Туркмении и представляют большую стратиграфическую ценность. Два других вида, *Inoceramus interruptus* Schm. и *Inoceramus annulatus* Goldf., в указанных отложениях встречаются крайне редко и в пределах Туркмении первый вид отмечается в районе Гаурс-Дага и Горного Бадхыза, а второй — в районе Центрального Копет-Дага и Горного Бадхыза. Все перечисленные виды с территории Горного Бадхыза никем ранее не описывались.

Литологическая характеристика туронских отложений рассматриваемого района подробно изложена в статье П. И. Калугина и А. В. Дмитриева [4].

Обработанная коллекция хранится в Геологическом музее Института геологии ГГК под номерами 31/8—31/15.

Описание видов*

Семейство *Inoceramidae* Heinz, 1932

Род *Inoceramus* Sowerby in Parkinson, 1818

Inoceramus labiatus (Schlotheim), 1813

Табл. 1, фиг. 1а, б

1813. *Ostracites labiatus* Schlotheim. Beiträge zur Naturgeschichte der Versteinerungen in geognostischen Hinsicht, стр. 93.
1820. *Mytilites problematicus* Schlotheim. Die Petrefactenkunde auf ihrem jetzigen Standpunkte und Nachträge zur Petrefactenkunde, стр. 303.
1822. *Mytiloides labiatus* Brongniart. Description géologique des couches des environs de Paris, стр. 87, 84, табл. XIII, фиг. 4.
1822. *Inoceramus mytilloides* Mantell. The fossils of the South Downs, стр. 215, табл. XXVIII, фиг. 2.
1827. *Catillum schlotheimii* Nilsson. Petrificata Suecana. Formationis Cretacae, стр. 19.
1904. *Inoceramus labiatus* Airaghi. *Inocerami* del Veneto, стр. 187, табл. IV, фиг. 2.

* Представлены разрозненными створками и потому произвести измерения толщины и выпуклости раковин не представляется возможным.

Таблица I

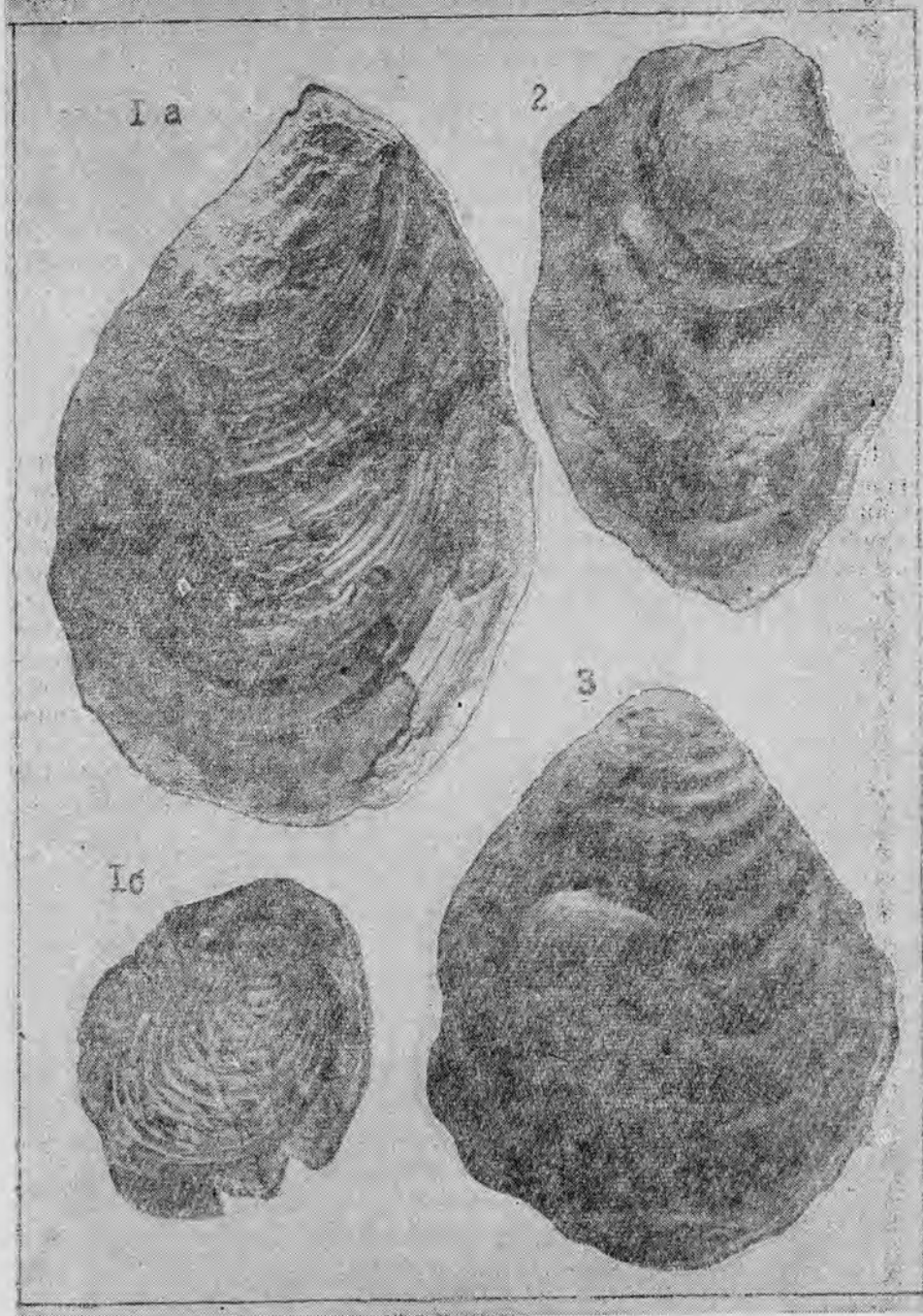


ТАБЛИЦА I

- Фиг. 1а, б — *Inoceramus labiatus* (Schlotheim). Ядра правых створок.
 Фиг. 2 — *Inoceramus interruptus* Schmidt. Ядро правой створки.
 Фиг. 3 — *Inoceramus annulatus* Goldfuss. Ядро левой створки.

1911. *Inoceramus labiatus* Woods. A. monograph of the cretaceous lamellibranchia of England, стр. 281, табл. L, фиг. 1—6; фиг. 73 в тексте.
 1961. *Inoceramus labiatus* Бобкова. Стратиграфия верхнемеловых отложений и позднемеловые пластинчатожаберные моллюски Таджикской депрессии, стр. 100, табл. II, фиг. 1—8.

Материал. В коллекции имеется более 100 экземпляров описываемого вида из районов Гаурдак-Кугитанга и Горного Бадхыза, представленные исключительно ядрами правых и левых створок различной сохранности. Один экземпляр из района Горного Бадхыза двустворчатый, слабо деформированный, с остатками раковины в передне-брюшной части створки.

Размеры в мм:

	Высота	Длина	Толщина	Выпуклость
Самый крупный экземпляр	100	62	10	0,1
Самый юный экземпляр	32	31		

Описание. Ядра в основном средних размеров, резко неравносторонние, слабо выпуклые, почти уплощенные, скошенные, узкие или широкче, с высотой всегда больше длины, овально-вытянутой в задне-брюшном направлении формы. Макушки маленькие, заостренные, иногда округлые, терминальные, слегка выступающие над косым и коротким смычным краем, завернутые назад или иногда направленные вперед. Крыло небольшое, треугольное, слабо отчлененное от остальной поверхности створки. Края раковины плавно очерченные, округлые. Передне-смычный угол колеблется в пределах $110—125^\circ$, осевой угол равен $40—50^\circ$.

Поверхность ядер покрыта четкими, хорошо выраженными, частыми или редкими, тонкими или грубыми концентрическими складками, очень сильно провисающими в задне-брюшном направлении.

Изменчивость. У рассматриваемого вида значительно варьирует форма раковины (от узких до широких) и густота концентрических складок; они либо частые и тонкие, либо редкие и грубые.

Замечания и сравнения. *Inoceramus labiatus* впервые был описан (без изображения) К. Шлотгеймом в 1813 г. под названием *Ostracites labiatus*. Спустя несколько лет, в 1820 г. автор переименовал название своего вида в *Mytilites problematicus*, а в 1822 г. А. Броньяр назвал этот вид как *Mytiloides labiatus*. В том же году Г. Мантель описал данный вид как *Inoceramus mytiloides*. Через 5 лет в 1827 г. С. Нильсон дал немецкому виду четвертое название *Inoceramus schlotheimii*. Таким образом, в течение только первых 14 лет родовое и видовое название *Inoceramus labiatus* менялось четыре раза, хотя в сущности все эти названия принадлежали, бесспорно, одному и тому же виду.

В настоящее время в практике палеонтологических работ укоренилось первое видовое название «*labiatus*», данное К. Шлотгеймом. Поэтому при дальнейших палеонтологических работах по праву приоритета этот вид следует называть *Inoceramus labiatus* (Schloth).

Inoceramus labiatus (Schloth.) представляет собой сильно варьирующий вид. Еще в 1873 г. Г. Гейниц отмечал, что форма этого вида «подвержена многообразным изменениям, так как нередко встречаются и более широкие и более узкие разновидности; макушка то более острая, то более притупленная, иногда направлена вперед или же завернута назад». В нашей коллекции наряду с типичными узкими экземплярами встречаются экземпляры с более широкими очертаниями раковины и с более грубыми и редкими складками. Согласно А. Орбиньи,

«складки более многочисленны у молодых индивидуумов, более редки — у взрослых». Такое правило, по мнению К. Айрахи, нельзя считать закономерным, так как и среди взрослых экземпляров встречаются экземпляры с более тонкими и частыми складками. Поэтому он предлагает различать разновидности с частыми и тонкими складками — var. *multicostata* и с более грубыми и редкими складками — var. *ragi-costata*.

В течение столетия существования вида *Inoceramus labiatus* (Schloth.) синонимика его сильно запутана. Объем и границы данного вида различными авторами трактуются по-разному. Это, видимо, можно объяснить, с одной стороны, весьма лаконичным и схематичным описанием голотипа, не иллюстрированным автором, и с другой стороны, сильной изменчивостью самого вида, что доказывается наличием большого числа промежуточных форм. Таким образом, широкое понимание объема и границ рассматриваемого вида в итоге приводит к широкому пониманию его стратиграфического распространения и к отрицанию некоторыми авторами [11, 13] руководящего значения *Inoceramus labiatus* (Schloth.) для отложений нижнего турона. Поэтому при определении этого вида следует быть особенно осторожными.

Inoceramus labiatus (Schloth.) по ряду признаков: уплощенной раковине, маленькой и заостренной макушке, строению скульптуры близок *Inoceramus latus* Mant. (1822, стр. 216, табл. XXVII, фиг. 10), но отличается от него скошенностью раковины, более удлиненной ее формой и коротким смычным краем.

От другого близкого вида *Inoceramus opalensis* Böse (1923, стр. 184, табл. XIII, фиг. 1—3), с которым сближают общие очертания раковины, небольшая макушка и характер концентрических складок, *Inoceramus labiatus* (Schloth.) легко отличается скошенностью раковины, узкой ее формой и большим провисанием концентрических складок в задне-брюшном направлении.

Местонахождение. Гаурдак, разрез по ущ. Тулбай, нижний турон, пачка 13 (по Г. Н. Джабарову), обр. $\frac{54/4-a}{31/8}$; Кугитанг, разрез близ г. Ходжай-Дат, нижний турон, пачка 9 (по Г. Н. Джабарову), обр. $\frac{63/3-a}{31/9}$, $\frac{63/3-b}{31/10}$; Горный Бадхыз, долина Рахматур, нижний турон, пачка 5 (по П. И. Калугину), обр. $\frac{112/3-a}{31/11}$.

Распространение. *Inoceramus labiatus* (Schloth.) является одним из наиболее широко распространенных видов ископаемых моллюсков нижнего турона, встречаясь на этом стратиграфическом уровне почти во всех частях света. Однако некоторыми исследователями этот вид указывается и из более высоких горизонтов верхнего мела. Например, А. Орбиньи [20] считает его характерным для средних пластов турона Франции; Т. Стентон [24] — указывает из известняковых пластов формации Форт Бентона (по возрасту соответствующих турону и нижнему коньяку) Небраски, Колорадо, а также из эквивалентных пластов Техаса. Новой и северной части Мексики; А. Волеман [25] отмечает этот вид из зоны «brongniarti», а Г. Брюген [11] — из сенона Перу. Последний пришел к заключению, что *Inoceramus labiatus* (Schloth.) вне Европы не имеет значения руководящего вида. Ф. Гейне описывает *Inoceramus labiatus*

(Schloth.) из нижнего коньяка Германии (Вестфалия); М. М. Павлова — из тех же отложений Северного Кавказа. В пределах Туркмении рассматриваемый вид встречается повсеместно в отложениях нижнего тулона.

Inoceramus interruptus Schmidt, 1872

Табл. 1, фиг. 2

1872. *Inoceramus neocomiensis* aff. var. *interrupta* Schmidt. Wissenschaftliche Resultate der zur Aufsuchung eines angekündigten Mammuthkadavers von der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften an den unteren Jenissei ausgesandten Expedition, стр. 159, табл. II, фиг. 8с, d; табл. III, фиг. 6а, в; рис. VIII и IX в тексте на стр. 158.
1958. *Inoceramus interruptus* Бодылевский. Юрские и меловые фауны низовьев Енисея, стр. 70, табл. XXIII, фиг. 1а, б; 2, 3, 4.

Материал. Имеется одно ядро правой створки со слегка поврежденной макушкой, крылом и задним краем. Следы скульптуры сохранились ясно.

Размеры в мм: высота 71,0; длина 47,6.

Описание. Ядро средних размеров, резко неравностороннее, в передней части умеренно выпуклое, в задней части слабо выпуклое, почти уплощенное, узкое, овально-вытянутой формы. Высота раковины почти в полтора раза превышает ее длину. Макушка расположена на переднем конце смычного края, слегка выступает над ним и повернута вперед. Передний край прямой, длинный, с широкой и плоской ареей, перпендикулярно направленной к общей плоскости створки. Слабо округлый нижний край плавно переходит в слегка скошенный задне-брюшной и затем в слабо выпуклый задне-спинной край. Смычный край прямой и, судя по узким очертаниям раковины, очевидно, недлинный. Крыло, видимо, тоже небольшое и неотчетливое, со слабыми следами скульптуры. Передне-смычный угол равен 100° , осевой — $75-80^\circ$.

Характер скульптуры на молодой и взрослой частях раковины неоднороден. На спинной части створки скульптура выражена тонкими, часто расположенными концентрическими линиями, а на брюшной она представлена грубыми, редкими концентрическими гребнями, имеющими асимметричный изгиб. Сами гребни и их промежутки покрыты многочисленными линиями нарастания.

Замечания и сравнения. Рассматриваемый вид первоначально был описан Ф. Б. Шмидтом в 1872 г. под названием *Inoceramus neocomiensis* var. *interrupta* Schmidt. Однако в связи с тем, что данный вид имеет мало сходных черт с *Inoceramus neocomiensis* Orb., В. И. Бодылевский [З, стр. 71] выделил его в самостоятельный вид и дал название «*interruptus*», предложенное Ф. Б. Шмидтом для вариегета.

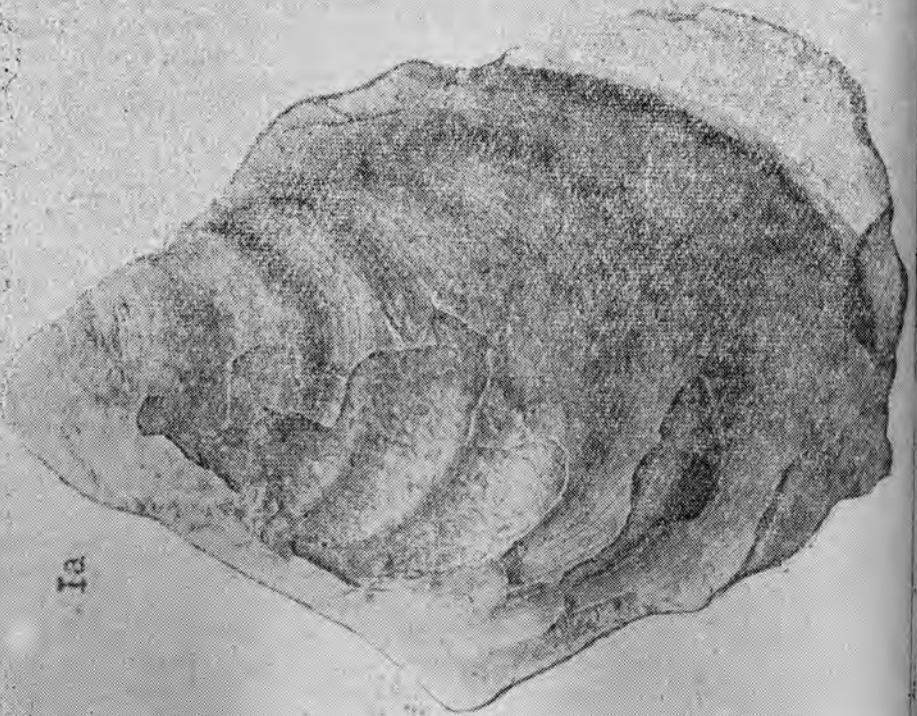
Следует отметить, что *Inoceramus neocomiensis* var. *interrupta* ранее Ф. Б. Шмидтом был отождествлен с *Inoceramus geinitzianus* Stol. (1871, стр. 407, табл. XXVII, фиг. 4, 5а). Но, как справедливо замечает В. И. Бодылевский, *Inoceramus interruptus* Schm. не может быть отождествлен с индийским видом, так как сильно отличается от последнего «большой длиной раковины, менее плавными ее очертаниями и меньшей выпуклостью створок».

Наш экземпляр по овальной форме раковины, длинному переднему краю с плоской ареей и, главным образом, разнохарактерности скульптуры на молодой и взрослой частях раковины вполне идентичен виду *Inoceramus interruptus* в изображении В. И. Бодылевского (З, стр. 70), табл. XXIII, фиг. 1а, б; 2, 3, 4), описанному из отложений верхнего тулона и коньяка правобережья р. Енисей.

Таблица II



1б



1а

ТАБЛИЦА II

Фиг. 1а, б — *Inoceramus lamarcki* var. II Remngarten. Раковина левой створки.

Inoceramus interruptus Schm. весьма своеобразный и сравнительно легко определяемый вид. По некоторым морфологическим признакам: прямому и длинному переднему краю, широкой и плоской ареи, небольшой, терминальной макушке он очень близок *Inoceramus lamarecki* var. II Reppg. (1926, стр. 48), от которого он сильно отличается неоднородным характером скульптуры. У сравниваемого вида скульптура представлена хорошо выраженными концентрическими ободками.

Местонахождение. Горный Бадхыз, долина Нардыванлы, верхний турон, колл. А. Дубинского, обр. $\frac{1510/196}{31/12}$.

Распространение. Верхний турон—коньяк нижнего течения р. Енисей, верхний турон Гяурс-Дага.

Inoceramus annulatus Goldfuss, 1836

Табл. I, фиг. 3

- 1834—1840. *Inoceramus annulatus* Goldfuss. *Petrefacta Germaniae*, стр. 114, табл. CX, фиг. 7a (поп 7b).
1841. *Inoceramus annulatus* Roemer. *Die Versteinerungen des norddeutschen Kreidegebirges*, стр. 62.
1907. *Inoceramus andinus* Wilckes. *Die Lamellibranchiaten, Gastropoden etc. der oberen Kreide Südpatagoniens*, стр. 9.
1926. *Inoceramus ex aff. annulatus* Heinz. *Stratigraphie und Tektonik der oberen Kreide Lüneburgs*, стр. 99.
1928. *Inoceramus andinus* Heinz. *Über die bisher wenig beachtete Skulptur der Inoceramen-Schale und ihre stratigraphische Bedeutung*, стр. 33, табл. 1, фиг. 2.
1928. *Inoceramus annulatus* Goldfuss, part. Heinz. *Über die Oberkreide-Inoceramen Süd-Amerikas und ihre Beziehungen zu denen Europas und anderer Gebiete*, стр. 73, табл. V, фиг. 2.

Материал. Имеется одно ядро правой створки с обломанным крылом. Следы скульптуры в задней части створки стерты.

Размеры в мм: высота 80; длина 65.

Описание. Ядро средних размеров, почти равностороннее, умеренно выпуклое, отчетливых, овально-треугольных очертаний. Ядро равномерно выпуклое, к периферии слегка уплощается. Высота раковины незначительно превышает ее длину. Передний и задний края почти под прямым углом расходятся от макушки и в сочетании с округлым нижним краем придают раковине треугольные очертания. Макушка небольшая, округлая, центральная, слабо выступает над смычным краем и слабо загнута внутрь. Передне-смычный угол составляет 125, осевой — 60°.

Скульптура имеет вид правильных, четко выраженных, почти одинаковых по мощности концентрических колец. Кольца и промежутки между ними покрыты 3—4 тонкими, хорошо заметными линиями нарастания. Изгиб концентрических колец симметричный.

Замечания и сравнения. Вышеописанный экземпляр по овально-треугольной форме раковины, небольшой закругленной макушке, правильному строению концентрических колец и симметричному их изгибу вполне идентичен *Inoceramus annulatus* Goldf. (13, стр. 114, табл. 110, фиг. 7a, в).

Inoceramus annulatus Goldf. по внешнему виду очень похож на *Inoceramus lusatae* And. (8, стр. 126, табл. VII, фиг. 1a, в), но более треугольные очертания раковины, менее вогнутый передний край с ясно отчлененной ареей, более центрально расположенная макушка и четкий характер скульптуры, выраженный концентрическими кольцами, заметно отличают его от *Inoceramus lusatae* And.

Местонахождение. Горный Бадхыз, долина Нардыванлы, верхний турон, пачка 8a (по П. И. Калугину), обр. № $\frac{622/1-в}{31/13}$.

Распространение. Верхний турон, преимущественно его нижняя часть, Германии. СССР — верхний турон Центрального Копет-Дага.

Inoceramus lamarcki var. II Renngarten, 1926

табл. II, фиг. 1а, б

1911. *Inoceramus lamarcki* var. *cuvieri* Woods. A. monograph of the cretaceous lamelibranch of England, стр. 319, 320 и 324, фиг. 77, 78 и 83 в тексте.
1926. *Inoceramus lamarcki* var. II Ренгартен. Фауна меловых отложений Ассинско-Камбилеевского района на Кавказе, стр. 48.
1958. *Inoceramus* cf. *annulatus*, Коцюбинский. Иноцерамы меловых отложений Воляно-Подольской плиты, стр. 14, табл. V, фиг. 23.

Материал. Имеется 5 экземпляров описываемого вида из районов Центрального Копет-Дага и Горного Бадхыза, представленные раковинами и ядрами правых и левых створок хорошей сохранности. У некоторых экземпляров нижний край створки и крыло обломаны. Следы скульптуры на всех экземплярах выражены отчетливо.

Размеры в мм: высота 80; 72; длина 57; 51.

Описание. Раковина от средних до крупных размеров, неравносторонняя, овально-прямоугольных очертаний. У изображенного экземпляра из-за обломанного крыла створка имеет овально-треугольную форму. Раковина наиболее выпукла вдоль осевой линии, а по направлению к периферии она медленно уплощается. Переход от заднего края к крылу крутой, и потому створка в этой части вдавленная. Высота раковины заметно превышает ее длину. Макушка терминальная, к концу заостренная, слабо выдается над сравнительно недлинным и прямым смычным краем и слегка направлена вперед. Передний край прямой, длинный, с очень широкой, резко отграниченной и вдавленной ареей. Округлый нижний край плавно переходит в такой же округлый задний край, который в своей верхней части слегка извилистый. Крыло большое, вдавленное, ушковидное. Передне-смычный угол равен 100—120°, осевой — 70—80°.

Скульптура имеет вид четких, широких, равномерно удаленных друг от друга концентрических ободков, мощность которых возрастает по мере удаления от макушки. Эти ободки имеют слабо асимметричный изгиб. Спокойно проходя по основной части створки в виде неправильно изогнутой дуги, концентрические ободки при переходе на крыло резко заворачивают вверх, слегка при этом волнообразно изгибаясь. В задней части иллюстрированного экземпляра на расстоянии 37 мм от макушки наблюдается едва намечающаяся радиальная борозда, которая протягивается до брюшного края. Вся поверхность створки, как концентрические ободки, так и их промежутки, покрыта тонкими, отчетливо заметными линиями нарастания, более тесно расположенными по периферии раковины. Крыло и ареея также скульптурированы.

Замечания и сравнения. Описанные экземпляры по морфологическим свойствам — овально-прямоугольной форме раковины, характеру очертаний створки, терминальной, к концу слегка заостренной и вперед направленной макушке, широкой, четко отграниченной и вдавленной ареей, большому крылу, строению концентрических ободков, имеющих слабо асимметричный изгиб, синонимичны экземплярам Г. Вудса (Woods, 1911), изображенным на фиг. 77, 78 и 83 под названием *Inoceramus lamarcki* var. *cuvieri* Sow. Эти экземпляры на основании «равностворчатости раковины с широким крылом» справедливо выделены В. П. Ренгартеном [6, стр. 48] в новый вариант — *Inoceramus lamarcki* var. II Renng.

Экземпляр, изображенный на фиг. 23 в работе С. П. Коцюбинского [5, стр. 14, табл. V] и определенный автором как *Inoceramus* cf. *annula-*

tus Goldt., по вышеописанным внешним признакам тождествен изображенному экземпляру и потому включается нами в синонимику рассматриваемого варианта.

Местонахождение. Центральный Копет-Даг, северное крыло Скобелевской синклинали, верхний турон, обр. № $\frac{2/1}{31/14}$; Горный Бадхыз, долина Нардыванлы, верхний турон, колл. А. Дубинского, обр. № $\frac{1510/19-6}{13/15}$

Распространение. Турон Англии. СССР — верхний турон—коньяк Вольно-Подольской плиты, турон Кавказа (зоны *Terebratulina lata* и *Nolaster planus*), верхний турон Западного Копет-Дага, южного склона Гиссарского хребта и Таджикской депрессии.

Институт геологии
АН Туркменской ССР

Поступило
18 ноября 1963 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас верхнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма. ВНИИГАЗ, М., 1959.
2. Бобкова Н. Н. — Проблемы нефтегазоносности Средней Азии, вып. 8, Л., 1961.
3. Бодылевский В. И. и Шульгина Н. И. — НИИГА, т. 93, М., 1958.
4. Калугин П. И. и Дмитриев А. В. — Тр. Института геологии АН ТССР, том IV, 1962.
5. Коцюбинский С. П. — Иноцерамы меловых отложений Вольно-Подольской плиты, Киев, 1958.
6. Ренгартен В. П. — Тр. Геолкома, нов. сер., вып. 147, Л., 1926.
7. Airaghi C. — Inocerami del Veneto. Bol. Soc. Geol. Italiana, XXIII, 1904.
8. Andert H. — Die Kreideablagerungen zwischen Elbe und Jeschken. Teil III; Die Fauna der obersten Kreide in Sachsen, Böhmen und Schlesien. Arh. d. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Hf. 159, Berlin, 1934.
9. Böse E. — Algunas Faunas Cretácicas de Zacatecas, Durango y Guerrero. Instituto Geológico de Mexico. Bol. 42, 1923.
10. Brongniart A. et Cuvier G. — Description géologique des couches des environs de Paris. In Cuvier. Recherches sur les ossements fossiles. Nouv. ed. Paris, 1822.
11. Brüggem H. — Die Fauna des unteren Senons von Nord-Peru. Neues Jahrb. f. Min., Beil.—Bd. 30, 1910.
12. Geinitz H. — Das Elbthalgebirge in Sachsen. Paleontographica, Bd. XX, Teil I, 1871; Teil II, 1872—1875.
13. Goldfuss A. — Petrefacta Germaniae. Dusseldorf, 1834—1840.
14. Heine F. — Die Inoceramen des mittelwestfälischen Emschers und unteren Untersenons. Abh. d. Preuß. Landesanst., N. F., Hf. 120, Berlin, 1929.
15. Heinz R. — Beitrag zur Kenntnis der Stratigraphie und Tektonik der oberen Kreide Lüneburgs. Mitt. mineral.-geol. Staatsinst. Hamburg, 1926.
16. Heinz R. — Über die bisher wenig beachtete Skulptur der Inoceramen—Schale und ihre stratigraphische Bedeutung. Beiträge zur Kenntnis der oberkreidischen Inoceramen, IV. Mitt. mineral.—geol. Staatsinst. Hamburg, 1928.
17. Heinz R. — Über die Oberkreide—Inoceramen Süd—Amerikas und ihre Beziehungen zu denen Europas und anderer Gebiete. Beiträge zur Kenntnis der oberkreidischen Inoceramen, V. Hamburg, 1928.
18. Mantell G. — The fossils of the South Downs; or illustrations of the geology of Sussex. London, 1822.
19. Nilsson S. — Petrificata Suecana. Formationis Cretacae. London, 1827.
20. Orbigny A. — Paleontologie française. Terrains cretaces. Paris, 1843—1847.
21. Roemer F. — Die Versteinerungen des norddeutschen Kreidegebirges, Hannover, 1840—1841.
22. Schlothheim E. — Beiträge zur Naturgeschichte der Versteinerungen in geognostischen Hinsicht. Leonhards Taschenbuch für Mineralogie, 1813.
23. Schmidt F. — Wissenschaftliche Resultate der zur Aufsuchung eines angekündigten Mammuthkadavers von der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften an den unteren Jenissei ausgesandten Expedition. Mem. Akad. Imp. d. sci., Ser. VII, T. XVIII, Nr. 1, 1872.
24. Stanton T. — The Colorado formation and its invertebrate fauna. Bull. Un. St. Geol. Surv., № 106, 1893.
25. Wollemaann A. — Die Fauna der Lüneburger Kreide. Diese Abh. N. F., Hf. 37, Berlin, 1902.
26. Woods H. — A monograph of the cretaceous lamellibranchia of England. Vol. II, London, 1904—1913.
27. Джабаров Г. Н., Балкулиев Ч. К. и др. — Верхний мел Гаурдак-Кугитанского района (по материалам изучения опорных разрезов). ИГ ГГК, Ашхабад, 1962.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Б. Аразмедов
Ч. Бекдурдыев
Б. М. Бердыев

ИССЛЕДОВАНИЕ НЕКОТОРЫХ ТЕРМОЭЛЕКТРИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГАЛЕНИТА

Исследование и выявление возможности энергетического использования ряда минералов имеет научное и практическое значение. По данным геологической разведки [1] в нашей республике имеется пирит с мощностью залегания 1,5 м, галенит 20–30 см и ряд минералов, которые при хороших термоэлектрических свойствах и низкой их стоимости имели бы большое практическое значение.

Данная работа посвящена исследованию температурной зависимости электропроводности (σ) и дифференциальной термоэдс (α) местного природного галенита, которые входят в параметр Z , так как

$$Z = \frac{\alpha^2 \sigma}{\lambda},$$

где λ — коэффициент теплопроводности. Следует отметить, что термоэлектрические свойства природного галенита, имеющиеся в нашей республике, до сих пор не изучены.

Исследованию термоэлектрических свойств природного галенита различного месторождения Азербайджанской ССР посвящены некоторые работы. Приведены результаты [2] экспериментального исследования на выпиленных образцах из природного галенита в интервале температур 20–450°C. По данным этих авторов электропроводность при комнатной температуре для крупнозернистых и мелкозернистых образцов галенита составляет соответственно 8,7 ом⁻¹·см⁻¹ и 17,57 ом⁻¹·см⁻¹. При комнатной температуре α для различных образцов галенита колеблется от 270 до 325 $\frac{\text{мкВ}}{\text{град}}$. С ростом температуры α галенита уменьшается, имея минимум (215 $\frac{\text{мкВ}}{\text{град}}$) при температуре 60°C, а затем растет до максимума (325 $\frac{\text{мкВ}}{\text{град}}$), при дальнейшем повышении температуры значение уменьшается, достигая минимума при температуре 500°C. Установлено [3], что с увеличением температуры электропроводность возрастает и при температуре 300°C достигает 1,75 ом⁻¹·см⁻¹.

Нами исследованы температурные зависимости электропроводности и термоэдс природного галенита месторождения Майдан-Шах Кугитангского хребта. По данным спектрального анализа [1], исследуемый минерал содержит следующие примеси: 0,001% Sn, 0,1% Ag, 0,01% Zn, 0,01% Ba, 0,001% Mn, 0,001% Fe. Образцы выпиливались из более однородных участков минералов и тщательно отшлифовывались до нужных размеров. Они имели форму прямоугольного параллелепипеда с примерными размерами 15×8×5 мм³. Образцы изготовлены также путем прессования из природного галенита. Технология изготовления образцов заключалась в прессовании минерального галенита, измельченных до размеров ~10 мк. Прессование проводилось в разборных прессформах и подразделялось на два этапа: сначала холодное, затем горячее прессование. Холодное прессование проводилось при давлении 5 т/см² а горячее — 6 т/см² при температуре 350°C с выдержкой 5 минут.

Измерение температурной зависимости удельной электропроводности и дифференциальной термоэдс проводилось обычным компенсационным методом. На рис. 1 приведена зависимость удельной электропроводности и дифференциальной термоэдс

от температуры для образцов, выпиленных из природного галенита. Из графика видно, что электропроводность при комнатной температуре для этих образцов составляла в среднем $0,7 \text{ ом}^{-1} \text{ см}^{-1}$ и с увеличением температуры удельная электропроводность галенита увеличивается, достигая максимума ($2,6 \text{ ом}^{-1} \text{ см}^{-1}$) при температуре 310°C .

Значение α при комнатной температуре для тех же образцов составляло $460 \frac{\text{мкВ}}{\text{град}}$ и с увеличением температуры оно уменьшается, имея минимум ($75 \div 80 \frac{\text{мкВ}}{\text{град}}$)

при температуре 310°C . Следует отметить, что при температуре $330 \div 350^\circ\text{C}$ образцы, выпиленные из природного галенита, крошатся. По-видимому это объясняется наличием микротрещин в минерале.

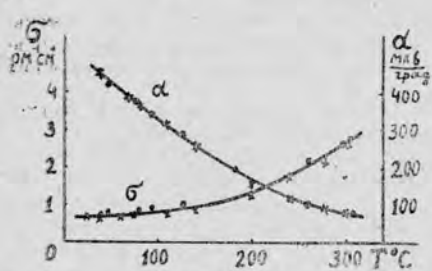


Рис. 1. Температурная зависимость электропроводности и термоэдс выпиленных образцов природного галенита.
 ● — ● Образец № 1;
 × — × образец № 2.

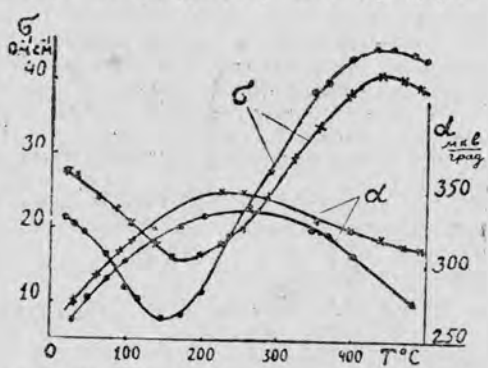


Рис. 2. Температурная зависимость электропроводности и термоэдс прессованных образцов природного галенита.
 ● — ● Образец № 1;
 × — × образец № 2.

На рис. 2 приведена зависимость удельной электропроводности и дифференциальной термоэдс от температуры прессованных образцов из природного галенита. Измерения α и σ проводились на четырех образцах. На графике нанесены экспериментальные точки лишь для двух образцов. Опытные точки остальных образцов лежали между нанесенными на график кривыми.

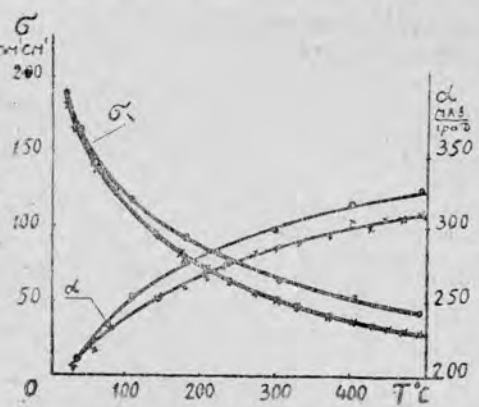


Рис. 3. Температурная зависимость электропроводности и термоэдс отожженных образцов природного галенита.
 ● — ● Образец № 1;
 × — × образец № 2.

отжига. Это увеличение удельной электропроводности отожженных образцов имеет место в области комнатной температуры. На рис. 3 приведены температурные зависимости электропроводности и термоэдс отожженных образцов из природного галенита. Отжиг прессованных образцов проводился при температуре $500 \div 550^\circ\text{C}$ с выдержкой в течение трех часов. Температурный ход электропроводности и термоэдс отожженных образцов резко отличается от выпиленных и прессованных. С увеличением температуры

Максимальное среднее отклонение значений α и σ от образца к образцу в интервале температур $20^\circ \div 500^\circ\text{C}$ соответственно составляют 5 и 19%. Как видно из рис. 2, с увеличением температуры электропроводность сначала уменьшается, а затем увеличивается. При температуре порядка 160°C значение электропроводности достигает минимума. Значение дифференциальной термоэдс проходит через максимум. В среднем при температуре 500°C $\sigma = 40 \text{ ом}^{-1} \text{ см}^{-1}$, $\alpha = 280 \frac{\text{мкВ}}{\text{град}}$. При

температуре 300°C значение электропроводности прессованных образцов \sim в 10 раз больше, чем электропроводности выпиленных образцов.

Экспериментально обнаружена возможность резкого увеличения удельной электропроводности прессованных образцов природного галенита за счет

электропроводность отожженных образцов уменьшается, а термоэдс их увеличивается. Резкое изменение как электропроводности, так и термоэдс наблюдается до температуры 150°C. При увеличении температуры от комнатной до 150°C электропроводность в среднем для всех образцов уменьшается на 52%, а при увеличении температуры от 350 до 500°C она уменьшается всего на 28,6%. Экспериментально выяснено, что при температуре отжига 500–550°C кривая электропроводности располагается выше, чем кривые электропроводности при других температурах отжига.

Выводы

1. Электропроводность прессованных образцов местного галенита после соответствующего отжига можно увеличить до 180–200 ом⁻¹ см⁻¹. Это увеличение электропроводности имеет место только при комнатной температуре.

2. При температуре 500°C электропроводность отожженных образцов уменьшается до значений порядка 50 ом⁻¹ см⁻¹, что показывает невозможность их использования в качестве материалов для термоэлектрических генераторов без посторонних добавок.

В заключение авторы считают своим долгом поблагодарить сотрудника Института геологии А. Кулиева за любезное предоставление минералов галенита.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кулиев А. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 5, 1960.
2. Абдуллаев Г. Б., Алиев Г. М., Антонов В. Б., Башшалиев А. А., Кулиев А. З., Насиров Я. Н. — Известия АН УзССР, сер. физико-матем. и технических наук, № 2, 1960.
3. Абдуллаев Г., Ахундов Г. — Известия АН УзССР, № 12, 1955.

Н. Курбанниязов
А. В. Черемушкина

ЯВЛЕНИЕ ХОЛЛА И ТЕРМОЭЛЕКТРОДВИЖУЩАЯ СИЛА В ЖЕЛЕЗОНИКЕЛЕВЫХ СПЛАВАХ

Явления Холла в ферромагнитных металлах и сплавах отличаются от эффекта Холла в неферромагнитных металлах и сплавах и имеют более сложный характер. Эти отличия обусловлены наличием в ферромагнетиках областей спонтанного намагничивания.

Поле Холла в ферромагнитных металлах, как показывает опыт [1], в области технического намагничивания определяется величиной намагниченности. В больших магнитных полях наблюдаемое поле Холла пропорционально величине напряженности магнитного поля. В общем случае поле Холла в ферромагнетиках связано с величинами намагниченности и магнитного поля соотношением вида:

$$E = R_0 H + R_s I,$$

где R_s — спонтанная постоянная Холла; R_0 — полевая постоянная Холла; I — намагниченность; H — напряженность внешнего магнитного поля. С точки зрения классической физики, первый член объясняется действием силы Лоренца на носители тока.

Появление у ферромагнетиков второго члена $R_s I$ в поле Холла с точки зрения современной теории объясняется как следствие спин-орбитального взаимодействия носителей тока с ионами решетки кристалла. Полевая постоянная Холла R_0 у ферромагнетиков имеет тот же порядок величины, что и константа Холла для неферромагнитных переходных металлов. Для большинства ферромагнетиков абсолютное значение ферромагнитной постоянной Холла R_s больше, чем полевая постоянная Холла R_0 . Значение величины и знака R_0 позволяет получить данные о проводимости материала.

В работе [2] предложен правильный способ определения полевой постоянной Холла R_0 в ферромагнитных веществах при помощи линейной экстраполяции $\left(\frac{\partial E}{\partial H}\right)_T$,

измеренных при температурах выше температуры Кюри. В работе [3] показано, что определение R_0 для ферромагнетиков по наклону кривых $F(B)$ к оси B в области магнитного насыщения, которые в сильных магнитных полях переходят в прямые линии, приблизительно верно в случае, когда изменение электродвижущей силы Холла за счет намагнитченности гораздо меньше, чем за счет поля, то есть при условии $\left(\frac{\partial E}{\partial I}\right)_T \ll \left(\frac{\partial E}{\partial H}\right)_T$. Особенно ненадежен метод определения R_0 как величины, равную $\left(\frac{\partial E}{\partial B}\right)_T$ при магнитных насыщениях для ферромагнетиков, у которых величины $\left(\frac{\partial E}{\partial B}\right)_T$ и $\left(\frac{\partial E}{\partial H}\right)_T$ являются соизмеримыми. Учитывая, что для железоникелевых сплавов пермаллоидного состава парапроцесс сравнительно мал (то есть величина $\left(\frac{\partial E}{\partial I}\right)_T$ при магнитных насыщениях для этих сплавов мала) и то, что нас интересовало не абсолютное значение, а знак R_0 , мы провели измерение электродвижущей силы Холла при больших магнитных индукциях и приблизительно определили знак и значение R_0 . В нашем случае приближенное значение полевой постоянной Холла обозначается через R_0^* .

В настоящей работе проведено исследование явления Холла в полях больших технических насыщений в железоникелевых сплавах с целью определения R_0^* и получения экспериментальных данных о их механизме проводимости. У металлов и сплавов, как известно, классическая постоянная Холла R_0 совпадает со знаком интегральной термоэлектродвижущей силы. Нами проведены также измерения интегральной термоэлектродвижущей силы у исследованных сплавов.

1. В качестве объектов исследования взяты железоникелевые сплавы с содержанием никеля от 45 до 100 вес.%. Электродвижущая сила Холла измерялась по методу, предложенному [3]. Образцы исследуемых сплавов представляли собой пластинки размером $8 \times 4 \times 0,4$ мм³. Топопроводящие и потенциальные контакты вырезались вместе с пластинкой, а проводники приваривались точечной сваркой. Сила тока в пластинке поддерживалась постоянной и равнялась 0,5 а. Образцы намагничивались в соленоиде, в котором можно получить магнитные поля до 4000 эрстед. С помощью наконечников из пермендюра намагничивающее поле достигалось до 24 000 эрстед [3]. Измерение электродвижущей силы Холла производилось потенциометрическим методом, используя фотоэлектрический усилитель ФЗОУ-18. Усилитель позволял увеличить чувствительность измерения до $2 \cdot 10^{-9}$ вольт. Для исключения побочных эффектов (эдс асимметрии холловских потенциальных контактов, Риги—Ледюка и т. д.) измерения поля Холла проводили компенсационным методом при различных направлениях первичного тока и внешнего магнитного поля. Перед измерениями образцы отжигались в вакууме при температуре 800°C в течение 24 часов, а затем медленно охлаждались вместе с печью. Измерение электродвижущей силы Холла проводилось при двух температурах: -195°C и $+18^\circ\text{C}$.

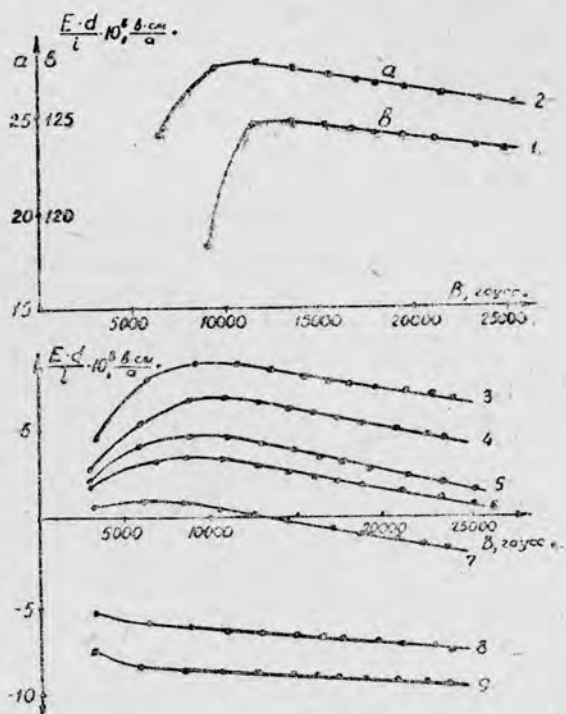


Рис. 1. Зависимость величины $\frac{E \cdot d}{i}$ от индукции B при комнатной температуре для Fe—Ni сплавов различного состава. Процент Ni: 1—45; 2—60; 3—70; 4—76; 5—78,5; 6—81; 7—85; 8—90; 9—100.

Интегральная термоэдс измерялась на образцах в виде проволоки, изготовленных из тех же сплавов, что и образцы для измерения электродвижущей силы Холла. Термоэлектродвижущая сила измерялась в паре с платиной.

2. На рис. 1 представлены результаты измерения эдс Холла, рассчитанная на единицу плотности тока $\frac{E \cdot d}{i}$ (d — толщина пластинки, i — первичный ток), в зависимости от величины индукции при комнатной температуре для железоникелевых сплавов различного состава.

Для всех исследованных сплавов, как видно из рисунка, эдс Холла уменьшается с дальнейшим увеличением индукции выше технического насыщения. По наклону прямолинейных участков этих кривых определены значения полевой постоянной Холла R_0^* . Парапроцессную часть электродвижущей силы Холла [4] не принимали во внимание, учитывая, что парапроцесс в железоникелевых сплавах пермаллоидного состава мал.

Зависимость величины $\frac{E \cdot d}{i}$ от индукции B для тех же составов сплава при азотной температуре приведена на рис. 2. Как и на предыдущем графике, величина $\frac{E \cdot d}{i}$

уменьшается с ростом B выше технического насыщения. Абсолютная величина $\frac{E \cdot d}{i}$ с уменьшением температуры падает, а наклон прямолинейных участков кривых

не изменяется. Ферромагнитный параметр Холла R_s сильно зависит от температуры, а полевая постоянная Холла почти от нее не зависит.

Кривая, характеризующая зависимость полевой постоянной Холла R_0^* для железоникелевых сплавов от процентного содержания никеля при комнатной и азотной температурах, представлена на рис. 3. Из рисунка видно, что R_0^* для сплавов в исследуемом интервале концентрации никеля имеет отрицательный знак. Кривая $R_0^* = f(c)$ (c — концентрация никеля) имеет максимум при содержании никеля

около 80 вес.%. Величины R_0^* , определенные при комнатной и азотной температурах, имеют почти одинаковые значения.

Полученные нами значения полевой постоянной Холла R_0^* для железоникелевых сплавов с концентрацией никеля от 60 до 100 вес.% близки к значениям, приведенным в работе [3]. Полевая постоянная Холла R_0^* у сплава, содержащего 45 вес.% никеля по данным [5] имеет положительный знак. Наши данные для R_0^* этого сплава

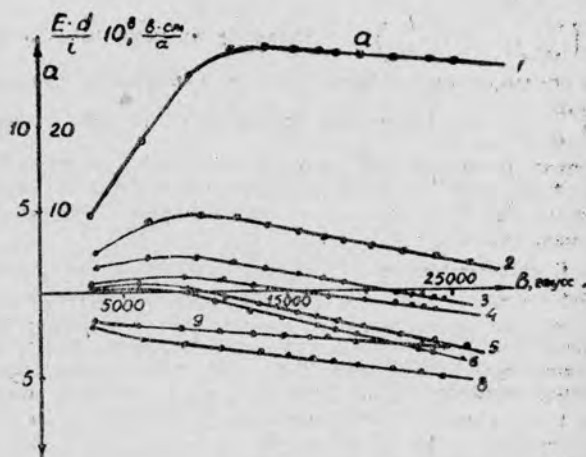


Рис. 2. Зависимость величины $\frac{E \cdot d}{i}$ от индукции B при азотной температуре для Fe—Ni сплавов различного состава. Процент Ni тот же, что и на рис. 1.

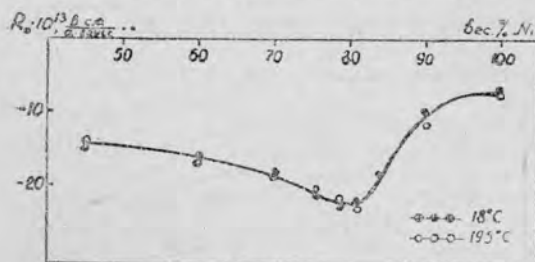


Рис. 3. Зависимость величины R_0^* от процентного содержания никеля при комнатной и азотной температурах.

находятся в согласии с результатами работы [6], то есть R_0^* имеет отрицательный знак. Для проверки правильности знака R_0^* провели измерения интегральной термоэлектродвижущей силы на тех же образцах.

На рис. 4 представлена зависимость интегральной термоэлектродвижущей силы от температуры для железоникелевых сплавов различного состава (для тех же составов, у которых измерена электродвижущая сила Холла). Термоэдс у сплавов с концентрацией никеля от 45 до 100 вес. % так же, как и R_0^* , имеет отрицательный знак.

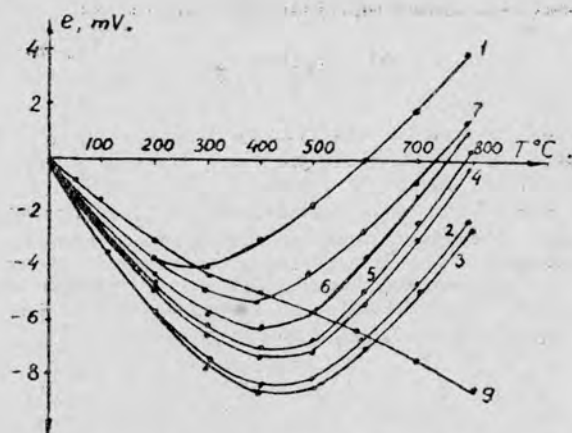


Рис. 4. Зависимость интегральной термоэдс от температуры для Fe — Ni сплавов различного состава. Процент Ni тот же, что и на рис. 1 и 2.

Выводы

Проведенные нами измерения показали, что у железоникелевых сплавов в широком интервале концентрации никеля от 45 до 100 вес. % тип основных носителей тока остается неизменным.

Физико-технический институт
АН Туркменской ССР

Поступило
31 августа 1964 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Pugh E. M. — Phys. Rev, 36, 1503, 1930; Kukoun U. K. — Sow. Phys, 1, 9, 1936.
2. Kasuya T. — Progr theor Phys, 22, 227, 1959.
3. Волкштейн Н. В., Турчинская А. Г. — Приборы и техника эксперимента, 4, 152, 1959.
4. Волков Д. И. — Вестник МГУ, 3, 65, 1954; 4, 18, 1960.
5. Jelleinhaus W., Address. M. — Ann. d. Phys., 7, 5, 1960.
6. Foner I. — Phys Rev., 99, 1079, 1955.

Л. И. Бергер
Р. Аннамамедов

ТЕПЛОВЫЕ И УПРУГИЕ СВОЙСТВА ПОЛУПРОВОДНИКА Cu_3AsSe_4

В развитие проводившихся ранее [1—3] исследований тепловых и упругих свойств полупроводниковых материалов проведен синтез и измерение теплопроводности, теплового расширения и скорости распространения продольных ультразвуковых волн нового полупроводникового соединения Cu_3AsSe_4 .

Образцы соединения синтезировались в вакуированных и отпаянных кварцевых ампулах.

Теплопроводность вблизи комнатной температуры измерялась абсолютным стационарным методом на установке, предложенной А. В. Иоффе и А. Ф. Иоффе [4], с применением расчетного аппарата, описанного И. С. Лискером [5], согласно которому теплопроводность α равна

$$\alpha = C_1 \frac{l}{S} \left(1 + \frac{1}{3} \beta \right) m \cdot k, \quad (1)$$

где l — высота цилиндрического образца; S — площадь его сечения; $\beta = \frac{C_2}{C_1}$ — отношение теплоемкости образца C_2 к теплоемкости медного блока C_1 , устанавливающегося на образце; m — темп охлаждения; k — множитель, учитывающий все виды теплопотерь.

Темп охлаждения определяется из выражения

$$\Delta T = T_0' \left(1 - \frac{1}{6} \beta - \frac{T_\infty}{T_0'} \right) e^{-m\tau} + T_\infty, \quad (2)$$

где ΔT — перепад температуры на образце; T_0' — разность температур между блоком и окружающей средой; T_∞ — перепад температур на концах образца в установившемся режиме; τ — время.

Нами несколько изменен расчетный метод с целью исключения величин T_0' и T_∞ . Кривая зависимости перепада температур от времени автоматически записывалась на специально переоборудованном двенадцатиточечном потенциометре. Взяв значения ΔT для четырех последовательных равноотстоящих моментов времени τ , на основе формулы (2) путем несложных преобразований можно получить следующее выражение для темпа охлаждения, не содержащее T_0' и T_∞ :

$$m = \frac{1}{2\Delta\tau} \cdot \ln \frac{\Delta T_1 - \Delta T_2}{\Delta T_3 - \Delta T_4}, \quad (3)$$

где $\Delta\tau$ — промежуток времени между двумя последовательными измерениями перепада температур (в наших опытах — 180 сек). Таким образом, измерение теплопроводности сводится к снятию кривой $\Delta T - \tau$ и определению по ней четырех значений ΔT , подставляемых в (3).

Измерение теплового расширения проводилось так называемым градиентным методом [6], заключающемся в том, что исследуемый образец, имеющий вид длинного (порядка 40—60 мм) цилиндра, нагревается в среднем сечении, тогда как основания цилиндра остаются при неизменной температуре, близкой к температуре окружающей среды. Измерение теплового расширения сводится к определению удлинения образца и распределения температуры вдоль его образующей. Удлинение образца определялось вертикальным оптиметром, а для измерения распределения температуры по образующей прикреплялись горячие спай одиннадцати термопар медьконстантан.

Скорость распространения продольных ультразвуковых волн определялась при комнатной температуре на ультразвуковом эхо-дефектоскопе УДМ-1М при частоте 5 мГц относительным методом. В качестве эталонных использовались образцы меди, алюминия, латуни и метилметакрилата.

На основании измерений скорости распространения ультразвуковых волн с использованием величины плотности, рассчитанной по рентгеновским данным, вычислен модуль продольной упругости, исходя из выражения

$$E = v^2 \cdot \rho,$$

где v — скорость ультразвука и ρ — плотность.

Величина коэффициента линейного расширения использована для определения характеристической температуры Дебая, вычислявшейся по формуле, предложенной Н. Н. Сиротой [7]:

$$\theta = \frac{19,37}{M^{1/3} \cdot V^{1/3} \alpha^{1/2}}, \quad (4)$$

где \bar{M} — средний атомный вес; \bar{V} — молярный объем; α — коэффициент линейного расширения.

Полученное значение характеристической температуры показывает, что уже при комнатной температуре для соединения Cu_3AsSe_4 применим закон Неймана—Колпа. На основе этого закона по формуле

$$C = \frac{3R \cdot n}{M},$$

где n — число атомов в молекуле соединения; R — универсальная газовая постоянная; и M — молекулярный вес, оценена удельная теплоемкость соединения Cu_3AsSe_4 .

Полученные данные:

Молекулярный вес — 581,37 г/моль.

Тип структуры — сфалерит.

Параметр решетки — 5,50 Å.

Микротвердость — 290 ± 10 кг/мм².

Плотность — 7,02 г/см³.

Температура плавления — 460°C.

Ширина запрещенной зоны — 0,42 эв.

Подвижность носителей — $505 \text{ см}^2/\text{в} \cdot \text{сек}$.
Теплопроводность — $4,55 \cdot 10^{-3} \text{ кал}/\text{см} \cdot \text{сек} \cdot \text{град}$.
Коэффициент линейного расширения — $9,5 \cdot 10^{-6} \text{ град}^{-1}$
Скорость распространения ультразвуковых волн — $3,5 \cdot 10^3 \text{ м}/\text{сек}$.
Модуль Юнга — $3,36 \cdot 10^{11} \text{ дн}/\text{см}^2$.
Температура Дебая — 169°К .
Удельная теплоемкость — $8,17 \cdot 10^{-2} \text{ кал}/\text{г} \cdot \text{град}$.

Всесоюзный научно-исследовательский институт
химических реактивов и особо чистых химических веществ
Физико-технический институт
АН Туркменской ССР

Поступило
3 сентября 1964 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бергер Л. И., Радауцан С. И. — Сб. Вопросы металлургии и физики полупроводников. Изд. АН СССР, 1961, стр. 129.
2. Сирота Н. Н., Бергер Л. И. — Инженерно-физический журнал, 5, 120, 1959.
3. Бергер Л. И., Баланевская А. Э. — ФТТ, 6, 5, 1311, 1964.
4. Иоффе А. Ф. — Физика полупроводников. Изд. АН СССР, 1957, стр. 412.
5. Лискер И. С. — Кандидатская диссертация. Нестационарные методы определения термоэлектрических и теплофизических характеристик полупроводниковых материалов, Л., 1962.
6. Бергер Л. И. — Авторское свидетельство № 155974 по кл. 42i, 1963.
7. Сирота Н. Н., Чижевская С. Н. — Сб. Физика и физико-химический анализ. Изд. НТО цвет. металлургии, М., 1957, стр. 185.

О. Овезгельдыев
Е. К. Васильева

О ЗАВИСИМОСТИ $PE_s > 5$ мГц ОТ ГОРИЗОНТАЛЬНОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ ПОСТОЯННОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ

В предыдущей работе [1] был рассмотрен характер зависимости PE_s $PE_s > 5$ мГц, $PE_s > 7$ мГц от горизонтальной составляющей постоянного магнитного поля Земли H за июль 1958 г.

Проведенный анализ показал, что для $PE_s > 5$ мГц в дневное время суток зависимость имеет линейный характер, а для $PE_s > 5$ мГц в ночное время и для PE_s и $PE_s > 7$ мГц в дневное и ночное время суток такая линейная зависимость отсутствует.

Чтобы проверить характер зависимости $PE_s > 5$ мГц от горизонтальной составляющей магнитного поля H в различное время года, построены графики зависимости $PE_s > 5$ мГц от H по сезонам года: зима (ноябрь—январь), весна (февраль—апрель), лето (май—июль), осень (август—октябрь) за дневное (08.00—18.00) и ночное (19.00—07.00) время суток. Как видно из рисунка, линейная зависимость отчетливо наблюдается летом и осенью в дневное время суток. Некоторая тенденция к линейности этой зависимости отмечается также в дневное время суток весной. Весной, летом, осенью в ночное время и зимой днем и ночью линейная зависимость отсутствует.

Отдел геофизики и сейсмологии
АН Туркменской ССР

Поступило
16 апреля 1964 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Овезгельдыев О., Васильева Е. К. — «Геомагнетизм и Аэрономия», № 2, 1964.

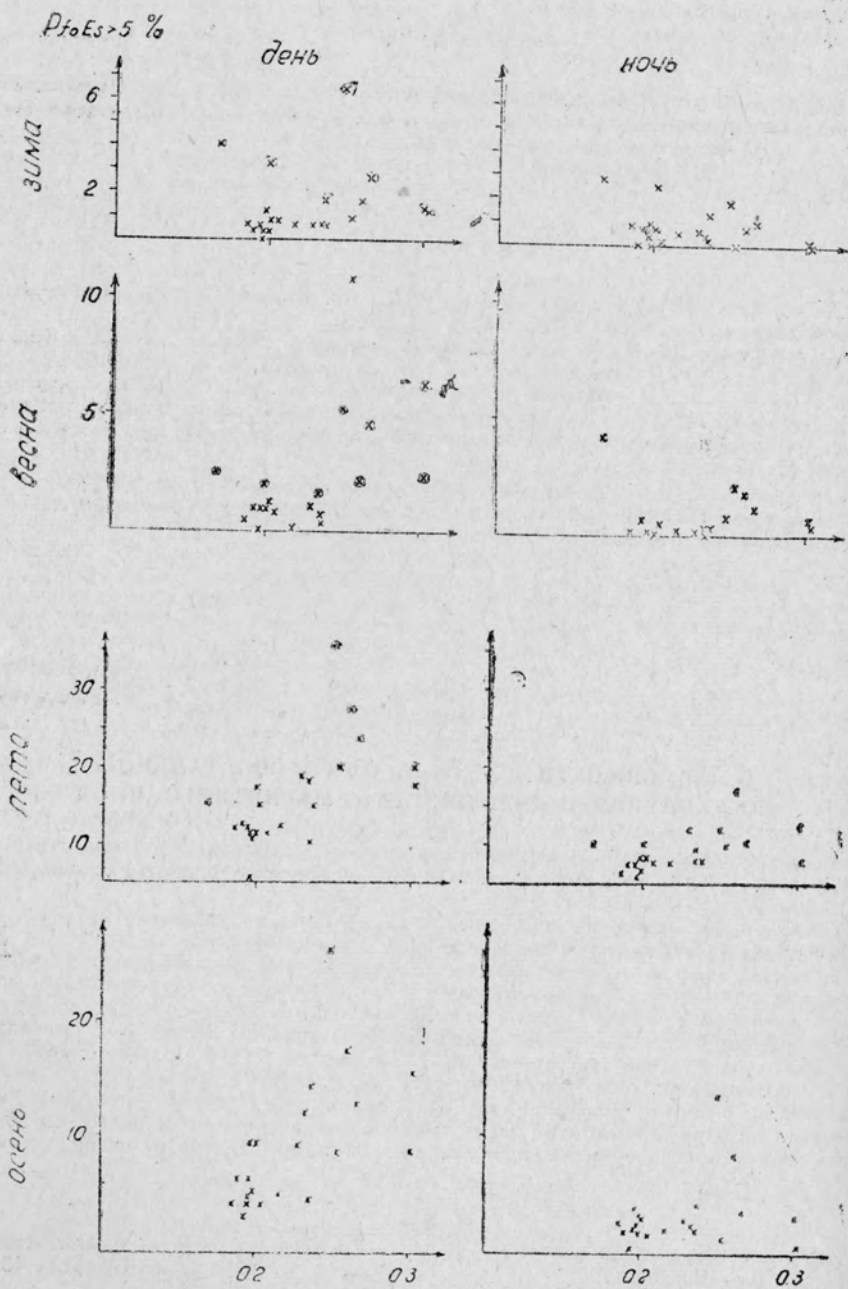


Рис. 1. Графики зависимости $PEs > 5$ мг от H для дневного и ночного времени суток по сезонам года.

ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОДУКТОВ ПРОМЫШЛЕННОГО ПРОЦЕССА КАТАЛИТИЧЕСКОЙ ПОЛИМЕРИЗАЦИИ ПРОПИЛЕНА

Цель настоящей работы — попытка детального исследования состава погона димерной колонны.

Для исследования отобрана проба димеров пропилена на 35-й день пробега установки каталитической полимеризации. Среднепробеговый состав сырьевого газа, определенный с помощью газового хроматографа ХЛ-3, в весовых процентах составляет: этан+этилен—6,5; пропилен—35,3; пропан—40,1; изобутан—8,9; бутан—4,4; изобутилен—2,3; бутен-1—2,0; бутен-2—0,5; непредельные C_3+C_4 —40,1.

Режимные показатели 35-дневной работы установки каталитической полимеризации пропилена:

Температура: на входе в реакторы — 180—190°C,
на выходе из реакторов — 210—220°C

Давление около 70 атм

Объемная скорость подачи, л/час: суммарного сырья — 2,1—3,0
непредельных C_3+C_4 —0,33—0,52

Коэффициент рециркуляции фракции НК—175°C: на пропанпропиленовую фракцию — 1,8—2,2

на непредельные C_3+C_4 —4,5—5,5

Превращение непредельных, % вес. 80—85.

Данные анализа пробы димеров пропилена:

Плотность ρ_4^{20} — 0,6866

Коэффициент преломления n_D^{20} — 1,3950

Бромное число (на аппарате БЧ-2) — 118

Фракционный состав, °C: НК 10% 50%_н 90%_н КК выкипаемость
35 62 85 106 111 91,5%

Для выяснения строения углеродного скелета молекул, входящих в состав димеров пропилена, часть пробы подвергли гидрированию при атмосферном давлении на проточной установке ГрозНИИ* в присутствии таблетированного промышленного катализатора «никель на кизельгуре». Условия гидрирования: температура 120—140°C, объемная скорость пропускания димеров пропилена около 0,5 час⁻¹ с подачей приблизительно 20 л водорода на 100 мл катализатора в час.

При однократном пропускании бромное число димеров снизилось с 118 до 6,2, что соответствует содержанию в гидрируе около 3,5% непредельных. Повторное гидрирование не проводили.

Полученный гидриур имеет $n_D^{20} = 1,3840$, $\rho_4^{20} = 0,6793$. Гидриур димеров пропилена разогнан на узкие фракции на аппарате АЧР-56 с колонкой эффективностью 58 теоретических тарелок. Кривая разгонки гидриура и коэффициенты преломления фракций показаны на рис. 1.

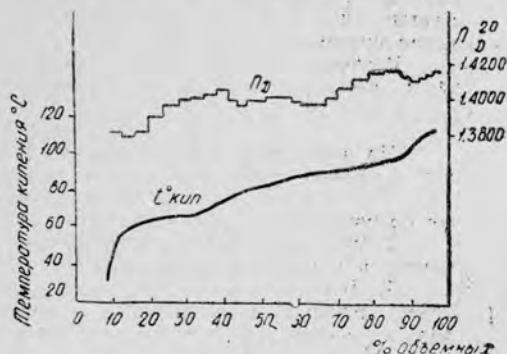
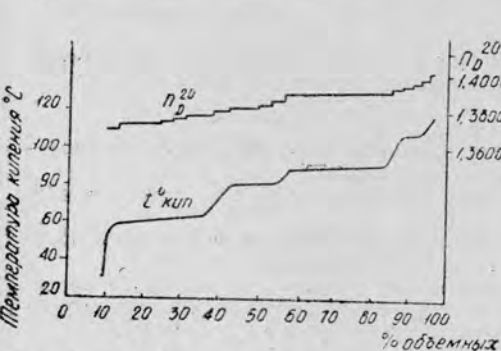


Рис. 1. Кривая разгонки гидриура димеров пропилена.

Рис. 2. Кривая разгонки димеров пропилена.

* Авторы выражают признательность А. З. Дорогоичинскому и В. А. Куприянову за любезное разрешение провести гидрирование на установке ГрозНИИ и ценные советы.

Таблица 1
Углеводородный состав гидрира димеров пропилена

Углеводород	Содержание, % об.
2-метилбутан	0,70
2,3-диметилбутан	3,42
2-метилпентан	14,37
3-метилпентан	10,79
Н. гексан	2,56
Σ C ₆	31,14
2,2-диметилпентан	3,13
2,4-диметилпентан	13,59
2,2,3-триметилпентан	0,58
3,3-диметилпентан	0,23
2,3-диметилпентан	12,80
2-метилгексан	6,55
3-метилгексан	12,21
Σ C ₇	49,09
2,2-диметилгексан	0,68
2,5-диметилгексан	2,37
2,4-диметилгексан	3,53
Σ C ₈	6,58
Всего	87,51
Остаток и нерасшифрованная часть	12,49
Итого	100,00

пять (2-метилпентан, 3-метилпентан, 2,4-диметилпентан, 2,3-диметилпентан и 3-метилгексан) составляют свыше 10% гидрира каждый, в сумме — около 64% гидрира. Исходная проба димеров пропилена была пропущена через колонку с силикагелем КСМ (вытеснитель — этиловый спирт). Установлено, что димеры пропилена содержат насыщенные углеводороды и не содержат ароматических углеводородов.

Выделить насыщенные углеводороды в чистом виде не удалось, но по бромным числам первых фракций перколата приближенное содержание насыщенных углеводородов в димерах пропилена составляет около 5–7% объемных.

Разгонку димеров пропилена на узкие фракции проводили на аппарате АЧР-56. На кривой коэффициентов преломления (рис. 2) имеются четыре участка с четко выраженными минимумами. По спектрам комбинационного рассеяния соответствующих узких фракций димеров пропилена удалось выяснить, что в этих фракциях концентрируются насыщенные углеводороды, за счет которых и происходит понижение коэффициентов преломления фракций. Показано, что в промышленных условиях проведения каталитической реакции полимеризации пропилена в незначительной степени идет гидро-дегидрополимеризация.

Изучение спектров показало, что во фракциях димеров пропилена присутствуют как α-, так и β-олефины, но содержание α-олефинов значительно ниже.

Выводы

На основании изучения свойств димеров пропилена, полученных на промышленной установке фосфорнокислотной полимеризации, показано:

1. Что в них содержатся преимущественно моноолефины C₇ и C₆ с одной и двумя боковыми метильными группами.

2. Что двойная связь в молекулах олефинов занимает преимущественно β-положение, в меньшем количестве присутствуют также α-олефины.

3. Что в условиях промышленного проведения реакции полимеризации пропилена с рециркуляцией фракции полимеров не образуется ароматических углеводородов, а насыщенные углеводороды получаются в незначительном количестве.

Красноводский
нефтеперерабатывающий завод

Поступило
7 октября 1964 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. M. R. Feuske, W. G. Braun et. al., Analytical Chemistry, v. 19, № 10, 700, 1947.

2. W. G. Braun, D. F. Spooner, M. R. Feuske. Analytical Chemistry, v. 22, № 9, 1074, 1950.

В узких фракциях определялись индивидуальные углеводороды методом комбинационного рассеяния света. Для получения спектров использовался спектрограф ИСП-51 с однопламповым зеркальным осветителем. Регистрация спектров осуществлялась фотозлектрически с приставкой ФЭП-1.

Для количественных измерений спектры записывались при ширине щелей 0,07 мм. Интенсивность линии 459 см⁻¹ CCl₄ принята равной единице. Литературные данные по интенсивности линий в спектрах индивидуальных углеводородов взяты из работ [1, 2]. Как показал количественный анализ искусственных смесей, достигаемая точность составляет не менее 10–15% относительных.

Как видно из данных табл. 1, состав димеров пропилена в большой степени зависит от реакции гетерополимеризации и примеси бутиленов в сырье. На это указывает высокое процентное содержание в гидрире углеводородов C₇ (49%). Основной структурой углеводородов C₆ и C₇ является разветвленная цепь с одним или двумя третичными атомами углерода (содержание в гидрире соответствующих углеводородов составляет около 44 и 36% об.

Из найденных в гидрире димеров пропилена пятнадцать углеводородов

Б. А. Ханмурадов
Г. Г. Ашумов
С. А. Эйвазова

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ СВОЙСТВА КОТУРТЕПИНСКОЙ НЕФТИ

Новое нефтяное месторождение Котур-Тепе Туркменской ССР является одним из наиболее перспективных месторождений.

Физико-химическая характеристика котуртепинской сортовой нефти и элементарный состав (табл. 1) показывают, что она относится к типу легких нефтей. Плотность ее $\rho_4^{20} = 0,8774$, содержание светлых нефтепродуктов до 300°C составляет 39%.

Таблица 1

Физико-химическая характеристика котуртепинской нефти

Плотность ρ_4^{20}	Молекулярный вес	Вязкость кинематическая сст, при 20°C	Кислотность в мг КОН на 100 мл	Йодное число	Коксуемость, %	Содержание, вес. %				Нафтеновых кислот, %
						акцизных смол	силикагелевых смол	парафина	асфальтенов	
0,8774	272	34,0	0,26	7,87	2,70	26	9,70	6,10	1,41	0,19

Продолжение табл. 1

Содержание солей мг NaCl на литр нефти	Температура, °C			Элементарный состав, %					Отгон светлых до 300°C, % на нефть
	вспышка	застывания		C	H	S	N	O (по разности)	
		нефти	мазута п/отгона до 300°C						
552,9	+9	+8	+26	85,78	13,20	0,20	0,12	0,7	39

Нефть эта малосернистая, высокопарафинистая, со средним содержанием смол. Зависимость плотности и вязкости исследуемой сортовой нефти от температуры показана в табл. 2. Состав растворенного в нефти газа приведен в табл. 3.

Таблица 2

Зависимость плотности и вязкости котуртепинской нефти от температуры

Качественные параметры	Температура, °C							
	15	20	25	30	35	40	45	50
Плотность	0,8808	0,8774	0,8740	0,8706	0,8672	0,8638	0,8604	0,8570
Вязкость условная, в градусах	10,9	4,7	3,5	2,8	2,4	2,1	1,9	1,8
Вязкость кинематическая, сст	81,0	34,0	24,3	18,6	15,5	12,7	10,6	9,0

Анализ газа, растворенного в нефти

Таблица 3

Углеводороды	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	C ₄ H ₁₀	i-C ₅ H ₁₂	C ₅ H ₁₂	Высшие
Содержание углеводородов в газе, вес. %	5,9	7,7	20,0	35,7	1,8	27,9	1,0

Групповой углеводородный состав и качество бензиновых фракций котуртепинской нефти

Таблица 4

Температурные пределы отбора фракций, °C	Выход на нефть, вес. %	Плотность ρ ₄ ²⁰	Показатель преломления n _D ²⁰	Содержание серы, вес. %	Групповой углеводородный состав, вес. %		
					ароматических	нафтеновых	парафиновых
62-85	1,2	0,7307	1,4030	следы	2,2	55,4	42,4
62-105	3,3	0,7400	1,4078	0,013	3,9	52,2	43,9
86-120	3,3	0,7491	1,4130	0,013	5,3	56,5	38,2
85-180	10,3	0,7723	1,4279	0,011	10,7	52,8	36,5
105-120	1,2	0,7561	1,4168	0,015	5,2	59,9	35,0
105-140	3,8	0,7634	1,4238	0,011	8,5	53,8	37,7
120-140	2,6	0,7707	1,4270	0,018	10,4	52,7	37,0
140-180	4,4	0,7913	1,4378	0,023	12,0	47,7	40,3

Таблица 5

Разгонка котуртепинской нефти на ректификационном аппарате АРН-2 с полной характеристикой 3%-ных фракций (ИТК)

Температура в парах, °C	Остаточное давление в мм.рт.ст.	Температура кипения при пересчете по номограмме ИОР	Выход, вес. %		Плотность ρ ₄ ²⁰	Удельный объем ем 1/ρ ₄ ²⁰	Молекулярный вес	Вязкость кинематическая, ст. при		Температура, °C	
			на нефть	суммарный				50°C	100°C	вспышки в открытом тигле	застывания
94			3,0	3,0	0,7228	1,38	103				
136			2,7	5,7	0,7583	1,31	106				
178			3,0	8,7	0,7807	1,28	126				
202			3,0	11,7	0,8000	1,25	140				
228			3,1	14,8	0,8102	1,23	154				
90	3	246	3,3	18,1	0,8240	1,21	168				
105	3	264	3,0	21,1	0,8238	1,20	179				
120	3	286	3,2	24,4	0,8360	1,19	188				
131	2	308	3,2	27,5	0,8410	1,18	199	2,26			
139	2	318	2,5	30,0	0,8440	1,18	208	2,62			
148	2	336	3,7	33,8	0,8460	1,18	224	3,29	1,35	121	-17
164	1	354	3,1	36,9	0,8490	1,17	240	4,10	1,80	132	-9
168	1	366	2,4	39,3	0,8510	1,17	252	4,91	2,04	138	-5
182	1	382	2,8	42,1	0,8560	1,16	272	6,60	2,40	148	+4
198	1	400	3,5	45,7	0,8605	1,16	28	7,11	2,61	152	+7
209	1	416	3,5	49,2	0,8660	1,15	298	8,80	3,10	162	+12
224	1	430	3,5	52,7	0,8730	1,14	32	11,78	3,63	175	+17
238	1	444	3,7	56,4	0,8810	1,13	338	15,66	4,25	187	+19
248	1	460	3,9	60,2	0,8930	1,11	356	22,32	5,26	198	+21
257	1	474	3,9	64,1	0,9038	1,10	376	29,42	6,86	205	+23
281	1	500	3,9	68,0	0,9091	1,10	392	37,18	7,51	218	+28
Остаток			30,0	98,0	0,9700	1,03	649	—	э-13,28	294	—
Потери				2,0							

Групповой углеводородный состав бензиновых фракций (до 180°C) определялся по ГрозНИИ. Бензин был разогнан на узкие фракции: до 62°; 62—85; 62—105; 86—120; 85—180; 105—120; 105—140; 120—140; 140—180. Групповой углеводородный состав каждой фракции (кроме фракции до 62°C) приведен в табл. 4.

Как видно из данных таблицы, в бензиновых фракциях содержание парафиновых углеводородов составляет 35—44%.

Наименее ароматизированными (2—6%) являются бензиновые фракции, выкипающие до 120°C. В более высококипящих бензиновых фракциях содержание ароматических углеводородов достигает 8—12%.

Бензиновые фракции котуртепинской нефти, судя по содержанию нафтеновых углеводородов, могут служить сырьем для каталитического риформинга.

Результаты разгонки котуртепинской сортовой нефти на аппарате АРН-2 с целью получения кривых ИТК и полная характеристика 3-процентных фракций показаны в табл. 5.

Из табл. 5 видно, что отгон до 500°C составляет 68% на нефть и что с увеличением температуры кипения фракций увеличивается их плотность, молекулярный вес, вязкость, температура вспышки и температура застывания. Выход остатка — гудрона составляет 30%.

Выход и качества остатков, полученных при различной глубине отбора светлых нефтепродуктов из котуртепинской сортовой нефти показаны в табл. 6.

Таблица 6

Выходы и качества остатков, полученных при различной глубине отбора светлых нефтепродуктов из котуртепинской нефти

Выход остатка, вес %	Плотность ρ_4^{20}	Вязкость условная при			Коксуемость, %	Температура, °С	
		50 °С	75 °С	100 °С		вспышки в открытом тигле	застывания
30,0	0,9700			13,3	11,05	294	—
33,7	0,9570			10,1	9,80	277	+33
37,8	0,9490			7,5	8,50	264	+32
41,6	0,9420			5,8	7,60	256	+32
45,3	0,9360			4,6	6,80	246	+31
48,8	0,9324	нетеч.	7,2	3,9	6,51	238	+30
52,3	0,9260	"	6,2	3,0	6,20	226	+29
55,9	0,9220	"	5,1	2,4	5,80	217	+28
58,7	0,9185	"	4,4	2,0	5,50	208	+28
61,1	0,9160	11,1	4,0	1,8	5,30	202	+27
64,3	0,9125	9,0	3,5	1,6	5,10	193	+26
68,0	0,9100	7,4	3,0	1,5	5,00	182	+24
70,5	0,9080	6,4	2,7	1,5	4,80	174	+23
73,7	0,9060	5,3	2,4	1,4	4,70	164	+22
76,9	0,9040	5,0	2,2	1,4	4,65	154	+21
79,9	0,8980	4,2	2,0	1,4	4,60	138	+19
83,2	0,8940	3,7	1,8	1,4	4,40	123	+17
85,3	0,8912	3,4	1,6	1,3	4,22	106	+15
89,3	0,8850	2,8	1,5	1,3	4,00		+12
92,3	0,8820	2,4	1,4	1,2	3,80		+10
95,0	0,8800	2,0	1,3	1,2	3,40		+9
98,0	0,8776	1,6	1,2	1,1	3,89		+7

Из таблицы видно, что добавление каждой предыдущей фракции к остатку приводит к уменьшению вязкости, к снижению температуры вспышки, температуры застывания и уменьшению содержания кокса в каждом полученном остатке.

Выводы

1. Нефть месторождения Котур-Тепе легкая, малосернистая, высокопарафинистая, со средним содержанием смол. По качествам она очень близка к азербайджанским нефтям.

2. Полученные данные могут служить основой для проектных организаций по использованию котуртепинской нефти.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ БРУСИТСОДЕРЖАЩИХ ГОРНЫХ ПОРОД В ПРОИЗВОДСТВЕ СТРОИТЕЛЬНЫХ МАТЕРИАЛОВ

Брусит — кристаллическая гидроокись магния — обладает высокой реакционной способностью. При нормальной температуре устойчив лишь в щелочной среде. Изменение реакции среды на кислую приводит либо к растворению брусита с последующим выносом Mg^{++} , либо к замещению карбонатом. Наиболее характерными продуктами изменения брусита являются сложные гидрокарбонаты типа гидромагнезита, артенита или гидротальнита — пироаурита.

В пределах Советского Союза присутствие примазок брусита отмечалось в измененных серпентинитах в талько-магнезитовых породах. Максимальное содержание брусита в этих породах [1] не превышает 12% и, естественно, практического применения они не имеют. Начиная с 1955—1956 гг. выявлены более богатые бруситом породы — бруситовые мраморы на Алдане, Урале и Алтае [2—6].

По П. П. Смолину [6—8], бруситовый мрамор образуется в результате термического метаморфизма доломита, при котором последний разлагается на агрегат кальцита и периклаза, гидротрирующегося на более поздней стадии из брусита.

Наиболее крупные месторождения бруситовых мраморов в СССР, представляющие практический интерес, обнаружены в районе Центрального Алдана — в непосредственной близости от строительных объектов Южно-Якутской железорудно-каменноугольной базы. В Туркменской ССР поиски бруситовых мраморов не проводились.

Алданские бруситовые мраморы [4] приурочены к контактам нижнекембрийских доломитов с многочисленными в этом районе послепюрьскими интрузиями снетитов. Они относятся к так называемым «пенкатитам» — породам, содержащим кальцит и брусит в молекулярном отношении 1:1. В качестве примесей отмечаются магнезиальные силикаты (форстерит, грумит), шпинель и, изредка, магнезит. Средний состав алданского бруситового мрамора: кальцит 60—65%; брусит—28—23, примеси 5—10%.

При изучении прозрачного шлифа бруситового мрамора видны округлые светлые псевдоморфозы брусита по периклазу на фоне мезокристаллического вмещающего кальцита.

Термокривая (рис. 1) бруситового мрамора, снятая на установке ФПК-55 при скорости подъема температуры 8° в минуту, характеризуется наличием трех эндотермических эффектов.

Первый эндотермический эффект с максимумом при 505° обусловлен дегидратацией брусита. Второй, еле заметный эндотермический эффект с максимумом при 708° отражает присутствие незначительной примеси доломита. В интервале 726—884° наблюдается большая эндотермическая петля, свидетельствующая о преобладании в образце мрамора кальцита.

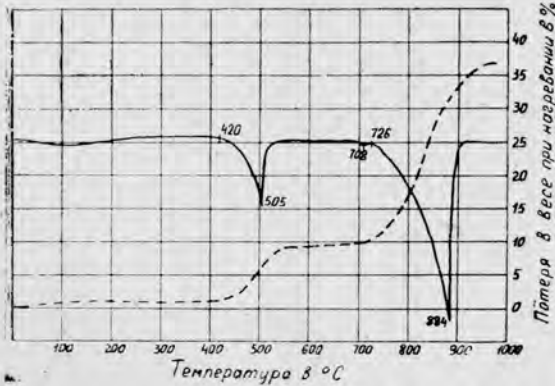


Рис. 1. Термограмма бруситового мрамора. Сплошная линия — кривая дифференциальной записи; пунктирная — потеря в весе.

Кривая потерь в весе хорошо совпадает с термокривой. На ней фиксируются два интервала температур, в пределах которых удаляется гидратная вода брусита (420—505°) и углекислота кальцита (726—884°). Небольшая (в пределах 0,6—0,8%) потеря в весе в интервале 80—150° объясняется увеличением гидроскопической влаги.

Бруситовый мрамор в настоящее время не считается полезным ископаемым и его разведанные месторождения не эксплуатируются. Однако имеются реальные возможности использования бруситовых мраморов для получения вяжущих веществ, огнеупоров и строительных изделий. Такое использование может быть организовано по двум технологическим схемам.

Первая схема, разработанная и широко применяющаяся в Северной Америке, рассчитана на получение окиси магния (каустического магнезита) для огнеупоров, производства металлического магния и химической промышленности. По данным

П. П. Смолина, бруситовый мрамор обжигается при температурах 1000—1230° и гидратируется. Окись кальция при этом переходит в тонкодисперсный гидрат, удаляемый с помощью последовательно применяемых воздушной сепарации и гидрокласификации, а более крупные неизменные зерна магниальных силикатов выделяются при двукратном грохочении.

Окись магния, слегка гидротированная с поверхности, подвергается вторичному обжигу для перевода в металлургическую MgO.

Организация такой переработки бруситового мрамора весьма сложна, требует больших капиталовложений, высокого расхода топлива и вряд ли осуществима в ближайшие годы.

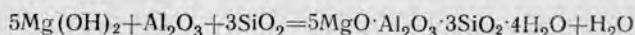
Более простое направление использования бруситового мрамора в промышленности строительных материалов возможно при непосредственном применении мрамора без сложного и трудоёмкого разделения слагающих его компонентов. Известно, что простой обжиг бруситового мрамора не может дать высококачественного вяжущего, то есть при температуре обжига в 450—550° будет получен материал типа каустического доломита с 19—24% (остальное — кальцит и магниальные силикаты), а при 900—950° — доломитовая известь с пережженной MgO.

В то же время установлено [7], что гидрат окиси магния способен реагировать с кремнеземом в условиях автоклавной обработки под давлением 8 атм с образованием гидросиликата магния типа хризотила. Поэтому нам представилось наиболее правильным исследовать условия активизации вяжущих свойств природного брусита при автоклавной обработке, хотя различия в размере кристалликов Mg(OH)₂ (в опытах Л. И. Рашковича применялся реактивный гидрат окиси магния с размером частиц 0,5—1,5 мк, а выделения брусита в мраморе имели размеры 20—150 мк) и их удельной поверхности свидетельствовали о меньшей растворимости и худшей реакционной способности природного бруситосодержащего сырья.

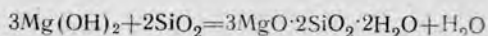
Первые опыты подтвердили, что измельченный бруситовый мрамор не взаимодействует с кварцевым песком при запаривании и не твердеет при затворении MgCl₂ или MgSO₄ подобно цементу Сореля [8—9].

Приведенное изучение влияния добавок активизаторов показало, что оптимальной является алюмосиликатная добавка, обладающая высокой удельной поверхностью, например, обожженное глинистое вещество в виде различных отходов керамической промышленности. Тонкодисперсные аморфные глинозем и кремнезем обожженного глинистого вещества активнее взаимодействуют с бруситом в присутствии растворимых магниальных солей (MgCl₂, или MgSO₄) при запаривании под давлением 8—12 атм, с твердением за счет образования гидроалюмосиликатов и гидросиликатов магния.

Наиболее вероятен следующий ход взаимодействия:



с образованием глиноземистого серпантина [9],



с образованием хризотила.

Раствор хлорида или сульфата магния повышает растворимость Mg(OH)₂, интенсифицируя приведенные выше реакции, и частично связывается в оксихлорид или окисульфат магния.

Кальцит и магниальные силикаты в реакциях участия не принимают и являются балластом. Поэтому увеличение содержания брусита в мраморе повышает его ценность и улучшает качество строительных изделий, полученных на основе такого мрамора.

Соотношение бруситового мрамора и активной добавки (отходов керамической промышленности) может колебаться от 1:1 до 4:1, возрастая с уменьшением содержания брусита в мраморе.

При производстве строительных изделий по разработанной нами схеме исходные материалы (бруситовый мрамор и активная добавка) разваливаются до вскрытия кристаллов брусита (практически до остатка на сите 900 отв./см, порядка 3—5%). Полученное вяжущее состава 75% бруситового мрамора и 25% обожженного каолина смешивается с песком-заполнителем и затворяется раствором MgCl₂ или MgSO₄ удельного веса 1,05—1,15. Из полученной массы обычным образом (предпочтительно вибрированием с пригрузкой или прессованием) формируются изделия, запариваемые затем в автоклаве под давлением 8—12 атм в течение 6—10 часов.

Прочность автоклавных изделий на основе бруситового мрамора достигает 250—300 кг/см. Зависимость прочности образцов при сжатии от их объемного веса видна из данных табл. 1.

Прочность и объемный вес образцов на основе бруситового мрамора

Условия изготовления образцов	Расход раствора уд. веса 1,14 в % к весу вяжущего	Свойства свежесваренных образцов			
		из теста		из раствора	
		прочность при сжатии в кг/см ²	объемный вес в г/см ³	прочность при сжатии в кг/см ²	объемный вес в г/см ³
Заливка подвижной смеси	55	21	1,25	—	—
"	45	56	1,32	—	—
"	35	101	1,42	—	—
"	30	151	1,48	—	—
Вибрирование без пригрузки	20	191	1,59	99	1,71
Прессование	14	281	1,72	108	1,75

Введение песка-заполнителя более 100% от веса тонкомолотого материала не рекомендуется, так как сильно снижает прочность изделий.

Изделия объемного веса 1,7 т/м³ и выше обладают хорошей водо- и морозостойкостью. Они выдерживают без признаков разрушения и существенного снижения прочности 15 циклов попеременного замораживания и оттаивания. Коэффициенты размягчения и морозостойкости таких изделий составляют соответственно 0,8—0,9 и 0,75—0,85. Менее плотные изделия обладают пониженной морозостойкостью. Автоклавные образцы характеризуются плотной структурой. В них преобладает заполнитель — остроугольные частицы кальцита и зерна песка.

Цементирующая масса имеет гелевидный характер, изотропна и среднее светопреломление порядка 1,53.

Термокривая образца (рис. 2) характеризуется большим эндотермическим эффектом с максимумом при 23°, подтверждающим высокое содержание гелевидной цементирующей фазы. Эндотермический эффект с максимумом при 435° обусловлен дегидратацией несвязанного брусита, а два последующих — диссоциацией доломита и кальцита. При сопоставлении термограммы (рис. 1 и 2) видно, что автоклавная обработка бруситового мрамора в смеси с обожженным каолином приводит к почти полному

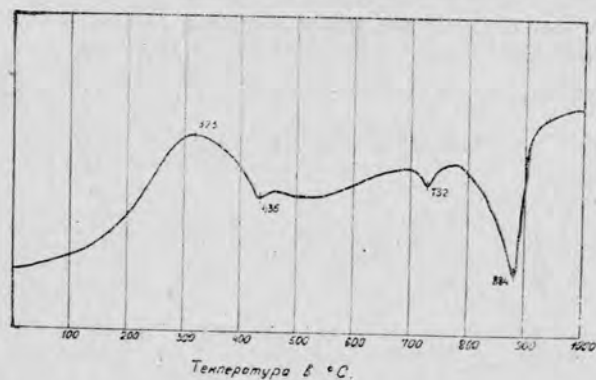


Рис. 2. Термограмма автоклавного материала из бруситового мрамора и обожженного каолина в соотношении 3:1.

связыванию гидрата окиси магния (брусита) в гелевидные новообразования. В связи с этим резко снижается величина эндотермического эффекта обезвоживания $Mg(OH)_2$ при температурах 435—505°.

Описанная технологическая схема для осуществления требует небольших затрат и стандартного оборудования заводов силикатного кирпича. Существенным достоинством ее является исключение обжига мрамора и, следовательно, пониженный расход топлива, недостатком — необходимость в тонком измельчении 50—80% сырьевых материалов.

Выводы

1. Опыты показали возможность отнесения бруситосодержащих горных пород к полезным ископаемым, пригодным для непосредственного использования в промышленности строительных материалов.

2. При изучении разрезов карбонатных пород в приконтактных зонах следует фиксировать все выходы бруситовых мраморов и других бруситосодержащих пород, могущих иметь (с учетом транспортных и горно-технических факторов) особенно в районах, лишенных маломagneзиальных известняков, промышленное значение.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бергман А. Г., Выродов И. П. — Журнал прикладной химии, т. XXXI, № 1, 1958.
2. Варлаков А. С. — ДАН СССР, т. 134, № 2, 1960.
3. Гинсбург И. И., Рукавишникова И. А. — Минералы древней коры выветривания Урала. Изд. АН СССР, М., 1951.
4. Рашкович Л. Н. — Взаимодействие магнезиальной извести с кремнеземом в условиях гидротермальной обработки. Автореферат диссертации, 1958.
5. Сяняков В. И., Сянякова Н. М. — Вестник Западно-Сибирского геологического управления, № 3, 1959.
6. Смолин П. П. — Огнеупоры, № 5, 1957.
7. Смолин П. П. — ИГЕМ, АН СССР, вып. 17, 1957.
8. Смолин П. П. — Контактные процессы посленюрских интрузий Алдана. Диссертация, 1957.

М. М. Судо

О МИОЦЕНЕ ЮГА КРАСНОВОДСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Миоценовые отложения южных обрывов Красноводского плато и гряды Кюрян-Кюре в течение многих лет являются камнем преткновения в стратиграфии неогена Красноводского полуострова. Различные взгляды в отношении возраста устричных слоев и белекских известняков, содержащих остатки стеногалинных моллюсков, с одной стороны, обусловлены тем, что первые исследователи [1, 2, 6, 7] не обладали достаточно полным палеонтологическим материалом. С другой стороны, в последние годы нередко недостаточно объективно оцениваются накопившиеся новые фактические данные. Так, например, после того, как А. Б. Вистелиус и И. А. Коробков [3] обнаружили в белекских известняках остатки крупнораковинных стеногалинных моллюсков, вопрос о чокракском их возрасте должен был, естественно, отпасть. Тем не менее, белекские известняки по-прежнему относятся рядом исследователей [5, 6, 11] к чокракскому горизонту даже после того, как М. М. Судо [8] под их аналогами обнаружил достоверно караганские отложения.

В связи с этим, автор повторно исследовал более 20 неогеновых разрезов от колодца Карайман на востоке до колодцев Бурнак и Аще-Орпа на западе, уделив особое внимание тщательному изучению и прослеживанию контактов. Полученные результаты окончательно подтвердили принадлежность серпулево-мшанковых известняков со стеногалинной фауной на участке колодцев Джанурпа—Бурнак к туркменскому горизонту, выделенному автором [9] в разрезе среднего миоцена Западной Туркмении.

Приводим описание нескольких основных разрезов.

1. Западные отроги Большого Балхана, 6—7 км западнее колодца Карайман. На зеленовато-серых нижнемеловых глинистых песчаниках трансгрессивно залегают:

1. Песчаник известковистый темно-серый, мелкозернистый, плитчатый, с гравием, офосфоритизированной галькой и редкими обломками устриц. — 0,25 м.

2. Устричник, состоящий из крупных раковин *Ostrea (Crassostrea) gryphoides* Schloth., O. (C.) *gryphoides* Schloth. var. *gingensis* Schloth., O. (C.) *gryphoides* Schloth., var. *angustata* de Serr. — 0,25 м.

3. Песчаник известковистый, буровато-серый, крупнозернистый, с остатками хламисов, мелких устриц и спондилусов. — 0,5 м.

4. Алевроит известково-глинистый, красноцветный, с прослойками листоватых красных глин, обломками морских ежей, червей, хламисов и модиол. — 0,5 м.

5. Песчаники буровато-серые, мелко- и среднезернистые, косослоистые, с примесью гравия и прослоем (0,4 м) гравийно-галечникового конгломерата. — 20 м.

6. Глыбово-валунные конгломераты юрянинской свиты, залегающие на подстилающих отложениях с глубокими карманами размыва.

Подобный разрез прослеживается до района мыса Иртыкбурун.

II. Район горы Белек, по азимуту 65° СВ от станции Белек. На зеленых верхнеэоценовых глинах залегают:

1. Алеврит известково-глинистый, коричневатобурый, с прослоем кровяно-красной глины. — 0,25 м.

2. Песчаники буровато-коричневые, серые, желтоватые, косослоистые, разнозернистые с прослоями гравелитов и галечников. — около 40 м.

3. Горизонт мшанковых конкреций. Серые мшанковые известняки образуют огромные (до 2,5—3,0 м) яйцеобразные и караваяеобразные конкреции, содержащие остатки разнообразных соленолобивых моллюсков *Corbula?* sp. ind., *Cardium* sp., *Venerupis* sp. ind., *Loripes?* sp. ind., *Sphenia* sp. ind., *Taras?* sp. ind., *Ervilia* sp., *Dosinia?* sp. ind., *Miocardia?* sp. ind., *Arca* sp. ind., *Lucina* sp., *Modiolus* cf. *fuscus* Hörn., *Lithophaga?* sp. ind., *Micromelania* sp. ind., *Cerithium* cf. *disjunctoides* Sinz., *Trochus* cf. *maeoticus* Andrus., *Neritina* sp. ind.

Ядро конкреций состоит из скопленных глыб конгломератов и песчаников, а также отдельных валунов, «обернутых» ноздреватой серпулево-мшанковой скорлупой. Отдельные обломки песчаных известняков содержат остатки баланусов и моллюсков (*Chlamys gloria maris* Dub., *C.* cf. *malvinae* Dub., *Ostrea* ex gr. *digitalina* Dub.), характерных для хламисовых слоев, непосредственно залегающих у колодца Карайман и западнее на устричниках.

Горизонт мшанковых конкреций отчетливо прослеживается на запад, вплоть до района колодца Бурнак. В 2 км от горы Белек, у дороги на колодец Шаатлы хорошо видно, как горизонт мшанковых конкреций мощностью 2 м полого погружается под дневную поверхность. Иногда под конкрециями залегают горизонтальнослоистые серпулево-мшанковые известняки (до 0,5 м), подстилаемые полуметровым пластом валунно-галечникового конгломерата. У колодца Белек горизонт мшанковых конкреций с базальным конгломератом в основании залегают на пачке (2,5 м) известковистых песчаников, содержащих тонкий прослой с остатками крупнораковинных стеногалинных моллюсков [3, 5, 8], более многочисленных и разнообразных, чем фауна горизонта мшанковых конкреций. Общая мощность горизонта вместе с пачкой, содержащей стеногалинную фауну, до 5—6 м.

4. Глыбово-валунные конгломераты юрянинской свиты.

III. Обрыв Юрьяны-Кюре к северо-востоку (по азимуту 50°) от станции Кара-Тенгир. На зеленых верхнеэоценовых глинах залегают:

1. Глины алевритовые, буроватые, с обломками хламисов и отпечатками очень мелких других моллюсков. В деловин найден обломок крупной устрицы. — 0,5 м.

2. Алеврит глинистый и глины алевритистые, красноцветные с зеленоватыми пятнами, тонкослоистые. — 0,5 м.

3. Алевролиты глинистые, буровато-коричневые, с зеленоватыми пятнами, скорлуповатые. — 8—10 м.

4. Гравелиты пятнистые в основании с прослоем (0,6 м) буровато-серого песчаника, содержащего ядра мелких оплывших гастропод и других моллюсков. 3,0—3,5 м.

5. Известняк глинистый, зеленовато-серый, со скоплениями гальки и валунов—1 м.

6. Горизонт мшанковых конкреций. Оболочка караваяеобразных конкреций сложена серыми ноздреватыми известняками, сердцевина — белыми зернистыми известняками. Конкреции внедряются в подстилающие их известняки слоя 5 и содержат многочисленные остатки моллюсков: *Cardium* sp., *Venus* sp. ind., *Chlamys* sp., *Dosinia* sp., *Modiolus* sp. ind., *Sphenia* sp., *Turritella* cf. *turris* Bast. — 2 м.

7. Гравийные конгломераты юрянинской свиты.

IV. Далее к западу подобный разрез появляется в районе колодца Янгаджа, где на зеленых верхнеэоценовых глинах залегают красноцветные алевритовые глины и глинистые алевриты (0,7 м). За ними следуют бурые скорлуповатые глинистые алевролиты (около 9 м), подстилающие горизонт мшанковых конкреций. Последние содержат остатки моллюсков (*Synedmya* sp., *Cardium* sp. ind., *Venus* sp. ind., *Corbula* sp. ind., *Trochus* sp. ind., *Tornatina* sp. ind.) и перекрываются конгломератами юрянинской свиты.

V. Наиболее интересный и принципиальный разрез обнаружен в одном из оврагов в 1,5 км западнее родника Каскыр-Булак, где на зеленых эоценовых глинах залегают:

1. Известняки оолитовые белые, ноздреватые, скорлуповатые, серпулево-мшанковые, неяснослоистые с остатками моллюсков, характерными для зоны *Sandbergeria* караганского горизонта [9]: *Spaniodontella* ex gr. *pulchella* Baily, *Barnea* ex gr. *ujratamica* (Andrus.), *Sandbergeria sokolovi* Andrus. — около 5 м.

2. Песчаники глинисто-известковые, пятнистые, буровато-серые, мелкозернистые, скорлуповатые с примесью гравия и отпечатками спаниодонтелл и моренштерний. В основании конгломерат (0,3 м), состоящий из угловато-окатанных гальки и валунов кубадагских пород. Восточнее, у колодца Джанурпа этот пласт, выклиниваясь до 0,5 м, залегает на палеогене и покрывается горизонтом мшанковых конкреций.

— около 5 м.

3. Горизонт мшанково-серпулевых конкреций — участками оолитовых, кавернозных, скорлуповатых, с многочисленными остатками моллюсков *Cardium* sp., *Modiolus* sp. ind., *Maetra* sp., *Lucina?* sp. ind., *Pteria?* sp. ind., *Dosinia* sp., *Ervilia* sp., *Trochus* sp.

Подобная фауна содержится в мшанковых конкрециях и у колодца Джанурпа. В основании валуно-галечниковый конгломерат.

— 1,5—2 м.

4. Известняк оолитовый, глинистый розовато-серый, желтоватый с ядрами барней (*Barnea* ex gr. *sinzovi* Ossip.) и мелких гастропод.

— 0,2 м.

5. Глины песчаные, желтовато-бурые, комковатые, неяснослоистые.

— около 1 м.

6. Алеврит коричневый, неяснослоистый, с примесью дресвы и детритуса.

— 0,5 м.

7. Глина известковистая зеленая неяснослоистая; в кровле прослоек (0,1 м) белого плитчатого мергеля с редкими отпечатками гастропод.

— 0,5 м.

8. Бурые алевриты кюрянской свиты.

Слой 1—2 относится к караганскому горизонту. Слой 3, сложенный мшанковыми конкрециями, содержащими остатки разнообразных моллюсков, залегающий стратиграфически между фаунистически охарактеризованными караганскими и картвельскими (слой 4) отложениями, должен быть отнесен к туркменскому горизонту, как это и предполагал автор ранее [8]. Возраст слоев 5—7 неясен. Скорее всего, они также картвельские (фоладовые).

Таким образом, на значительной части юга Краснодарского полуострова отчетливо прослеживается горизонт мшанковых конкреций с остатками стеногалинных моллюсков. В западных разрезах (Каскыр-Булак, Джанурпа) под ним залегают заведомо караганские отложения [8]. Залегание в районе родника Каскыр-Булак фаунистически охарактеризованных картвельских отложений непосредственно над горизонтом мшанковых конкреций окончательно отвергает еще бытующее представление о конкском (сартаганском) возрасте последнего [3] и позволяет выделять горизонт мшанковых конкреций в качестве мелководной фаши туркменского горизонта. Относительно глубоководная (эрвильевая) фашия туркменского горизонта развита в 25 км к северо-востоку от Каскыр-Булака — у колодца Аще-Орпа.

В настоящее время еще невозможно составить унифицированный сводный разрез миоцена для всего юга Краснодарского полуострова. Это обусловлено в первую оче-

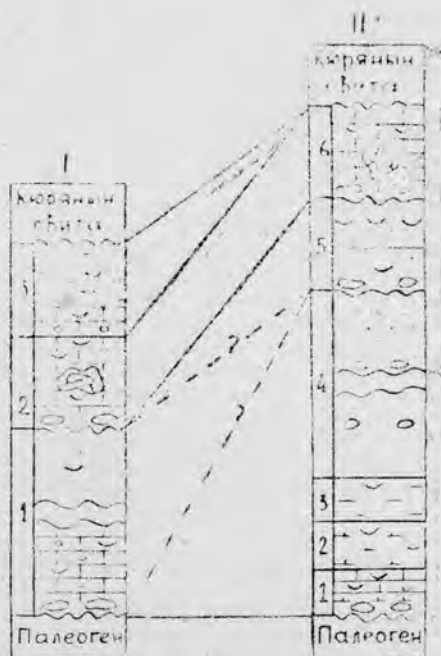


Рис. 1. Сопоставление миоценовых разрезов западной и восточной части юга Краснодарского полуострова. I. Юго-западная часть Краснодарского плато. 1—Караганский горизонт: оолитовые известняки и известковые песчаники с *Sandbergeria sokolovi* Andrus., *Spaniodontella pulchella* Batly, *Barnea ujraticana* Andrus. (до 10 м); 2—горизонт мшанковых конкреций (туркменский горизонт) с *Syndesmya*, *Maetra*, *Venus*, *Dosinia*, *Cardium*, *Lithophaga*, *Modiolus*, *Chlamys*, *Trochus*. (2 м); 3—картвельский горизонт: оолитовые известняки, глины, алевриты, в основании с *Barnea* ex gr. *sinzovi* Ossip. (2,2 м). II. Обрывы Кюрянын-Кюре. 1—Устричник с *Ostrea* ex gr. *gryphoides* Schloth. (0,5 м); 2—известковые песчаники с *Chlamys gloria maris* Dub. (0,5 м); 3—красноцветные глины и глинистые алевриты с мелкорослыми *Modiolus*, *Chlamys*, *Cardium*, *Ostrea?* (0,7 м); 4—пачка бурых скорлуповатых алевритов и песчаников с прослоями конгломератов (до 40 м); 5—белеские известняки и известковистые песчаники с крупнораквинными стеногалинными моллюсками (туркменский горизонт?) *Pitar*, *Ostrea*, *Venus*, *Arca*, *Lutraria*, *Gari* (2,5 м); 6—горизонт мшанковых конкреций (туркменский горизонт) с *Syndesmya*, *Maetra*, *Corbula*, *Cardium*, *Modiolus*, *Venerupis*, *Dosinia*, *Lithophaga*, *Cerithium*, *Trochus* (3,0 м).

редь тем, что структурно-фациальные особенности его западной и восточной частей резко отразились и на характере разреза. Так, в юго-западной части Красноводского плато (Бурнак, Каскыр-Булак, Джанурпа) миоцен представлен фаунистически охарактеризованными караганскими, туркменскими (горизонт мшанковых конкреций) и картвельскими отложениями (рис. 1, I). В то же время восточнее колодца Джанурпа под горизонтом мшанковых конкреций залегают (рис. 1, II) устричники с *Ostrea ex gr. gryphoides* Schloth., ракушечники с *Chlamys gloria maris* Dub., *S. malvinae* Dub., красноцветные алевроитовые глины с мелкорослой фауной, скорлуповатые алевролиты, а также белекские известковистые песчаники, содержащие остатки крупнораковинных стеногалинных моллюсков. Последние содержат ряд общих форм с фауной непосредственно перекрывающего их «горизонта мшанковых конкреций» и с этих позиций могут быть, с одной стороны, отнесены к туркменскому горизонту. Но, с другой стороны, определение стратиграфического положения аналогов этих отложений, установленных в разрезах Северного Устюрта, Талыша, Грузии и Украины, до сих пор еще связано с выяснением многих неясностей и противоречий.

Скорлуповатые алевролиты и песчаники континентального облика на участке Барджаклы—Карайман залегают на хламисовых ракушечниках и перекрываются валунно-глыбовыми конгломератами кюряньинской свиты. Обычно пачка этих алевролитов и песчаников относится к кюряньинской свите. Но в связи с тем, что к западу от колодца Барджаклы они залегают под «горизонтом мшанковых конкреций» и под белекскими песчаниками с крупнораковинными моллюсками, возраст их должен определяться как ниже- или среднемiocеновый (дотуркменский).

Выводы

1. Определение положения «горизонта мшанковых конкреций» между караганскими и картвельскими отложениями опровергает представления о чокракском или конкском (сартаганском) возрасте серпулево-мшанковых известняков со стеногалинной фауной, входящих в состав горизонта мшанковых конкреций на участке колодцев Белек—Бурнак. Горизонт мшанковых конкреций представляет мелководную фацию туркменского горизонта среднего миоцена.

2. В восточных обрывах Кюряньин-Кюре (Барджаклы—Карайман) развиты две самостоятельные и разновозрастные континентальные (?) толщи, разделенные значительным интервалом во времени формирования. Нижняя из них — пачка скорлуповатых алевролитов и песчаников, залегающих на хламисовых ракушечниках, — по возрасту не моложе среднего миоцена (туркменского горизонта). Непосредственно выше со следами значительного размыва залегают вторая — кюряньинская свита, возраст которой — не древнее среднего сармата.

3. Стратиграфическое положение и возраст устричных и хламисовых слоев, развитых в основании миоцена южных обрывов Кюряньин-Кюре, а также белекских ракушечников с крупнораковинными моллюсками по-прежнему остаются достоверно не выясненными.

Управление геологии и охраны недр
при СМ Туркменской ССР

Поступило
5 марта 1964 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андрусов Н. И. — Тр. Арало-Каспийской экспедиции, вып. VI, 1889.
2. Андрусов Н. И. — Материалы для геологии Закаспийской области, ч. I, вып. VII, 1905.
3. Вистелиус А. Б. и Коробков И. А. — Доклады АН СССР, т. 90, № 3, 1953.
4. Жижченко Б. П. — Стратиграфия СССР, т. XII. Издательство АН СССР, 1940.
5. Кравченко М. Ф., Мерклин Р. Л., Чельцов Ю. Г. — Тр. Моск. геол.-развед. ин-та, т. 39, 1963.
6. Луппов Н. П. и Неронова Л. В. — Геология СССР, т. XXII, ч. 1, 1957.
7. Никитюк Л. А. — Тр. ВГРО, вып. 179, 1932.
8. Судо М. М. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 1, 1962.
9. Судо М. М. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 1, 1964.
10. Тиунов К. В. и Судо М. М. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 3, 1960.
11. Узakov О. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 2, 1963.

О СТРАТИГРАФИИ ВЕРХНЕГО СЕНОНА ГАУРДАК-КУГИТАНГСКОГО РАЙОНА

Морские отложения мелового возраста широко распространены на территории юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Изучены они рядом исследователей и стратиграфия этих отложений наиболее полно и на большом фактическом материале освещалась в ряде работ [1—11].

Эти исследования позволили выделить и охарактеризовать ярусы, а также дать зональную стратиграфию меловых отложений. Однако ряд важных вопросов стратиграфии мела, в частности, верхнего его отдела, остаются нерешенными. Одним из таких вопросов является проблема верхней границы меловой системы и объем кампанского и маастрихтского ярусов.

До последнего времени [2, 3] указывалось на присутствие морских датских отложений в пределах Гаурдак-Кугитангского района. В результате исследований, проведенных в 1959 г. Г. Н. Джабаровым в Гаурдаке [1], выяснилось, что возраст основной части отложений датского (?) яруса следует считать маастрихтским. Последующие исследования позволили [6] выявить ряд подробностей по стратиграфии верхней части меловой системы, в частности, указать на отсутствие датского яруса на территории западных районов Узбекистана и соседней с ней Восточной Туркмении.

Основные выводы данного сообщения являются результатом изучения разрезов верхнего мела в пределах Гаурдак-Тюбегатанской и Ширабадской антиклиналей.

Приводим схематическое описание разрезов верхней части мела.

Разрез западной участка* (южный склон хр. Сакрытма — территория Гаурдак-Тюбегатанской антиклинали).

А. Глины голубовато-серые, известковые в своей основной массе; в верхней части зеленовато-серые, известковистые, крепкие, полураковистого излома и с незначительной примесью обломочного материала. В подошве — пласт крупнодетритового известняка, мощность 3,5 м. М=74,6 м.

Обнаружены фораминиферы, пеллециподы, морские ежи, остракоды, зубы акул; из этого комплекса определены: *Gubkinella asiatica* Suleimanov, *Cibicides* aff. *eriksda-lensis* Brotzen, *C. aff. ekblomi* Brotzen, *Nonionella* sp., *Lopha falcata* (Morton), *Ceratostreon spinosum* (Matheron) var. *malikensis* (Musafarova), *Chlamys* sp. indet., *Neithea substriatocostata* (Orb.), *Hemiaster* sp. indet.

Б. Глины зеленовато-серые, серые, серовато-зеленые, алевритовые, местами алевритистые; подчиненное положение занимают пласты известняков, мелко- и крупнозернистых алевролитов, песчаников, М=89,7 м.

Пачка увенчана пластом песчаника мощностью 1,1 м. В средней части описываемой пачки Б обнаружены фосфоритовые стяжения (до 1,0 см в поперечнике).

Обнаружены фораминиферы, пеллециподы, остракоды, зубы акул. Из этого комплекса определены: *Cibicides* sp., *Globigerina* sp., *Bulimina* sp., *Gümbelina* sp., *Gyromorphina allomorphinoides* (Reuss), *Lopha falcata* (Morton), *Ceratostreon spinosum* (Matheron), *Hoplitoplacenticeras* sp. I. Ijijn (in msc.). Выше середины пачки отмечается присутствие *Lopha falcata*, *Ceratostreon spinosum*, *Inoceramus* sp., а также неопределенные обломки аммонитов.

В. Глина известковистая, крепкая, светло-серая. М=15,0 м. В нижней части этой пачки обнаружен пласт (М=1,0 м) глины красноватого оттенка. Красный оттенок этой глины придает нижележащим породам характерный малиновый цвет и породы выделяются на местности в виде красной полосы. В этой красноватой глине найден *Acanthoscarphites* cf. *spiniger* (Schlüter).

Г. Известняк серый, желтоватого оттенка, оолитовый, с примесью песчано-алевритового материала. М=6,9 м.

В кровельной части (0,7 м) известняка наблюдается косая слоистость и в этом интервале обнаружены раковины *Liostrea lehmanni* (Rom.).

Необходимо отметить, что во всей верхней половине известняка обнаружены небольшие (до 0,02 м) гнезда белого гипса.

Д. Чередование гипсов, известняков. Гипсы белые, пластинчатые, с включением терригенных минералов; известняки белые, розового оттенка, мелкозернистые. Мощность чередующихся пластов от 2 до 5 м. Эти отложения образуют мощный моноклиналиный гребень. Изучена нами лишь нижняя часть этого гребня мощностью 15,7 м. В подошве пачки — гипс.

Обнаруженные в этом интервале известняки включают фауну пеллеципод и гастропод, из которых определены*: *Modiolus jeremejevi* Rom., *Cardita bukharensis* Vialov, *C. minutula* Rom., *Laevicardium* cf. *trifidum* Desh., *Corbis davidsoni* Desh., *Car-*

* Описание дается снизу вверх.

** Определения В. В. Джабаровой.

Сопоставление взглядов на расчленение верхнесенонских

Н. Н. Бобкова [2]			Н. Н. Бобкова [3]			Деление, принятое авторами, 1962 г.		
Возраст	Свиги	Мощность в м	Характеристика отложений	Возраст	Мощность в м	Характеристика отложений	Возраст	Характеристика отложений
Верхний сенон	IX	84,5	известняки ракушечники; в подошве — глины. <i>Gyropleura ciplana</i> var., <i>Lopha falcata</i> , <i>Liostrea acutirostris</i>	маастрихт	77	слои с <i>Lopha falcata</i> и <i>Gyropleura gaurdakensis</i>	кампан — маастрихт	горизонт с <i>Liostrea michailowskii</i> , <i>L. acutirostris</i> и <i>L. prima</i> (известняки-ракушечники, песчаники; подчиненное положение имеют известняки)
			чередование известняков-ракушечников и глин. <i>Liostrea prima</i> , <i>L. michailowskii</i> , <i>L. acutirostris</i> , <i>Ostrea tecticosta</i>					
	VIII	172	кампан	63	слои с <i>Liostrea prima</i>			
Датий (?)	X	230	глины с подчиненным положением известняков-ракушечников. <i>Ceratostreon spinosum</i>	датий (?)	187	глины, песчаники; в верхней части (около 55 м) породы закрыты делювием	маастрихт	горизонт с <i>Liostrea lehmanni</i> (оолитовый известняк)
			XI					
	XII	40		песчаники, гипсы	палеоген	30		
			С ₂ d(?)					

отложений Гаурдак-Кугитангского района

Деление, принятое авторами, 1964 г.

Возраст	Мощность в м	Характеристика отложений				
		Деление, принятое для района	Западный участок		Восточный участок	
			пачки	характерный комплекс фауны	пачки	характерный комплекс фауны
Pg ₁		известняки, гипсы	Д	Modiolus jeremejevi, Cardita bukharensis, Corbis davidsoni	Е	Lucina cf. microdonta, Cardita bukharensis, Corbula sp. Indet.
Pg ₁ (?)	до 2,4	гипсы				
маастрихт	3,2—6,9	слои с Liostrea lehmanni	Г	Liostrea lehmanni	Д ¹	Liostrea lehmanni, Desmiera divaricata, Echinobrissus aff. subitifensis, рудисты и другие пелециподы
н а п м а к	176—180	слои с Lophafalcata и Ceratostreon spinosum	В	Acanthoscaphites cf. spiniger	Г ¹	Ceratostreon spinosum var. malikensis (обилие)
			Б	Gyromorphina allomorphinoides, Lophafalcata, Ceratostreon spinosum, Hoplitoplacenticeras sp. 1, Inoceramus sp. и обломки неопределимых аммонитов	В ¹	Nonionella sp., Ceratostreon spinosum var. malikensis, Inoceramus sp. indet., Catopygus sp. indet., Hemister sp. indet.
			А	Gubkinella asiatica, Lophafalcata, Ceratostreon spinosum var. malikensis Neithea substriatocostata, Chlamys sp. indet., Semisolarium cf. karapudiense	Б ¹	Haplophragmoides sp., Lophafalcata, Ceratostreon spinosum var. malikensis, Korobkovitrigonia sp. ind., Scaphella campanica, Phymosoma (?) sp. indet.
					А ¹	Anomalina vesca, Vaginulina ex gr. legumen, Lophafalcata, Ostrea tecticosta turkmenica, O. cretacea tadjikistanica, Ceratostreon spinosum var. malikensis, Chlamys dujardinii
	100—131	слои с Liostrea michailowskii, L. acutirostris и L. prima				

dium cf. alterans Reuss., Cerithium zerawschanensis Vial., а также представители родов: Lucina, Panope, Potamides, Natica.

Разрез восточного участка (составлен в районе ущ. Газ и ручья Талхаб в пределах Ширабадской антиклинали).

A¹. Известняки крупнодетритовые, зеленые, желтовато-зеленые, с подчиненным прослоем алевролита. M=30,3 м.

В подошве пачки — известняк с обилием пелеципод, из которых определены: Chlamys dujardini (Roemer), Lophia falcata (Morton), Ostrea cretacea tadjikistanica Bobkova. Этот известняк выделяется на местности в виде грибки.

Вышележащие породы охарактеризованы фораминиферами и устрицами: Anomalina vesca (Bykova), Vagiulina ex gr. legumen L., Lophia falcata (Morton), Ostrea tecticosta turkmenica Borneman, Ceratostreon spinosum (Matheron) var. malikensis (Muzafarova).

B¹. Алевролиты серые, зеленовато-серые, темных и светлых оттенков, мелкозернистые, реже — песчанистые. M=52,1 м.

В этой пачке обнаружены фораминиферы, пелециподы, морские ежи (панцири и иглы): Anomalina sp. indet., Nalophragmoides sp., Milliolina sp., Pinna cf. decussata (Goldf.), Liopistha cf. aequivalvis (Goldf.), Lophia falcata (Morton), Ceratostreon spinosum (Matheron) var. malikensis (Muzafarova), Liostrea sp., Korobkovitrigonia sp., Pymosoma sp., Hemiaster sp. indet.

B¹. Алевролиты зеленовато-серые, мелкозернистые, с подчиненным положением известняков, песчаников, глин. Необходимо отметить, что в подошве пачки — пласт известняка (5,1 м), в кровле — глина (1,6 м) малинового цвета (аналог глины из пачки Б западного участка). M=77,0 м.

Эта пачка охарактеризована фораминиферами, пелециподами, остракодами, морскими ежами. Из этого комплекса определены: Nonionella sp., Ceratostreon spinosum (Matheron) var. malikensis (Muzafarova), Neithea sp., Inoceramus sp. indet., Catorypus sp. indet. Hemiaster sp. indet.

Г¹. Алевролит серый, местами зеленый, крупнозернистый, подстилается слабоцементированным песчаником. M=18,8 м.

В нижней части пачки обнаружен пласт песчаника (M=0,35 м) с обилием мелких экземпляров устриц — Ceratostreon spinosum (Matheron) var. malikensis (Muzafarova).

Д¹. Известняк серый, микрозернистый, с голубоватым оттенком в нижней части. M=3,2 м.

В этой части обнаружена фауна устриц, гастропод, морских ежей, а также известняковая галька. Из комплекса фауны определены: Liostrea lehmanni (Rom.), Lima sp. ind., Glycymeris sp. ind., Megatrigonia sp. ind., Cardium sp. ind., Desmiera divaricata (Orb.), Echinobrissus aff. subsitifensis (Cotteau), а также неопределенные рудисты и фрагмент связки Anisomyaria.

E¹. Известняки белые, светло-серые, оолитовые; подчиненное положение имеет гипс (M=1,75 м), залегающий в подошве, а также песчаник и алевролитовый известняк. M=24,75 м.

Эта пачка — нижняя часть известняково-гипсовой толщи бухарских слоев (?). В пачке обнаружены мелкие формы пелеципод и гастропод, из которых определены: Lucina cf. microdonta Desh., Corbula sp. indet., Cardita bukharensis Vial., Panope sp.

Для удобства сопоставления взглядов различных авторов на расчленение верхней части меловых отложений, мы использовали материалы исследователей стратиграфии именно Гаурдак-Кугитангского района. В прилагаемой схеме приведены взгляды Н. Н. Бобковой (в основном по изучению разреза горы Балхана) и наши данные по соседним районам.

В связи с тем, что разрез восточного участка (разрез Газдагана по В. Д. Ильину) изучен нами полнее, мы ссылаемся лишь на свои данные.

Породы пачек А и А¹ залегают на слоях с Liostrea michailowskii, L. acutirostris и L. prima, отнесенных к нижнему кампану [6].

Пачки А, Б и В западного участка и пачки А¹, Б¹, В¹, Г¹ восточного участка объединены в слои с Lophia falcata и Ceratostreon spinosum, кампанский возраст которых считается бесспорным по присутствию аммонитов — Hoplitoplacenticeras sp. h Pijp, найденных впервые в кампане Кошабулака, Кабаклы, и Acanthoscaphites cf. spiniger (Schlüfer) — вида, характерного для верхнего кампана. Следует указать, что сопоставление западного и восточного участков делает убедительной нашу точку зрения на проведение границы между кампаном и маастрихтом по подошве известняка, включающего характерный вид устрицы — Liostrea lehmanni (Rom.), возраст которой, бесспорно, маастрихтский, по крайней мере для Приамударьинской группы районов.

На западном участке маастрихт выделен в объеме пачки Г, в которой не найдено другой фауны, а на восточном участке (пачка Д¹) вместе с Liostrea lehmanni обнаружено большое количество панцирей морских ежей — Echinobrissus aff. subsitifensis Cotteau, единичная раковина гастроподы — Desmiera divaricata (Orb.). Вост-

аст этой гастроподы маастрихтский, а морской еж близок к виду, описанному из маастрихтских отложений Алжира [12]. Кроме того, остались неопределенными рудиты, тригонии и другая пелелиподовая фауна.

Породы вышеотмеченных пачек перекрыты гипсами и известняками (пачка Д западного участка и пачка Е — восточного). Маастрихтские отложения перекрыты маломощным гипсом, который в свою очередь перекрыт известняком, включающим фауну моллюсков, характерных для палеоценовых отложений. Нам трудно решить вопрос о принадлежности их к монсу или тенету, однако анализ этой фауны, произведенный В. В. Джабаровой, позволяет более определенно высказаться в пользу тенетского возраста. Тем не менее, остается неясным вопрос об аналогах акджарских слоев [7] в изученных разрезах. Спорность выделения также монса или тенета вынуждает нас условно отнести маломощный пласт гипса (нижняя часть пачек Д и Е) по возрасту к палеоцену, а вышележащие известняки к нерасчлененному палеоцену.

Следов размыва между известняками (слои с *Liostrea lehmanni*) и вышележащими отложениями нет и, как указывалось при описании разреза, замечена косая слоистость и найдена известняковая галька. Эти факты говорят скорее всего о неспокойном, прибрежном характере маастрихтского моря.

Выводы

1. Кампанский ярус в изученном районе следует выделить в объеме слоев с *Urolophus falcata* и *Ceratostreon spinosum* сверху и слоев с *Liostrea michailowskii*, *L. acurostris* и *L. prima* (внизу).
2. Маастрихтский ярус выделен в объеме горизонта с *Liostrea lehmanni* (Rom.). Маломощность отложений этого века в настоящее время трудно распространять на весь район, однако пласт известняка с маастрихтской фауной обладает значительной выдержанностью по простиранию и за пределами изучаемого района.
3. Вопрос о присутствии нижнепалеоценовых отложений в настоящее время нельзя решить однозначно. Важно отметить, что морских отложений с характерной фауной морских ежей в изучаемом районе, да и вообще в юго-западных отрогах Гиссара, в настоящее время не обнаружено.
4. Общая мощность верхнесенонских отложений менее всего на востоке (восточный участок), а наиболее в средней части района [2, 3, 5].
5. Перерыв в отложениях маастрихтских и вышележащих отложений внешне не замечается и нельзя сейчас говорить определенно как в пользу размыва, так и о приостановке (паузе) в накоплении осадков.

Институт геологии
ГГК СССР

Поступило
9 апреля 1964 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Айзберг Р. Е. — Тр. ВНИГНИ, вып. XXXV, Л., 1961.
2. Бобкова Н. Н. — Геология СССР, т. XXII, Туркменская ССР, М., 1957.
3. Бобкова Н. Н. — Проблема нефтегазоносности Средней Азии, вып. 7, 8, М., 1961.
4. Быкова Н. К. — Материалы к изучению фауны форамнифер сеномана Бухарской области, ВНИГРИ, Л.—М., 1947.
5. Ильин В. Д. — Материалы по геологии и нефтегазоносности Средней Азии, М., 1959.
6. Ильин В. Д. — Автореферат диссертации, М., 1963.
7. Крейденков Г. П. — ДАН СССР, т. 151, № 4, М., 1963.
8. Луппов Н. П. — Тр. ВНИГНИ, вып. XXIII, 1959.
9. Луппов Н. П. — Тр. ВСЕГЕИ, вып. 14, Л., 1963.
10. Симаков С. Н. — Меловые отложения Бухаро-Таджикской области, М., 1952.
11. Симаков С. Н. — Советская геология, № 1, М., 1959.
12. Cotteau Peron et Gauthier — Echinides fossiles de l'Algerie, t. II, 1880—1884, Paris.

УСЛОВИЯ ЗАМЕЩЕНИЯ ДАНБУРИТА ПРОБЕРТИТОМ И УЛЕКСИТОМ

Продолжающееся изучение условий боросиликатной минерализации сульфатных отложений Средней Азии, описанной в 1961—1963 гг. Д. Ишниязовым и другими исследователями, позволило обнаружить необычное явление замещения боросиликата боратами.

Единственным, но широко распространенным минералом бора среди гипс-ангидритовой толщи до последнего времени считался данбурит $\text{CaB}_2\text{Si}_2\text{O}_8$. В 1962 г. в этих отложениях были найдены и описаны два многоводных натрий-кальциевых бората — пробертит $\text{NaCaB}_5\text{O}_9 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ и улексит $\text{NaCaB}_5\text{O}_9 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$.

Тонкодисперсный данбурит присутствует в массе гипс-ангидрита в виде неравномерно распределенных округлых включений белого цвета, диаметром от долей миллиметра до нескольких сантиметров (рис. 1).

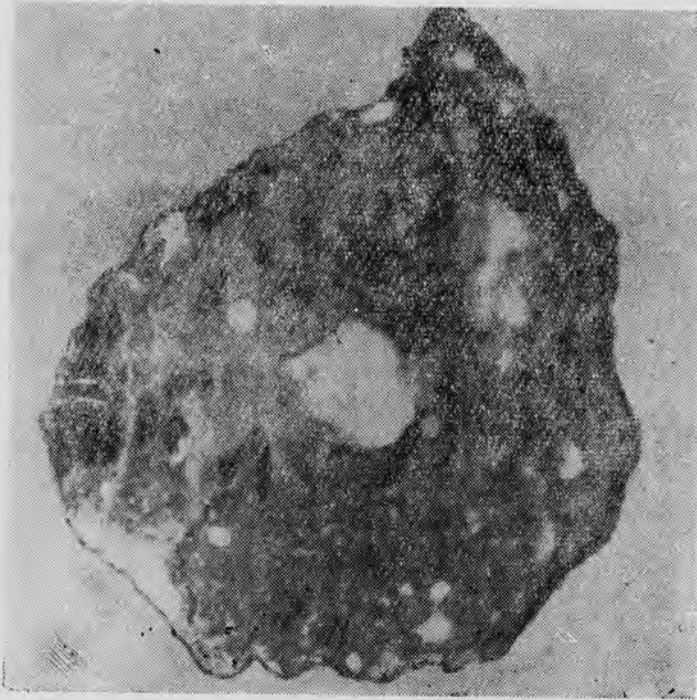


Рис. 1. Включения данбурифта в гипсе. (Уменьшено в 4 раза).

Пробертит в гипсах образует выделения по форме и размерам аналогичные данбуритовым, но отличающиеся от них несколько меньшей плотностью, шелковистым блеском и микроволокнистой текстурой.

Улексит в гипсах встречается в виде желваков аналогичных пробертитовым, но кроме того он образует тонкие прожилки по трещинам, и изредка на поверхности гипса и стенках крупных полостей встречается в виде небольших шарообразных выделений, известных как «cotton Balls».

Боратовая минерализация развита на значительных по размерам участках гипсов, обнажающихся в виде широкой полосы вдоль подножья горного хребта. Пласты гипсов, несущих данбуритовую минерализацию, на этом участке залегают выше уровня подземных вод и подвержены интенсивному карстованию. Карстовые воронки имеют отвесные стенки, сложенные шестоватым разрушенным гипсом, в которых в отдельных местах намечаются следы бороносных горизонтов.

Однако в самих горизонтах данбурит полностью замещен пробертитом и улекситом. Только в одном случае, при микроскопическом изучении боросодержащих гипсов, нам удалось отметить реликты, данбурифта в массе пробертита. Процесс выноса бора из

данбурита и развития боратовых новообразований идет в настоящее время, о чем свидетельствуют корочки улексита, отлагающиеся на поверхности разрушенных, покрытых суглинками гипсов и самих суглинках (рис. 2).

Об интенсивности разрушения данбурита представляется возможным судить по такому факту. Весной 1961 г. в толще бороносных гипсов пробурена гидрогеологическая скважина, по которой из подстилающих сульфатные отложения известняков получены нормальные для этого района рассолы. Состав их, записанный по формуле Курлова,

следующий: $M_{40} \frac{Cl_{89} SO_{11}^4}{Na_{84} Ca_{12} Mg_4}$; $CO_2 + HCO_3^-$ не обнаружено, содержание бора, в пересчете на ортоборную кислоту, составляет несколько десятков миллиграммов на литр.

Через три месяца после окончания бурения скважины, проба воды, отобранная из ее

ствола, имела следующий состав: $M_{15} \frac{SO_{61}^4 Cl_{21} HCO_3^-}{Na_{61} Mg_{18} Ca_{15}}$,

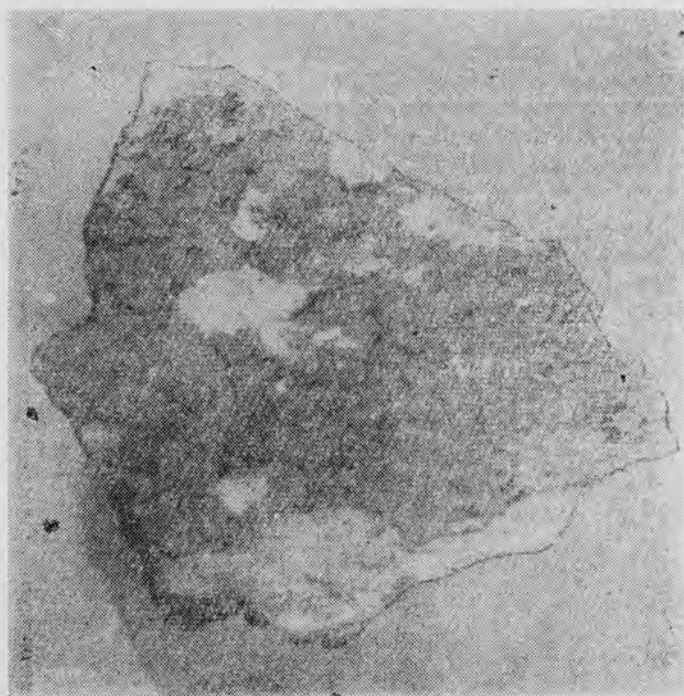


Рис. 2. Натечные формы улексита на разрушенной и покрытой суглинком поверхности гипса. (Уменьшено в 4 раза).

содержание HCO_3^- — 1641 мг/л, что является свидетельством процессов, происходящих с участием растворенного углекислого газа, а содержание в воде ортоборной кислоты увеличивалось в 100 раз.

Проведенная впоследствии гидрогеологическая откачка показала, что объем воды с высоким содержанием бора составляет 500—600 л. Причем содержание бора уменьшилось в процессе откачки одновременно с повышением минерализации рассола и приближением его химического состава к составу вод подстилающих известняков.

Таким образом, целый ряд наблюдений показывает, что данбурит, рассеянный в толще сульфатных отложений, в зоне активного водообмена разрушается инфильтрационными водами. Разрушение данбурита сопровождается выносом бора, накоплением его в воде в больших концентрациях и затем переотложением в виде легко растворимых боратов улексита и пробуртита. Геохимия процесса замещения данбурита

боратами до сих пор совершенно не изучена, хотя косвенным указанием на возможность такого явления следует считать известные данные об образовании самого данбурита [4].

В рассматриваемом случае представляется вероятной следующая геохимическая схема этого процесса.

Инфильтрационные воды с высоким содержанием свободной углекислоты, проходя сквозь толщу сульфатных отложений, обогащаются ионом SO_4^{2-} в концентрациях, допускающих существование в растворе свободной серной кислоты. Воды такого состава обладают, по-видимому, весьма большой растворяющей способностью и благодаря присутствию углекислоты весьма агрессивны по отношению к боросиликатам [3].

Пронитывая разрушающуюся гипсовую толщу, которая обладает достаточной проницаемостью, воды растворяют данбурит. При этом окись кремния переходит в раствор и выносится в виде кремнекислоты. Кальций, взаимодействуя с сульфат-ионом, отлагается на месте в виде вторичного гипса, а освободившийся при растворении данбурита бор образует в растворе, в условиях низких значений pH, ортоборную кислоту [1].

При достижении достаточных концентраций в растворе ортоборной кислоты и ионов натрия и кальция, происходит осаждение из раствора легко растворимого многоводного натрий-кальциевого борато-улексита $NaCaB_5O_9 \cdot 8H_2O$.

Высокая температура воздуха и низкая влажность, обусловленные климатическими особенностями района, способствуют дегидратации улексита и образованию другого бората, аналогичного по составу, но с меньшим содержанием кристаллизационной воды — пробертита — $NaCaB_5O_9 \cdot 5H_2O$ подобно тому, как процессы дегидратации гипса приводят в этом районе к широкому развитию с поверхности полугидрата.

Дегидратация улексита является, по-видимому, той причиной, которая обуславливает здесь значительное преобладание пробертита над улекситом.

Важно также отметить, что борсодержащие воды при своем движении вниз достигают уровня подземных вод, но не смешиваются с ними в силу меньшей минерализации и удельного веса, а образуют линзу в их верхней части, как это следует из приведенного примера. Таким образом, постоянно сохраняется возможность накопления боросодержащих вод, увеличения содержания в них борной кислоты и последующей садки боратов.

Поступило
21 января 1964 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Валяшко М. Г. — Сб. Химия боратов, Рига, 1953.
2. Ишниязов Д. — ДАН УзССР, № 10, 1960.
3. Щербakov А. В. — Гидрохимические исследования при поисках и разведке подземных боросодержащих вод. Госгеолтехиздат, 1961.
4. Яржемский Я. Я. — ДАН СССР, № 5, 1953.

М. М. Фартуков

О САНТОНСКОМ ЯРУСЕ КРАСНОВОДСКОГО ПОЛУОСТРОВА, ЦЕНТРАЛЬНЫХ И СЕВЕРНЫХ КАРА-КУМОВ

Отложения сантонского века в пределах Красноводского полуострова и Кара-Кумов выделены по данным бурения [3, 5, 6, 9, 11]. Имеющийся палеонтологический материал и его положение в разрезах скважин не везде позволяют решить вопрос об объеме и распространении отложений, относимых к сантону. В некоторых случаях, например, по центральной части Кара-Кумов [4, 5] и Южному Приаралью [6], предпринимались попытки расчленения сантонских отложений на подъярусы, однако они не совсем четко обоснованы [3, 5, 6].

Стратиграфическое расчленение разрезов скважин можно осуществить методом сравнения кривых карбонатности и глинистости, составленных по обнажению с электрометрическими кривыми, полученными по скважинам. Последовательное сравнение их показывает, что объем и распространение сантонских отложений в различных районах неодинаковы.

Хотя условия электрометрического исследования для каждой скважины различны, так как скважины удалены друг от друга на значительные расстояния, характер кривых остается сходным. Изменение содержания карбоната кальция отражается на кривой кажущегося сопротивления (КС). Сказанное иллюстрируется кривой карбонатности, построенной по скважине № 186* (рис. 1). На чертеже видно, что основные реперы выделяющиеся на кривой КС повторяются кривой карбонатности, несмотря на небольшое в общем количество образцов и их неравномерное распределение. Очевидно, кривая собственной поляризации скважины (ПС) отражает до некоторой степени содержание глинистой примеси в породах.

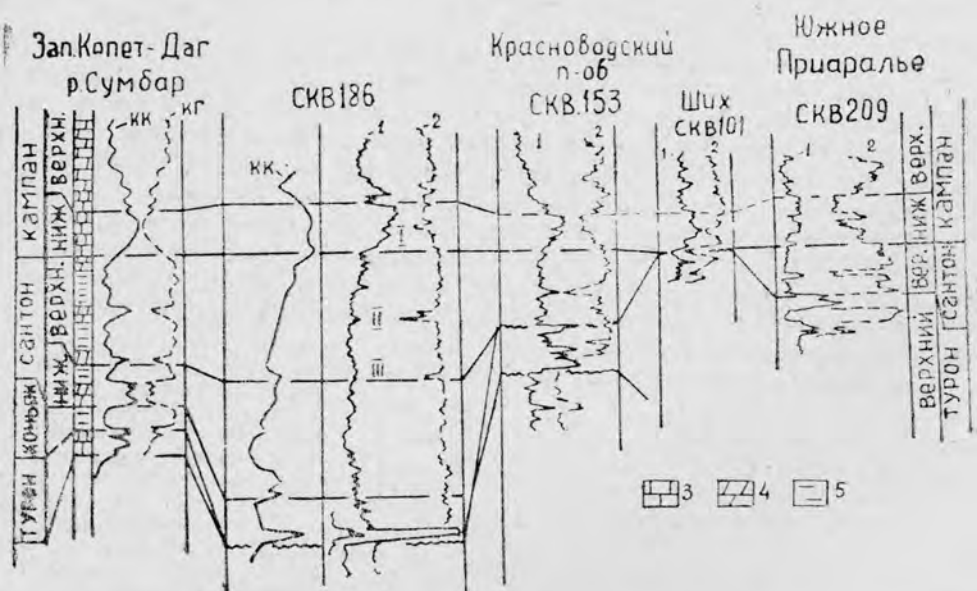


Рис. 1. Схема сопоставления сантонских отложений. КК—Кривая содержания карбоната кальция в %; КГ—содержание глинистой фракции, в %; 1—кривая кажущегося сопротивления (КС); 2—кривая собственной поляризации (ПС); 3—известняки; 4—мергели; 5—глины.

На основании изложенного произведена увязка скважины № 186 с обнажением Сумбарской долины** (рис. 1***). Из чертежа видно, что в обнажении и в скважине выделяется ряд выдержанных пачек и слоев, отличающихся своей характеристикой, которые служат надежными реперами при корреляции. Одним из таких реперов являются нижнекампанские известняки, отмечающиеся высоким значением КС в скважинах. Нижнекампанский репер (1) уверенно прослеживается на большой площади — от Красноводского полуострова до Кабаклы. Это позволяет проводить нижнюю границу нижнего кампана везде одинаково. Не менее характерным репером является прослой известняка внутри мергельной толщи верхнего сантона, выделяющийся более высоким значением КС на фоне более низких, которыми выражены мер-

* Скважина № 186 находится в 55 км к востоку-северо-востоку от оз. Ясхан.

** Разрез взят у А. А. Атабеяна и А. А. Лихачевой [2].

*** Соотношение масштабов обнажения и скважин 1:4.

тельные породы. Верхнесантонский репер (II) также имеет широкое распространение. Третий репер (III) расположен на границе между верхним и нижним сантоном. Он прослеживается лишь там, где присутствуют отложения нижнего сантона (Казы-Модарский район).

Необходимо указать, что увязка обнажения со скважинами и корреляция подкрепляются палеонтологическими данными. Так, на нижнекампанский возраст репера I указывают *Inoceramus cf. azerbaijanensis* Aliev. (скважина № 209), во многих скважинах из этих известняков определены *Bolivinooides decoratus* (Jones), *Cibicides femirensis* Vass. [1, 7, 9]. Проведение границы между нижним и верхним сантоном в скважине № 186 подкрепляется нахождением несколько выше репера III *Apomalina stelligera* (Marie), являющейся зональной формой верхнего сантона Мангышлака [4].

Опираясь на увязку скважины № 186 с обнажением путем прослеживания реперов по другим скважинам, расположенным в различных районах Туркмении, можно сделать вывод о том, что в пределах Красноводского полуострова, центральной и северной частей Кара-Кумов сантонские отложения представлены либо верхним подъярусом, либо совсем выпадают из разреза.

На Красноводском полуострове, как и всюду на описываемой территории, верхнесантонский подъярус сложен мергелями. Корреляция показывает, что они налегают трансгрессивно либо на верхний турон [12], либо на сеноманский ярус. Верхнесантонские отложения распределены не повсеместно. Например, в районе Карши на сеномане непосредственно залегают нижние горизонты нижнего кампана, содержащие *Bolivinooides decoratus* (Jones) [7]. Севернее, вдоль кос, отделяющих залив Кара-Богаз-Гол от Каспийского моря, в скважинах (снизу) последовательно появляются горизонты верхнего сантона. К югу от пос. Кошоба по скважинам наблюдается выпадение снизу вверх сначала туронских, затем верхнесантонских прослоев. В этих условиях мощность верхнего сантона меняется от 0 до 40 м. Максимальная ее величина наблюдается в районе пос. Кошоба и Бекдаш.

На площади Южного Приаралья и центральной части Кара-Кумов, как пока-

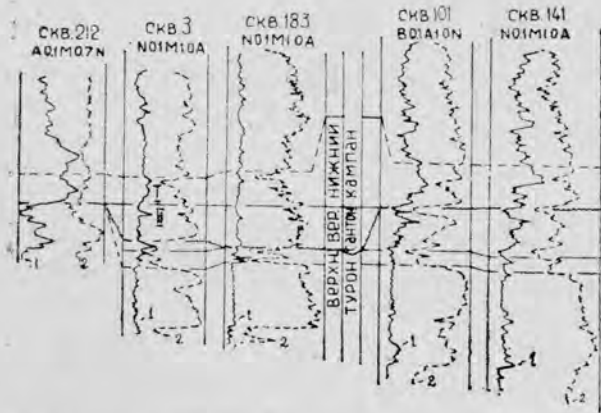


Рис. 2. Сопоставление сантонских отложений Центральных Кара-Кумов. Условные обозначения те же, что и на рис. 1.

зывает корреляция, распространены верхний сантон, который, однако, присутствует лишь в прогибах, разделяющих отдельные поднятия — Акчакаинское, Дарвазинское, Шорджинское (район оз. Сарыкамыш). В указанных районах в основании карбонатной сенонской толщи пород присутствует фосфоритовый горизонт, указывающий косвенно на разрыв. Последний хорошо виден при региональном сопоставлении. Особенно четко перерыв на границе турона и сенона заметен на чертеже (рис. 2). Независимо от того, какие части сенона налегают на туронские отложения, видно выпадение верхних слоев турона, из которых определен *Holaster cf. planus* Matn. и ком-

плекс фораминифер туронского возраста [3, 5]. На электрометрических диаграммах указанные слои выражены более высокими значениями КС и дифференцированной ПС. Необходимо указать, что скважина № 183 расположена в прогибе между Дарваза-Зеаглинским и Акчакаинским поднятиями. Скважина № 3 находится в 70 км к северу от Серного Завода. Скважина № 212 пробурена в районе оз. Сарыкамыш. Две последние скважины расположены в пределах Дарваза-Зеаглинского поднятия. На поднятии верхняя пачка турона, характеризующаяся высоким КС, отмечается повсеместно. Поэтому трудно определить наличие перерыва в основании сенона. Сопоставление электрометрических диаграмм по скважинам, расположенным на самом

поднятия, и скважинам, находящимся за пределами его, показывает, что между туроном и сеноном существует перерыв, подчеркивающийся изменением мощности верхнего сантона, вследствие выпадения или появления отдельных прослоев в низах его. Подобная картина, как мы видели, характерна для района Краснодарского полуострова. Очевидно, это свидетельствует о росте структур с начала верхнесантонского времени. Причем рост поднятий продолжается местами до начала кампанского века (район пос. Карши, Дарваза-Зеаглинское, Акчакаинское, Шорджинское поднятия, район г. Тахта). Нижнесантон-коньякские отложения были размыты. Размыв захватил и верхние горизонты турона. В тех скважинах, в которых увеличена мощность верхнего сантона, хорошо виден тот же верхнесантонский репер (II). Мощность верхнего сантона для Южного Приаралья и центральной части Кара-Кумов меняется от 0 до 26 м.

Из вышеизложенного выявляется некоторая общая закономерность в распространении нижнесантонского подъяруса. Отложения последнего присутствуют в южной части западного погружения Туаркыра и вдоль его восточного борта [8]. Южнее он вскрыт скважинами. Мощность его меняется с 20—30 м (Туаркыр) до 50—60 м в Юго-Западных Кара-Кумах (Казы-Модарский район, район Бахардока). При этом он залегает либо на коньякских отложениях (скважина № 186, район Модара), либо на сеноманском ярусе (Казы).

К востоку от Туаркыра, в Кара-Шоре, отложения нижнего сантона отсутствуют. В обнажении Кара-Шора, как и в смежном районе Южного Приаралья, в основании карбонатной толщи сенона залегает 1,5-метровый прослой сильно известкового алевролита с желваками фосфоритов, фосфоритизированных раковин аммонитов, ежей, брахиопод, пелеципод. Из этого прослоя по нашим сборам Г. Н. Джабаровым определены морские ежи *Conulus cf. subconicus* (Orb.), *Micraster cf. leskei* (Desm.), а также аммониты (по определению А. А. Манья): *Scaphites geinitzi* Orb., *Lewesiceras cf. peramplum* (Mant.). В совокупности морские ежи и аммониты указывают на чернотуронский возраст. Выше фосфоритоносного прослоя, из мергелей, Г. И. Чирва определены *Stensioina exculpta* (Reuss.), *Ataxophragmium orbignyiformis* Mjatl., *Anomalina costulata* (Marie), *An. stelligera* (Marie), *Gaudryina laevigata* Frank., указывающие на верхнесантонский возраст вмещающих их отложений. Аналогичное мнение высказано Г. Ф. Пантелеевым и Е. А. Киченко [10] на основании изучения фораминифер.

Как видно, подобное сочленение турона и сенона наблюдается и по скважинам восточнее.

Выводы

1. Нижний сантон присутствует на южном склоне платформы (Юго-Западные Кара-Кумы, район Бахардока). На Краснодарском полуострове, Кара-Шоре, Южном Приаралье и Центральных Кара-Кумах нижний сантон не фиксируется.
2. Присутствующие в указанных районах сантонские отложения представлены верхним подъярусом; местами они совсем выпадают из разреза и в этом случае кампанские отложения налегают либо на сеноманский ярус (Красноводский полуостров), либо на турон (Центральные и Северные Кара-Кумы).
3. Изменение мощности верхнесантонских отложений происходит в результате появления и исчезновения отдельных горизонтов в основании подъяруса, что является следствием роста структур.

Центральная комплексная тематическая экспедиция
УГ и ОН при СМ Туркменской ССР

Поступило
9 апреля 1964 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеева Л. В. — Фауна фораминифер меловых отложений Краснодарского полуострова. ИГРГИ АН СССР. Изд-во АН СССР, 1963.
2. Атабеян А. А., Лихачева А. А. — Тр. ВСЕГЕИ, вып. 10. Гостоптехиздат, 1961.
3. Брюн И. С., Радюкевич Н. М., Смолко А. И. — Тр. ВСЕГЕИ, вып. 14. Гостоптехиздат, 1963.
4. Василенко В. П. — Тр. ВНИГРИ, вып. 171. Гостоптехиздат, 1961.
5. Габриэлянц Г. А. и др. — Тр. ЦКТЭ, вып. 1. Гостоптехиздат, 1963.
6. Долицкая И. В. — Тр. ВНИГНИ, вып. XXXV. Гостоптехиздат, 1961.
7. Забелина Т. М. — Некоторые данные о стратиграфическом расчленении по фауне фораминифер верхнемеловых отложений обрамления залива Кара-Богаз-Гол. ИГРГИ АН СССР. Изд-во АН СССР, 1963.

8. Кузнецов В. П., Титова М. В. — Тр. ВСЕГЕИ, вып. 2. Гостоптехиздат, 1961.
 9. Левшин Б. А., Фартуков М. М. — Нефтегазовая геология и геофизика, № 3, 1963.
 10. Пантелеев Г. Ф., Киченко Е. А. — Тр. СПК, вып. 2. Гостоптехиздат, 1961.
 11. Шевченко Н. Г. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 2, 1960.
 12. Фартуков М. М., Левшин Б. А. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 2, 1962.

А. А. Дубинский

К СТРАТИГРАФИИ ПОГРАНИЧНОЙ ТОЛЩИ МЕЛА И ПАЛЕОГЕНА В БАДХЫЗЕ

Между палеонтологически охарактеризованными отложениями маастрихта и бухарских слоев палеогена в Бадхызе обнажена толща красноцветных пород мощностью до 400 м. Эта толща сложена пачками красно-коричневых глин сильно карбонатных алевритовых, зачастую сильно огипсованных, переслаивающихся с пластами розовато-бурых песчаников, преимущественно мелкозернистых известковых. На западе района, в хребте Даната-Гермаб в 150 м ниже кровли толщи в разрезе среди красноцветов прослежена пачка светлых зеленовато-серых пелитоморфных известняков, выклинивающаяся к юго-востоку. В низах этой пачки содержится маломощный (0,3—0,5 м) пласт серо-зеленого известняка с остатками раковин пелелипод.

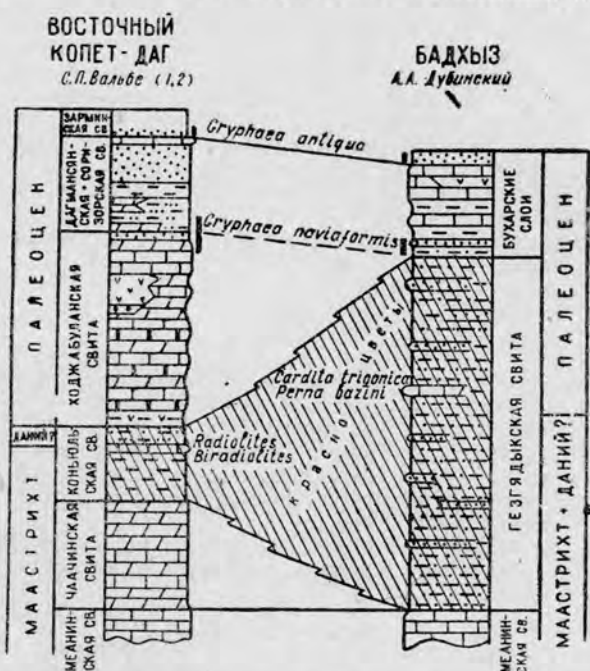


Рис. 1. Сопоставление разрезов верхов меловых и палеогеновых отложений Бадхыза и Восточного Копет-Дага.

гезгядьская свита [2], обнаружил в ее низах остатки *Inosegatus* sp. На основании этой находки с учетом материалов С. П. Вальбе, возраст свиты определен как верхний маастрихт—даний—монс (?). Предположение о нижнепалеоценовом возрасте верхов гезгядьской свиты основано на отсутствии следов размыва на границе ее с бухарскими слоями, сопоставляемыми с тенетским ярусом.

Анализ палеонтологических остатков, отобранных из отмеченного выше пласта известняка, залегающего в 150 м ниже кровли красноцветной толщи, дает дополнительный материал для суждения о возрасте рассматриваемых отложений. Здесь, по определению Л. В. Мироновой, присутствуют *Cardita trigonica* Netsch., *Perna cf. Bazini* Desh. Первый вид известен из бухарских отложений Бадхыза и палеогена Поволжья, а второй — из бухарских слоев Ферганы. Следовательно, можно принять палеоценовый возраст по крайней мере для верхних 150 м гезгядьской свиты.

Сравнивая интересующую нас часть разреза меловых и палеогеновых отложений Бадхыза и Восточного Копет-Дага, можно заметить, что мощность красноцветной толщи уменьшается в северо-западном направлении в несколько раз, тогда как мощности других подразделений меловой и палеогеновой систем наоборот в этом направлении увеличиваются. Обращает внимание отсутствие в Бадхызе аналогов ходжабуланской (палеоцен) и чаачинской (маастрихт) свит Восточного Копет-Дага (по последним данным, маломощная пачка пород, развитая на юге Бадхыза, относившаяся ранее к чаачинской свите, принадлежит скорее всего меанинской свите).

По-видимому, бухарские отложения Бадхыза соответствуют соризорской и более молодым свитам палеоцена Восточного Копет-Дага, что подтверждается находками в их нижней части *Gryphaea naviaeformis* Dmitriev, характерных для верхов ходжабуланской и нижней части соризорской свит.

Выводы

Гезгядыкская свита Бадхыза соответствует по времени образования чаачинской, каньольской и ходжабуланской свитам Восточного Копет-Дага (см. схему).

По-видимому, в рассматриваемый период район Бадхыза находился ближе к воздымавшейся на юго-западе суше, на что указывает и гранулометрический состав пород, и поэтому здесь раньше началось и позже окончилось накопление осадков в лагунно-континентальных условиях.

Центральная Каракумская
нефтегазразведочная экспедиция

Поступило
26 марта 1964 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вальбе С. П., Джабаров В. В. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 2, 1961.
2. Калугин П. И., Дмитриева А. В. — Труды ИГ АН ТССР, т. IV, 1962.

Л. Д. Ятченко

О ВОЗРАСТЕ «НАДАКЧАГЫЛЬСКИХ» КОНГЛОМЕРАТОВ

В предгорьях Западного Копет-Дага на морских осадках акчагыла залегают толща континентальных конгломератов мощностью до 100 м, описанная И. И. Никшичем [2] как свита надакчагыльских конгломератов. Возраст свиты условно определяется как апшеронский [1]. При изучении надакчагыльских конгломератов автору удалось обнаружить прослой известняков с ископаемыми остатками, что позволило существенно уточнить возраст.

На южном крыле синклинали у родника Алямли «надакчагыльские» конгломераты с разрывом залегают на буровато-красных песчанистых глинах акчагыла, а на северном крыле — на белых известняках и песчаниках миоцена с угловым несогласием 20°. В составе «надакчагыльских» конгломератов преобладает слабо окатанный гравий, галька и валуны из темных неокомских известняков.

В нижней части этой свиты в интервале 2—10 м от подошвы в конгломератах, прослеживается несколько пластов белого пористого известняка мощностью до 1,0 м, содержащего большое количество раковин *Cardium dombra* (Andrus.), *Avicardium ex gr. nikitini* Andrus., *Avimactra subcaspia* (Andrus.), *A. karabugasica* (Andrus.), *Potamides ex gr. caspius* Andrus. (определения Г. И. Попова). Приведенные формы характерны для акчагыльских отложений.

Выводы

В «надакчагыльских» конгломератах присутствуют местами остатки моллюсков, свидетельствующие об акчагыльском (а не постакчагыльском) возрасте конгломератов. Появление морских известняков в континентальных конгломератах можно связывать с кратковременным проникновением акчагыльского моря на юг к подножью Передового хребта.

Центральная комплексная тематическая экспедиция
УГ и ОН при СМ Туркменской ССР

Поступило
13 апреля 1964 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Данов А. В. — Геология СССР, т. XXII, Туркменская ССР, ч. I. Госгеолтехиздат, 1957.
2. Никшич И. И. — Материалы по гидрогеологии Средней Азии, вып. 4, Ташкент, 1926.

О ГРАНИЦЕ МЕЖДУ ЧААЛДЖИНСКОЙ И ДАНАТИНСКОЙ СВИТАМИ В ЗАПАДНОМ КОПЕТ-ДАГЕ

Чаалджинская свита выделена О. С. Вяловым [2] как «зеленовато-серая пачка глинистых мергелей и известковистых глин», а данатинская как «пестроцветная толща, состоящая из мергелистых глин, серых, зеленых и красных».

О. С. Вялов границу между чаалджинской и данатинской свитами проводил «условно по первому красному слою». Аналогично эту границу проводили М. П. Сукачева [11], В. П. Калугин и В. Н. Крымус [5].

На зеленовато-сером фоне чаалджинской свиты белыми полосами выделяются прослои мергелей, обычно содержащие многочисленные и разнообразные остатки фауны. Мергельные прослои в нижней части чаалджинской свиты заключают *Cyclaster gindrei* Seun., *Echinocorys renngarteni* Moskv. и др. [1, 5, 6]. Верхняя часть чаалджинской свиты представлена глинистыми мергелями и мергелями, а в Тежевинской синклинали (Центральный Копет-Даг) здесь появляются песчаники мощностью 4—5 м. Мергели в основании верхней части чаалджинской свиты (рис. 1) содержат в Малом Балхане и Кюрен-Даге *Coraster ansaltensis* Posl., *C. aff. ansaltensis* Posl. [1, 5, 6], а в Сумбарской долине *Coraster sphaericus* Seun., *Ornithaster munieri* Seun., *Echinocorys pyrenaeicus* Seun., *E. cf. obliquus* Ravn.* Кроме того, в этих мергелях встречены *Chlidonophora minuta* Vantschurov (in litt.), *Liostrea* sp., *Pholadomya* sp., *Cidaris* sp., *Ditrupula subtorquata* Münst.**, *Teredo*, *Isis* sp., шестилучевые кораллы, ожелезненные и обизвеженные губки, членики морских лилий двух—трех видов, крупные *Lagenidae* и зубы *Odontaspis*, *Natidanus*, *Otodus*, *Xyphodolamia****. В нескольких метрах выше залегает горизонт с многочисленными плоскими устрицами *Lobrostroma erinia* Vialov (in coll.). Горизонт с *Lobrostroma erinia* прослежен от Малого Балхана до Сумбарской долины. Судя по мощностям, приводимым другими исследователями [11, 12 и др.] для слоев с *Acarinina angulata* (White), горизонт с *Lobrostroma erinia* Vialov находится в основании этих слоев, что повышает его стратиграфическую ценность. Венчается чаалджинская свита горизонтом мергелей. В его кровле в Казанджикском Кюрен-Даге и у колодцев Камышлы встречаются линзы и прослои песчаных детритовых известняков, наличие которых позволяет предположить обмеление бассейна к концу чаалджинского времени. Этот горизонт, прослеженный от Сумбарской долины на запад до Малого Балхана и на восток от Тежевинской синклинали, выделяется светлой окраской элювия. Он содержит многочисленные и разнообразные остатки фауны преимущественно иглокожих: *Echinocorys sulcatus* Goldf.*, *E. sumbaricus* Djabarov*, *E. sp.*, *Coraster sphaericus* Seun.*, *C. sp.*, *Ornithaster munieri* Seun.*, *Hemimaster inkermanensis* Lor.*, *Homoeaster abichi* Anth.*, *Cidaris* sp., *Gryphaea cf. similis* Pouch****, *Nautilus* sp., *Confisiscula* sp., *Terebratulina tunicata* Vantschurov (in litt.)*****, *Ditrupula subtorquata* Münst.**, *Teredo* sp., *Scalpellum* sp., *Isis* sp., шестилучевые кораллы, губки, остатки гидроидных, 3—4 вида морских лилий, крупные (до 3 мм) *Lagenidae*, зубы рыб *Odontaspis whitei* Aramb.***, *Otodus* sp.***. Наиболее узкое (только в этом горизонте) вертикальное и наиболее широкое (обнаружены везде, кроме Тежевы) горизонтальное распространение имеют копьевидные иглы морских ежей (рис. 2), весьма напоминающие иглы *Tylocidaris* из датского яруса Швеции [15]. Ввиду недостаточно выясненной достоверности этого соответствия, родовое название берется в кавычки. В Тежевинской синклинали горизонту с «*Tylocidaris*» соответствуют мергели, лежащие в 4—5 м выше пласта песчаников. Мергели содержат *Echinocorys sulcatus* Goldf., *E. pyrenaeicus* Seun., *Hemimaster inkermanensis* Lor. [3, 7], *Cidaris* sp., членики морских лилий, ожелезненные шестилучевые кораллы. Мощность горизонта с «*Tylocidaris*» изменяется от 2 до 5 м.

Ниже кровли горизонта с «*Tylocidaris*» в Малом Балхане и Кюрен-Даге в 20—25 м, в Эзете в 10, в Уйля в 15 м [11—14] появляется *Acarinina angulata* (White). В Сумбарской долине *Acarinina angulata* также появляются ниже горизонта с «*Tylocidaris*», относительно многочисленны в этом горизонте, где представлены пятикамерными формами, и исчезают несколько выше. В 1,5 м от кровли встречена последняя, семикамерная *Acarinina angulata*.

На горизонте с «*Tylocidaris*» залегают зеленые, иногда восковидные глины, мощность которых в Малом Балхане и Данатинском Кюрен-Даге равна 2 м, в Казанджикском Кюрен-Даге 15, в Передовом хребте 10—13, в Уйля — 13, в Сумбарской долине 20 м. Интенсивностью окраски и характером элювия, имеющего «обмытый» вид, они

* Определения Г. Н. Джабарова.

** Определения С. И. Пастернака.

*** Определения Л. С. Гликмана.

**** Определения А. В. Дмитриева.

***** Определения И. А. Ванчурава.

гораздо ближе к данатинской свите, что особенно заметно при наблюдении с некоторого расстояния. Так же, как и на вышележащих слоях, на зеленых глинах практически отсутствует растительность, в то время как чаалджинская свита обычно покрыта кустиками травы. В этих глинах на южных склонах Передового хребта Е. К. Шуцкой и В. П. Алимариной обнаружена *Acarinina subsphaerica* Subb., по появлению которой проводится граница между нижним и верхним палеоценом [4, 8, 14]. В Малом Балха-

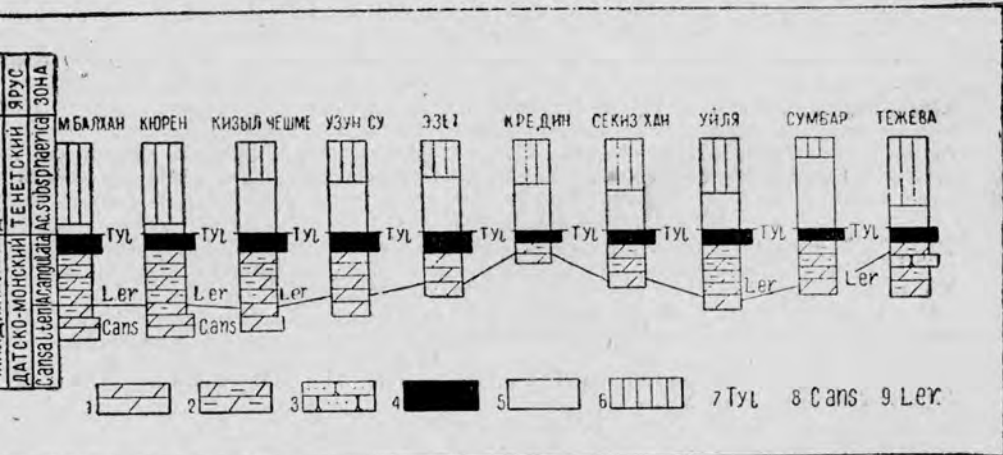


Рис. 1. Сопоставление разрезов пограничных между мелом и палеогеном отложений Западного Копет-Дага. 1—Мергели; 2—глинистые мергели; 3—песчаники; 4—горизонт с „Tylocidaris“; 5—зеленые глины; 6—красные и желтые глины; 7—Tylocidaris sp.; 8—*Coraster ansaltensis* Posl.; 9—*Lobrostromia erinia* Vialov.

не [12], Кюрен-Даге, Уйля [11] и в некоторых других районах эти глины еще содержат *Acarinina angulata* (White), что не противоречит верхнепалеоценовому возрасту [9, 10]. По-видимому, эта часть разреза соответствует подзоне *Globorotalia tadjikistanensis* зоны *Globorotalia conicotruncata*. — *Gl. tadjikistanensis* схемы Г. П. Леонова и В. П. Алимариной [9] для центральной части Северного Кавказа.

Выше следуют красновато-бурые, буровато-зеленые и желтовато-зеленые известковистые глины. Окраска обычно малозаметна в свежих образцах (кроме Малого Балхана и Кюрен-Дага) и «проявляется» в элювии. По подошве этих известковистых глин и проводилась часто граница между чаалджинской и данатинской свитами.

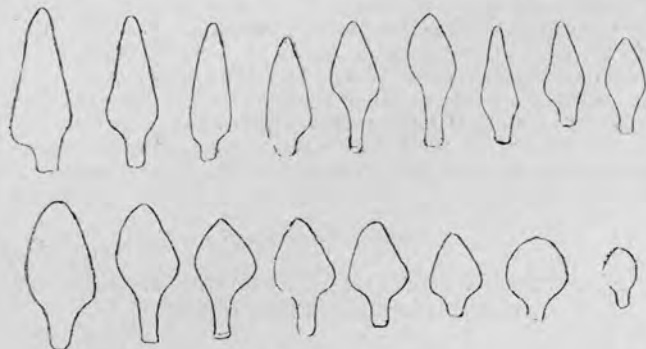


Рис. 2. Иглы „Tylocidaris“.

При такой трактовке межсвитной границы зеленые глины, лежащие между горизонтом с «Tylocidaris» и первым красным прослоем, попадали в чаалджинскую свиту. Таким образом, граница проводилась не между пачкой зеленовато-серых и серых глинистых мергелей и мергелей, с одной стороны, и пестроцветной толщей, — с другой, а по кровле первого, зеленого, слоя пестроцветной толщи.

Целесообразнее границу между чаалджинской и данатинской свитами проводить по кровле горизонта с «Tylocidaris» (рис. 1). Этот горизонт выделяется в обнажении

светлым, почти белым, элювием и содержит разнообразную фауну, обломки которой в большом количестве встречаются на его поверхности.

Предлагаемая более точная граница между чаалджинской и данатинской свитами одновременно является границей между датско-монскими и тенетскими отложениями.

Выводы

Границу между чаалджинской и данатинской свитами следует проводить не по первому красному прослою, а по кровле светло-серых мергелей с многочисленными остатками «Tylocidaris» и других иглокожих. Эта граница одновременно является границей между датско-монскими отложениями, венчающими меловую систему, и тенетскими отложениями, открывающими палеоген. Присутствие детритовых известняков в кровле чаалджинской свиты является признаком обмеления моря в конце датско-монского века.

Центральная комплексная тематическая экспедиция
УГ и ОН при СМ Туркменской ССР

Поступило
1 января 1964 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Атабекян А. А., Лихачева А. А. — Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 62, Гостоптехиздат, 1961.
2. Вялов О. С. — Бюл. МОИП, отд. геол., т. XXXII (6), 1957.
3. Джабаров Г. Н. — Уч. зап. Туркм. гос. ун-та, вып. XVIII, 1961.
4. Дмитриев А. В. и Кожевникова Г. Е. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 2, 1963.
5. Калугин В. П., Крымус В. Н. — Сб. Новые данные по геологии Туркменской ССР. Гостоптехиздат, 1963.
6. Калугин В. П., Крымус В. Н. — Советская геология, № 9, 1963.
7. Калугин П. И., Джабаров Г. Н., Курьлева А. М. — Сб. Перспективы нефтегазоносности и направление геологоразведочных работ в западных районах Средней Азии. Гостоптехиздат, 1960.
8. Куприн П. Н., Архипов А. Я. — Геология нефти и газа, № 5, 1963.
9. Леонов Г. П., Алимарина В. П. — Сб. трудов геологического факультета Московского университета. Издательство МГУ, 1961.
10. Морозова В. Г. — Зональная стратиграфия датско-монтских отложений СССР. МГК, XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 5. Граница меловых и третичных отложений. Изд. АН СССР, 1960.
11. Сукачева М. П., Шахова А. Н., Захарова М. Г. — ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 46. Гостоптехиздат, 1961.
12. Халилов Д. М. — Стратиграфия меловых и палеогеновых отложений Мало-го Балхана по фауне фораминифер. Азнефтеиздат, Баку, 1948.
13. Шахова А. Н., Захарова М. Г. — Стратиграфия и литология палеогеновых отложений Западного Копет-Дага. ВСЕГЕИ, 1961.
14. Шуцкая Е. К. и др. — Стратиграфия, литология и фации нижнетретичных отложений Западного Копет-Дага, Устюрта, Мангышлака, ВНИГНИ, 1960.
15. Brotzen Fritz. — On Tylocidaris species (Echinoidea) and the stratigraphy of the Danian of Sweden with a bibliography of the Danian and Paleocene. Sver. geol. undersokn, 1959, С. 54, 2.

К. Аманиязов

ПОДЪЯРУСНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ КЕЛЛОВЕЙ-ОКСФОРДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ КУГИТАНГ-ТАУ

С верхнеюрскими отложениями хр. Кугитанг-Тау связаны различные виды полезных ископаемых. В связи с этим познания стратиграфии верхнеюрских отложений этого района имеют как научное, так и практическое значение. Верхнеюрские отложения хр. Кугитанг-Тау подразделяются на два литологических комплекса: нижний — карбонатный (келловей-оксфорд), верхний соляно-гипсовый, известный в литературе под названием «гаурдакской свиты» [8], по возрасту соответствующей киммеридж-титону. Исследованиями [1—14] установлен келловей-оксфордский возраст карбонатной толщи хр. Кугитанг-Тау. В этой статье рассматриваются отложения келловейского и оксфордского возрастов и впервые дается подъярусное расчленение келловей-оксфорда, а для среднекелловейских отложений приводится зональное деление.

КЕЛЛОВЕЙ

Нижний келловей

Отложения нижнего келловей подразделяются на три литологических горизонта*: известковистых глин, глинистых мергелей, глинистых известняков.

Горизонт известковистых глин представляет собой мощную толщу однообразных серых, зеленовато-серых известковистых и алевролитовых глин с тонкими прослойками глинистых известняков. Мощность 50 м.

Описываемый горизонт своей монотонностью резко выделяется в основании разреза келловей.

Горизонт глинистых мергелей представлен в основании темно-серым массивным органогенным известняком (8 м). Содержит остатки двустворок и аммонитов.

Выше над слоем темно-серого известняка залегают серые алевролитистые и мергелистые глины с тонкими прослойками органогенных известняков. В средней и верхней части разреза горизонт представлен комковатыми глинистыми мергелями с прослойками известняков. Мощность 50 м. В средней части разреза появляются представители Macrocephalitidae.

Горизонт известковистых мергелей представлен переслаиванием темно-серых тонкослоистых глин и комковатых мергелей. Горизонт хорошо выделяется комковатым строением слагающих пород. Часто встречаются представители Macrocephalitidae. Мощность — 44—56 м.

Из нижнекелловейских отложений Кугитанга автором определены аммониты: *Keplerites* (*Keplerites*) *calloviensis* Sow., *Macrocephalites* (*Macrocephalites*) *macrocephalus* Schloth., *M. rotundatus* Quenst., *M. cf. chrysoolitus* Waag., *Eucucloceras eucuculum* Waag., *M. aff. verus* Buck., *Hecticoceras lunuloides* Kil., *H. cf. modeli* Khun.

Из двустворок Г. Т. Пчелинцевой ранее определены *Nucula ornata* Quenst., *Leda lacryma* Sow., *Protocardia striklandi* Morr. et Lyc., *Myacites aequatus* Phill., *Gervillia monotis* Desl., *Entolium ivanovi* Pcel., *E. demissum* Phill., *Pharomytilus sowerbyi* Orb.

Средний келловей

Зона *Kosmoceras jason* слагает основание крутого обрыва кугитангских известняков. Представлена темно-серыми массивными органогенно-обломочными известняками комковатого строения, часто содержащими остатки плеченогих. Мощность 40 м.

Зона характеризуется содержанием аммонитов: *Kosmoceras jason* Rein., *Reipeskia anceps* Rein., *Perisphinctes curvicosta* Opp.

Зона *Erymnoceras banksi* представлена в основном темно-серым тонкослоистым глинистым известняком (1,5 м). Этот слой легко подвергается выветриванию и образует по простиранию ниши выдувания.

Выше разрез представлен толстослоистыми темно-серыми, органогенными известняками. Мощность 20—40 м.

Зона характеризуется аммонитами: *Erymnoceras* (*Erymnoceras*) *banksi* Sow., *E. (Rollierites) turkmenensis* Amanniazov.

Вероятно, отсюда происходят ранее определенные аммониты Д. И. Иловайским: *Erymnoceras banksi* Sow., *E. banksi* var. *naltschicensis* Tschich. и Г. Я. Крымгольцем [5]; *Hecticoceras* (*Sublunuloceras*) cf. *lairensis* Waag., *Perisphinctes* cf. *anguinus* Spath., *P. (Griossouvria) cf. orion* Opp., *P. (Poculisphinctes) poculum* Bean.

Верхний келловей

Представлен в основном темно-серыми органогенно-обломочными, шламовыми известняками. В кровле известняков содержатся кремневые включения. Мощность 60—70 м.

Из аммонитов нами определены: *Peltoceras* (*Peltoceras*) *athleta* Phill., *Kosmoceras spinosum* Sow., *K. duncanii* Sow., *K. ogulbibiae* Amanniazov., *K. theodorii* Opp., *K. compressum* Quenst.

ОКСФОРД

Нижний оксфорд

Горизонт листоватослоистых известняков представлен в основном мощной толщей темно-серых тонко- и листоватослоистых известняков. Из-

* Название горизонтов дается по К. Томашаеву [11].

известняки плитчатые скрытокристаллические, пелитоморфные с раковистым изломом. Мощность 128 м. Горизонт хорошо выделяется сланцеватым строением слоев.

Горизонт волнистослоистых известняков. Известняки темно-серые, мелко-зернистые, мелко- и волнистослоистые с комковатым строением. В верхней части часто встречаются включения кремней. Мощность 60—70 м.

Нижнеоксфордский возраст описываемых горизонтов подтверждается наличием *Perisphinctes wartae* Buk., *P. orientalis* Siem., *P. cf. bernensis* Lor., *P. frickensis* Mœcsh., *P. bocconi* Gemm., *P. cf. orbigny* Lor., *Quenstedticeras* sp.

Верхний оксфорд

Горизонт массивнослоистых известняков резко отличается от известняков ниже- и вышележащих горизонтов светло-серым, иногда почти белым цветом пород и массивным сложением.

Известняки рифовые, в них часто встречаются остатки колониальных кораллов, Мощность 71,5 м.

Горизонт толстослоистых известняков. Известняки темно-серые, серые, крупно- и толстослоистые пелитоморфные, органогенно-обломочные, доломитизированные. Мощность 110—120 м.

Из этого горизонта определены верхнеоксфордские аммониты: *Perisphinctes plicatilis* Sow., *P. aeneas* Lor., *P. berlieri* Lor.

Вероятно, из описанных последних двух горизонтов происходят аммониты, определенные Г. Я. Крымгольцем: *Oppelia* (*Taramelliceras*) *cf. oculata* Bean., *Perisphinctes* (*Lithacoceras*) *cf. tyrrhenus* Gemm., *P. (L.) cf. rhodanicus* Dum., *P. aeneas* Gemm., *P. cf. albinus* Opp.

Горизонтом толстослоистых известняков заканчивается келловей-оксфордская карбонатная толща хр. Кугитанг-Тау.

Институт геологии
ГГК СССР

Поступило
1 июня 1964 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Архангельский А. Д. — Известия Геол. ком., т. XXXVI, № 1, 1917.
2. Борисяк А. А. — Труды геол. музея, т. III, вып. 2, 1909.
3. Вахрамеев В. А., Пейве А. В., Херасков Н. П. — Труды Тадж.-Памир. эксп., вып. 58, 1936.
4. Данов А. В. — III Всесоюзн. геол. съезд. вып. I, 1928.
5. Крымголец Г. Я. — Геология СССР, т. XXII, ч. I, 1957.
6. Кузичкина Ю. И., Репман Б. А., Сикстель Т. А. — Тезисы докладов к совещанию по униф. стратигр. схем Ср. Азии, 1958.
7. Левицкий С. И. — Труды Тадж.-Памир. эксп. вып. 66, 1937.
8. Мирошниченко В. П. — Сб. Гаурдакский химкомбинат, т. 1, 1933.
9. Михайловский С. Н. — Зап. Горн. инстит., т. V, вып. 2-3, 1914.
10. Наливкин Д. В. — Очерк геологии Туркестана, 1926.
11. Томашаев К. — Известия АН ТССР, сер. ФТХ и ГН, № 1, 1963.
12. Чуенко П. П. — Известия ГГРУ, т. 50, вып. 33, 1931.
13. Чуенко П. П. — Труды Тадж.-Памир. эксп. вып. 46, 1937.
14. Юферев Р. Ф. — Сб. Вопросы геологии Туркмении, 1963.

Н. С. Цепелев

ОБ ИЗМЕНЕНИЯХ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИХ ТИПОВ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ ЮРСКИХ ВОДОЕМОВ В ТУАРКЫРЕ

Анализ вещественного состава и фациальных изменений юрских отложений [1, 3, 4, 5, 6, 7] позволяет характеризовать физико-географические типы водоемов и существовавшие в них геохимические условия осадкообразования. При этом, определение физико-географического типа водоема производится, в основном, по наличию в осадках органических остатков (фауны или флоры): критерием суждения о геохимических условиях среды осадконакопления служит комплекс аутигенных образований.

В течение длительного времени, предшествующего юрскому периоду, и в нижнеюрскую эпоху территория Туаркыра представляла собой сушу, подвергавшуюся химическому выветриванию. Продукты выветривания не оставались на месте, а сносились в гипсометрически пониженные участки и залегали линзообразно на различных по возрасту (древнее юрских) почти не измененных, главным образом, осадочных породах. То, что продукты химического выветривания потеряли связь с субстратом, служит указанием на значительную расчлененность рельефа в период их образования. При этом элювиальные отложения имеют или неотчетливо выраженное псевдо-косослоистое сложение, или горизонтальное, тонкослоистое с остатками растительности. Это значит, что элювий накапливается как в безводных, так и в обводненных понижениях. Последние представляли собой небольшие озера.

Озерные отложения имеют мощность не более 10 м. По данным химического анализа в этих породах (в так называемых «бокситоподобных») содержания основных компонентов колеблются в следующих пределах: SiO_2 — 27,0—44,0%, $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ — 19,0—35,0%, Fe_2O_3 — 4,0—31,0%, CaO — 1,0—2,8%, MgO — 0,3—0,9%. Эти данные свидетельствуют о наличии в осадке свободного глинозема, значительного количества железа, титана и указывают на высокое содержание кремнезема. Высокое содержание в осадке SiO_2 означает, что процесс химического выветривания находился еще в щелочной стадии и, может быть, только частично переходил в кислую [2]. Это указывает на более интенсивную деятельность процессов смыва в сравнении со скоростью химического выветривания пород. Преобладание процессов денудации над скоростью химического выветривания в какой-то мере свидетельствует о существовании большой амплитуды возвышения расчлененного рельефа.

Среди озерных глин, кроме каолиновых, иногда встречаются и монтмориллоновые. CaCO_3 в этих отложениях отсутствует совершенно. Кое-где встречаются отпечатки флоры. Все эти факты свидетельствуют о том, что озера были пресными.

В конце ледясовой эпохи в озерах накапливались сапропели. CaCO_3 в небольших количествах содержится в песчаных отложениях. Железо образует примазки в алевритовых породах. В осадке происходили процессы интенсивного разложения слюд, полевых шпатов, обломков пород и процессы образования каолинита. Все эти факты указывают на пресноводный характер озер и существование в них кислой среды. На месте современного Туаркыра начинает формироваться устойчивая область осадконакопления.

В ааленский век сапропели накапливались в гораздо больших размерах, чем в ледясе [1]. CaCO_3 концентрируется в песчано-алевритовых породах (8,0—22,0%). В этих же породах иногда содержится гипс, доломит и анкерит. Железо концентрируется, в основном, в песчано-алевритовых породах, в том числе и в тех, в которых наблюдается карбонатный цемент. В некоторых подугольных и надугольных горизонтах окисные соединения железа образуют слои мощностью от долей сантиметра до 2. В осадках активно протекали процессы подводного выветривания и каолинообразования [4].

Перечисленные факты определенно указывают на пресноводно-озерный (и болотный) характер водоема. Озера были мелководными, среда — кислая. В стадию диагенеза в осадке существовали восстановительные условия.

Существованию пресноводно-озерных водоемов как-будто противоречит такой фактор, как присутствие в осадках MgCO_3 в форме доломита и анкерита. Доломит, как известно, характерен для морских или внутриконтинентальных опресненных водоемов засушливых зон. Анкерит же образуется в тех же водоемах как засушливых, так и влажных зон. При этом, когда говорится об определенной приуроченности MgCO_3 к морским осадкам, и именно засушливым зонам, то, как правило, предполагается, что морская вода наиболее насыщена магнием, а засушливость климата создает в водоемах, может быть даже только локально, благоприятные условия для повышения его концентрации до перенасыщения [2]. Это положение доказано опытами. На это указывает также приуроченность доломита в геологическом прошлом в абсолютном большинстве случаев к морским осадкам. Если мы в данном случае будем исходить из тех же теоретических предпосылок в поисках источников поступления магния, то должны допустить существование на Туаркыре в ааленский век, по крайней мере, внутриконтинентального опресненного водоема или чрезвычайно засушливого климата, вследствие чего усыхали водоемы. Но с таким предположением не согласуются факты: в это время здесь произрастала пышная растительность, явно существовали болота, протекали процессы, характерные для кислой среды. Однако в этих же отложениях присутствует и доломит и анкерит. Где скрыт источник магния?

Обращает на себя внимание тот факт, что наибольшее содержание доломита и анкерита приходится на осадки нижней песчаной пачки нижней угленосной свиты, а внутри последней — на речные, главным образом, пойменные отложения. Это позволяет с большей уверенностью говорить о том, что источником поступления магния служили речные, а не морские воды. По-видимому, эти воды были богаты не только магнием, но и сульфат-ионом. Речные воды на своем пути где-то размывали карбонатные и сульфатные породы и приносили эти продукты в водоемы Туаркыра. В какой форме осаждался Mg — неясно. Более или менее ясно то, что доломит и анкерит — диагенетичные образования.

Таким образом, в ааленские озерные водоемы расширяются по сравнению с ледясом. Агентом переноса обломочного материала является речная система. Район Туаркыра становится устойчивой областью аккумуляции.

В байосе в песчано-алевритовых осадках накапливался кальцит, содержание которого в некоторых конкреционных образованиях достигает 40,0% от породы. В гораздо меньших количествах, чем в осадках аалена, присутствует доломит — не более 10%. Анкерит отсутствует совершенно. Железо концентрировалось в алевритовых и песчаных слоях в количествах, не меньших, чем в ааленский век. Накапливались сапропели, но реже, чем в предыдущий век. В верхней части байоских отложений присутствует морская фауна. Можно полагать, что в течение преобладающей части байосского века существовали пресноводные водоемы. Возможно, часть из них представляла собой опресненные морские заливы. Магний по-прежнему приносился речными

водами, но в меньших количествах. Среда — в основном кислая. В начале (предположительно) и в конце байосского века существовали морские водоемы со щелочной средой.

Как видно, в байосский век на территории Туаркыра продолжают существовать озерные водоемы, заболачивание менее интенсивное, чем в ааленский век, речная система сохраняется, но она имеет слабый поверхностный сток; появляются морские водоемы типа заливов. Туаркыр как область аккумуляции почти не изменил своей конфигурации по сравнению с ааленской.

В батских отложениях и, главным образом, в конкрецневидных телах накапливался кальцит с примесью доломита. Анкерит встречается в осадках верхней части разреза. Железо накапливалось в виде слоев в алевроит-глинистых отложениях. Органическое вещество аккумулировалось до образования сапропелей и в начале века и, в меньшей мере, в конце его. В нижней и средней части отложений данного возраста встречаются устричные горизонты.

Как видно, в начале и в конце века существовали озерные, иногда заболачиваемые, типы водоемов. Но озера имели явно аномальную соленость — возможно типа отшнурованных [1], позже опресненных морских заливов. Среда переменная — кислая и щелочная. В конце века в водоемах в стадию диагенеза кое-где (Кяфигшем) существовала наряду с окислительной и закисная среда.

Весьма предположительно можно говорить о типе среднебатского водоема. Фауна свидетельствует о существовании морского, но аномального бассейна. Железо в осадках достаточно обильно, а характер его распределения в них свидетельствует о чрезвычайно изменчивых — геохимических условиях водоема. В осадках сохраняются признаки как морских, так и речных (Чайрли, Огры-Даг — дельтовых и пойменных) образований. По-видимому, это был морской опреснительный залив, в который впадала река с довольно интенсивным стоком. Среда переменная — кислая и щелочная.

Таким образом, в батский век на Туаркыре преобладал мелководно-морской тип водоема. Впадина еще продолжала существовать, но конфигурация ее резко изменилась.

В верхнеюрских отложениях в значительных количествах и во всех типах пород присутствует CaCO_3 . Периодически и от начала к концу эпохи в осадках повышается содержание доломита. Также периодически распространена нормально-морская фауна. Железо в осадках почти отсутствует. Эти факты с достаточной убедительностью свидетельствуют о существовании морского бассейна. Детали изменения содержания в осадках доломита и остатков стеногалинной фауны [1] позволяют более подробно проследить в нем процессы геохимических изменений. Эти изменения сводились к осолонению или восстановлению в нем нормальной солености. Среда была все время щелочной.

Итак, в течение верхнеюрской эпохи (по крайней мере, до конца нижнеоксфордского времени) на Туаркыре существовал уже открытый мелководный морской бассейн.

Выводы

Краткий анализ физико-географических типов и геохимических показателей водоемов позволяет проследить постепенное и качественное изменение палеогеографии юрского периода на Туаркыре. Это изменение представляет собой смену эпохи континентального (наземного и подводного) химического выветривания эпохами типично морского осадкообразования. Несмотря на то, что часть отложений раннего лэйаса на Туаркыре представлена корой выветривания в переотложенном состоянии, они представляют для нас определенный интерес с точки зрения возможного присутствия среди них в соседних районах первичной коры выветривания.

Водоемы, характерные для отложений выше лэйасовых, вплоть до верхнеюрских, богаты скоплением органической массы, что важно для углеобразования. Существование водоемов с закисной средой при наличии органической массы является весьма благоприятным фактором скопления нефти и газа. Поэтому перспективы как угленосности так и нефтегазоносности отложений данных эпох увеличиваются в направлении как на север (Асаке-Ауданский прогиб), так и на восток (Учтаганский), где мощности юрских отложений должны быть повышенными.

Институт геологии
АН Туркменской ССР

Поступило
16 августа 1963 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Машрыков К. К. — Юрские угленосные отложения Северо-Западной Туркмении и их положение в Крымско-Кавказо-Прикаспийской угленосной провинции. Изд. АН ТССР, 1958.
2. Страхов Н. М. — Основы теории литогенеза, т. I. Изд. АН СССР, 1962.
3. Цепелев Н. С. — Известия АН ТССР, № 1, 1958.
4. Цепелев Н. С. — Известия АН ТССР, № 5, 1960.
5. Цепелев Н. С., Трубин А. И. — Известия АН АзССР, № 3, сер. геолог., 1963.
6. Цепелев Н. С. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 5, 1963.
7. Цепелев Н. С. — Известия АН АзССР, сер. геолог., № 4, 1963.

О СЕЙСМИЧЕСКОМ ВОЛНОВОМ ПОЛЕ АЛАДАГ-МЕССЕРИАНСКОЙ ЗОНЫ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ТУРКМЕНИИ

В связи с получением промышленных притоков нефти из отложений, подстилающих красноцветную толщу (п-ов Челекен), а также приуроченности основных промышленных объектов нефти и газа к низам красноцвета в пределах Юго-Западной Туркмении, одной из основных задач сейсморазведочных работ является увеличение ее глубинности. ЗГЭ № 1 УГ и ОН при СМ Туркменской ССР в содружестве с Отделом геофизики и сейсмологии АН Туркменской ССР в 1962—1963 гг. проведены опытно-методические работы по разработке методики регистрации «глубинных» отражений с целью изучения подкрасноцветных отложений.

Исследования предшествующих лет показали, что методические приемы сейсморазведки МОВ, успешно примененные на одних площадях Юго-Западной Туркмении, являлись мало эффективными для смежных участков. Данное положение еще более усугубляется при постановке работ по регистрации «глубинных» отражений.

Основной причиной, затруднявшей постановку сейсмической разведки МОВ для целей регистрации «глубинных» отражений, являлась слабая интенсивность приходящих сигналов и отсутствие сведений о волновом поле в исследуемом районе. В связи с отмеченным, первоочередным этапом в разработке методики регистрации «глубинных» отражений являлось изучение общих свойств волнового поля, включая современные методические приемы исследования.

Полученный материал позволил оценить наши возможности по улучшению соотношений сигнал—помеха и определить основные черты методики по регистрации волн, отраженных от глубоких границ разреза.

Расчленение сложного волнового поля

В задачу данного этапа исследований входило получение корреляционной записи суммарного волнового поля, возбуждаемого в среде, в минимально искаженном виде. Для этого регистрация колебаний осуществлялась на всем интервале (3400 м) профиля при уплотненной системе наблюдений, сейсмоприемниками типа СПЭН-1 с шагом 5 м. Использовалась стандартная сейсмическая станция типа СС-30—60 при отключенных АРА, ЭРУ и смесителя.

С целью расчленения волнового поля и очищения записи от нерегулярных составляющих применялось группирование сейсмоприемников по 5—7 штук на канал, соединенных последовательно и ориентированных перпендикулярно профилю наблюдений. Расстояние между приборами подбиралось экспериментально согласно рекомендациям [1]. Наиболее четкое разделение поля наблюдается при группировании 5 приборов на канал с расстоянием между приборами в группе 5 м.

По данным полевых наблюдений построены годографы всех регулярно прослеживающихся волн. Годограф, типичный для района исследования, приведен на рис. 1. *Кинематические особенности волн.* Как видно из рисунка, вся плоскость годографа заполнена регулярными волнами-помехами, отличающимися по кинематическим особенностям. Эти волны можно подразделить на три группы.

Первая группа волн-помех характеризуется диспергирующим фазовым годографом, исходящим из пункта взрыва. Диапазон изменения фазовых кажущихся скоростей волн находится в интервале 220—450 м/сек. С увеличением времени регистрации фазовые скорости волн данного пакета уменьшаются, а запись их, при принятых условиях возбуждения и регистрации, становится чрезвычайно многофазной (до 10—12 и более фаз).

В самостоятельный второй волновый пакет выделяются волны-помехи с диапазоном изменения кажущихся фазовых скоростей порядка 600—1200 м/сек. В области, прилегающей к пункту взрыва, эти волны образуют с волнами первой группы сложные интерференционные колебания. При увеличении заряда их интенсивность резко возрастает и, как бы прорезая волны-помехи первой группы, четко регистрируются до времени порядка 5,0—5,5 сек.

Третью группу помех составляют интенсивные многофазные колебания, следующие непосредственно за первыми вступлениями. В самостоятельный пакет они выделяются с расстояния 500—800 м от пункта взрыва. Кажущиеся фазовые скорости их варьируют в сравнительно узком диапазоне от 2000 до 2270 м/сек. Волны данной группы протягиваются прямолинейными осями на значительные расстояния от пункта взрыва и по своей природе могут быть отнесены [2] к преломленно-отраженным или отраженно-преломленным, а возможно и к комбинации указанных типов волн. Регистрация указанного типа волн свидетельствует о сложных процессах в сейсмическом поле при прохождении ими толщи разреза на участке исследований.

Отраженные волны регистрировались довольно неуверенными осями синфазности с кажущимися скоростями порядка 6—10 тыс. м/сек. Весьма интересным является ре-

гистрация на отдельных стойках отражений на временах более 10,0 сек. Эти отражения характеризуются четкими 3—4-фазными осями синфазности.

Частотный состав. По своим частотным свойствам зарегистрированные волны располагаются в полосе частот от 10 до 28 гц. Характерные спектры их приведены на рис. 2. Из приведенных спектров волн видно, что возможности аппаратурной частотной селекции отсутствуют, так как существующие сейсмические станции МОВ имеют самую низкую полосу пропускания (на фильтрации 0—30) порядка 12—22 гц. Спектры же волн-помех и отраженных волн на этих частотах перекрываются.

Зависимость интенсивности зарегистрированных волн от глубины погружения заряда. При принятых условиях возбуждения и регистрации различные фазы поверхностных волн ведут себя по-разному. В результате тщательного анализа фактического материала установлено, что волны-помехи первой группы обладают максимальной интенсивностью при погружении заряда на глубину 10 м. При глубине взрыва 20 м эти волны сходят почти на нет. При увеличении глубины погружения заряда интенсивность волн-помех с фазовыми скоростями порядка 450 м/сек начинает расти и не ослабевает даже при взрыве заряда на глубине 60 м.

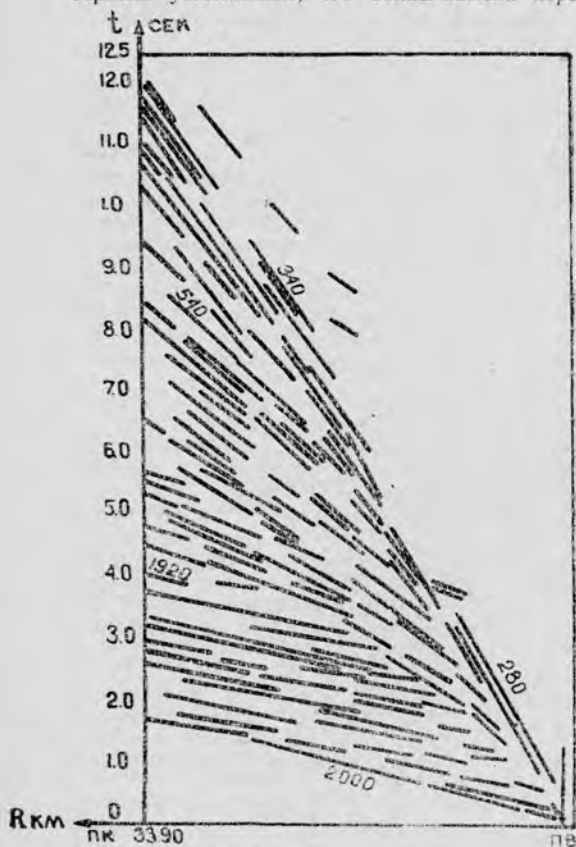


Рис. 1. Годографы суммарного волнового поля. Профиль № 62021. 280—2000—кажущиеся скорости распространения волн в м/сек.

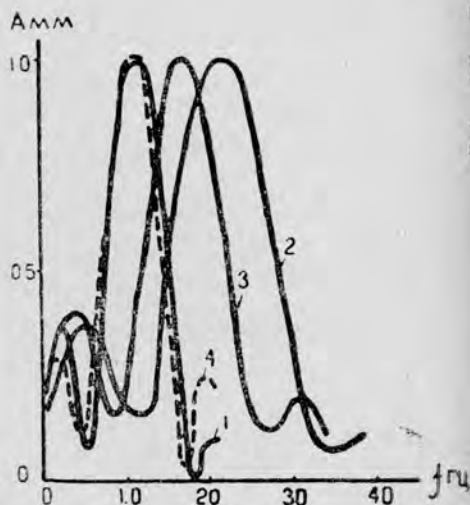


Рис. 2. Спектры регистрируемых волн. Спектры: 1—поверхностной волны с $V^* = 395$ м/сек на $t = 7,0 - 7,5$ сек; 2—поверхностной волны с $V^* = 1300$ м/сек на $t = 5,0 - 5,6$ сек; 3—волны-помехи III группы с $V^* = 1990$ м/сек на $t = 4,5$ сек; 4—отраженной волны с $V^* = 900$ м/сек на $t = 10,0 - 11,0$ сек.

Поверхностные волны, выделенные нами во второй волновой пакет, ведут себя также несколько своеобразно. Так, если сигналы с фазовыми скоростями 550 и 900 м/сек с увеличением глубины погружения заряда остаются (по своей интенсивности) почти на одном уровне, то волны с кажущимися скоростями 640 и 1000 м/сек, обладая максимальной интенсивностью при глубинах взрыва 25—30 м, резко ослабевают при помещении заряда на глубину 60 м.

Характерной особенностью волн-помех третьей группы является рост их интенсивности как с углублением заряда, так и с удалением от пункта взрыва. Указанное еще раз свидетельствует о том, что эти колебания относятся к волнам сложного типа [2].

Высокоскоростные сигналы, относимые к полезным волнам, с увеличением глубины заложения заряда по своей активности растут. В целом же необходимо отметить, что волны-помехи по своей интенсивности превосходят полезный сигнал в десятки раз, что создает значительные трудности в регистрации и прослеживании отражений на больших и малых временах.

Выводы

Знание характера волнового поля позволяет подобрать рациональные параметры интерференционных систем для исследования отражающих границ от глубоких частей разреза.

В районе работ волновое поле помех обладает высокой (в сравнении с полезными сигналами) интенсивностью и сложной структурой. Выделенные три группы волновых пакетов отличаются между собой по своим кинематическим и динамическим свойствам, а также по своей природе.

Приведенные данные об основных свойствах регулярных волн-помех являются исходными для рационального выбора условий возбуждения и параметров группирования для их подавления.

Экспериментальное опробование расчетных групп приборов и взрывов позволило увеличить глубинность сейсмической разведки МОВ в пределах Аладаг-Мессерианской зоны поднятий до 8000 м.

Управление геологии и охраны недр
при СМ Туркменской ССР
Академия наук
Туркменской ССР

Поступило
17 сентября 1964 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беспятов Б. И., Гродзенский В. А., Лозовская И. Ф. — Альбом карт рельефа функции направленности площадных групп и характеристик направленности линейных групп для подбора оптимальных параметров групп. Нижневольтонский Геофизика, Москва—Саратов, 1959.
2. Урупов А. К. — Сб. Прикладная геофизика, вып. 17. Гостоптехиздат, Л., 1957.

М. Берклиев

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ $N(h)$ ЛЕТОМ И ЗИМОЙ В ОБЛАСТИ F ИОНОСФЕРЫ НАД АШХАБАДОМ

Исследование распределения электронной концентрации с истинной высотой с построением $N(h)$ -профилей представляет большие возможности для решения ряда вопросов физики и ионосферы. В настоящее время $N(h)$ -профили ионосферы исследуются с помощью ракет и спутников, а также методом вертикального импульсного зондирования.

Расчет $N(h)$ -профилей по $h^1(f)$ —кривым вертикального зондирования производится как ручными методами, так и на электронно-вычислительных машинах. Первые результаты по данным Ашхабадской ионосферной станции были получены ручным методом для отдельных магнитно-спокойных суток каждого месяца 1960 г. [1], но по ним нельзя было дать общую оценку высотного распределения электронной концентрации для отдельного сезона или месяца, хотя исследование $N(h)$ -профилей имеет определенную научную ценность.

В данной работе приводятся некоторые усредненные характеристики распределения электронной концентрации с высотой над Ашхабадом для десяти магнитно-спокойных дней, находящихся в интервале от 8 декабря 1957 г. по 8 января 1958 г. (зима), и от 17 июня по 26 июля 1958 г. (лето). Расчеты производились для обыкновенной волны интегральным методом, с учетом магнитного поля Земли, через равные интервалы частоты $\Delta f=0,2$ мгц на электронно-цифровой машине БЭСМ-2. Программа для машины БЭСМ-2 разработана в ИЗМИРАН [2, 3]*.

На рис. 1а приведены суточные кривые высоты максимума ионизации h_{max} и высот $h(0,9)$ и $h(0,5)$, на которых плотность ионизации составляет 90 и 50% от максимальной (N_m), для лета и зимы. На рис. 1б показаны полутолщины (Y_m) F области. Последний параметр вместе с другими параметрами $N(h)$ -профилей также дается в конце машинного счета.

Расчеты для ночных часов произведены без учета ионизации в E области. Следовательно, значения высот для этих часов могут быть завышенными, особенно это может быть заметным в летнее время, когда в E области в течение всей ночи сохра-

* Автор выражает глубокую признательность сотрудникам ИЗМИРАН Б. С. Шапиро, Н. И. Потаповой и Т. Л. Винниковой за большую помощь, оказанную при выполнении вычислительной работы на ЭЦМ БЭСМ-2.

няется значительная ионизация [4]. Поэтому значения $h(0,9)$ и $h(0,5)$ для ночных часов лета дополнительно рассчитаны ручным интегральным методом [5]. При этом для значений f_0F_2 принимались табличные данные, приведенные в руководстве [6]. По $(0,9)$ и $h(0,5)$ нанесены на рис. 1а точками. Разница этих высот h лученные значения составляет 10—20 км, что соответствует указанной разнице в работе [4] для станции Москва.

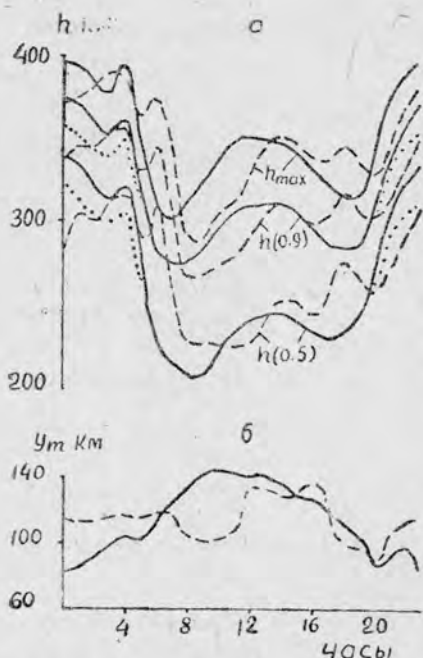


Рис. 1. Суточный ход истинных высот h_m , $h(0,9)$, $h(0,5)$ и полутолщины области ионосферы для лета (сплошная линия) и зимы (пунктирная линия) 1957—1958 гг

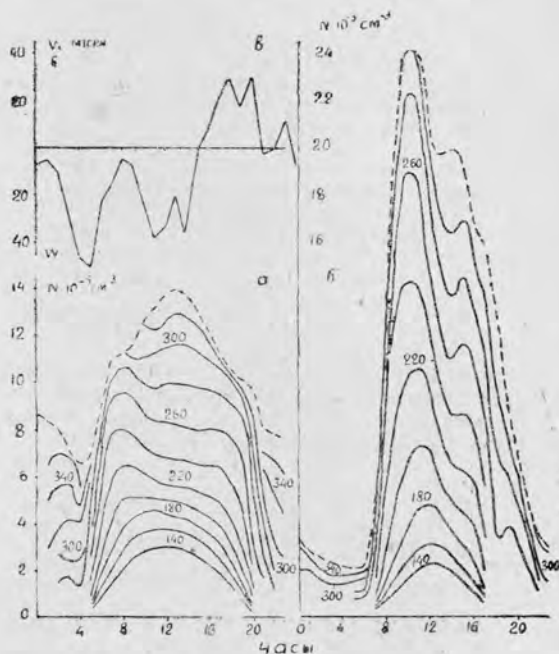


Рис. 2 а, б — Суточный ход максимума электронной концентрации N_m (пунктирная линия) и ионизация на фиксированных уровнях N_h (сплошная линия) для лета (а) и зимы (б) 1957—1958 гг.; в — суточный ход восточно-западной ($E-W$) составляющей скорости дрейфа неоднородностей в области F ионосферы над Ашхабадом за 1958—1959 гг.

Из рисунка можно заметить, что как высота максимума h_m , так и высоты $h(0,9)$ и $h(0,5)$ в ночные часы летом больше, чем зимой. Разница несколько уменьшается, когда для летнего сезона учитывается нижележащая ионизация. В дневные часы в первую половину дня значения h_m и $h(0,9)$ также летом больше, чем зимой, а во вторую половину дня наоборот. Значения $h(0,5)$ в первую половину дня для лета и зимы заметно не отличаются, тогда как к 18.00 зимние значения преобладают над летними. Наименьшие значения высот приходится на утренние часы. Уменьшение h_m , E , $h(0,9)$ и $h(0,5)$ в утренние часы происходит зимой на 1,5—2,0 часа позже, чем летом.

Приведенные кривые для полутолщины также показывают преобладание значений Y_m в первую половину дня в летнее время над зимней, тогда как во вторую — они почти совпадают.

Интересные особенности показывают суточные кривые ионизации N_m и N_h (рис. 2а, б). Рис. 2 показывает, что до высоты порядка 180 км суточный максимум ионизации приходится на полуденные часы, хотя для летнего сезона уже на этой высоте начинается некоторое преобладание ионизации в предполуденные часы. Это предполуденное преобладание ионизации в летнее время увеличивается с ростом высоты и смещается на более ранние часы, с максимумом около 08.00. Второй максимум в суточном ходе N_h , по величине меньший, чем первый, наблюдается также в вечерние часы (17.00—18.00). Выше высоты 300 км единственным максимумом становится послеполуденный и приходится на 13.00. Однако на месте указанных максимумов еще остаются небольшие перегибы.

Для зимнего сезона выше 180 км на всем интервале высот наблюдается четкий предполуденный максимум. С высоты выше 240 км он приходится на 10.00, а ниже нее он смещается к полуденным часам, и на высоте 180 км образует полуденный максимум. Небольшой пик образуется также около 15.00.

Сравнение обоих рисунков показывает, что общий уровень ионизации в дневное время зимой больше, чем летом, тогда как в ночные часы наоборот.

Указанное хорошо видно также и при рассмотрении суточного хода полной ионизации (n) ниже максимума F области. Суточный ход (n) показывает, что максимальное значение полной ионизации приходится на околополуденные часы, летом—11.00—12.00, а зимой 12.00—14.00.

В предыдущих работах [7, 8] сделано некоторое предположение относительно возможности интерпретации предполуденной аномалии f_0F_2 западным дрейфом в зимнее время. Наблюдаемая из рис. 2а летняя утренняя аномалия также может быть интерпретирована этим западным дрейфом. На рис. 2в приведен суточный ход восточно-западной составляющей ($E-W$) скорости дрейфа (V_x) неоднородностей в F области ионосферы над Ашхабадом за летнее время (май—август) 1958—1959 гг. Из рисунка видно, что около 05.00 утра наблюдается самое максимальное значение западного дрейфа, которое по времени совпадает с началом усиленного роста ионизации в области. Хотя величина этого дрейфа к 08.00 (время аномального максимума ионизации) заметно уменьшается, тем не менее производимый им снос ионизации, как нам кажется, может оказать существенный вклад в аномальный рост ионизации. С 08.00 утра начинается дальнейшее увеличение западного дрейфа. Однако, как видно из рис. 1а, б, к этому времени происходит расширение ионосферы от нагревания и дальнейшего роста ионизации не наблюдается, ионизация медленно падает.

Вечерний максимум в свою очередь может быть обусловлен наблюдаемым в это время восточным дрейфом. Однако, вследствие того, что в это время важную роль будет играть процесс рекомбинации, а процесс образования электронов уменьшится, величина этого максимума, по-видимому, не так явно выражена, как величина утреннего максимума.

Выводы

1. Как высота максимума h_m , так и высоты $h(0,9)$ и $h(0,5)$ в летнее и зимнее время заметно отличаются.

2. В зимнее время предполуденная аномалия ионизации наблюдается на всем интервале высот от 200 км и выше. Она наблюдается также в ходе N_m .

Летом на высоте выше 200 км наблюдается заметный утренний и небольшой вечерний максимумы, которые могут быть также интерпретированы возможным сносом ионизации, соответственно, западным и восточным дрейфами.

3. Полная ионизация (n) ниже максимума F области в ночные и утренние часы летом больше, чем зимой, а в дневные — наоборот.

В заключении выражаю глубокую благодарность Н. М. Ерофееву за ценные замечания, сделанные при выполнении данной работы.

Отдел геофизики и сейсмологии
АН Туркменской ССР

Поступило
22 мая 1964 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беркелиев М., Ерофеев Н. М. и др. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 3, 1961; № 4, 1961; № 6, 1961; № 4, 1962.
2. Шапиро Б. С., Ким К. В. — Сб. Ионосферные исследования, № 10. Изд-во АН СССР, 1962.
3. Шапиро Б. С., Винникова Т. Л. — Геомаг. и аэрон., т. 3, № 2, 1963.
4. Шапиро Б. С. — Сб. Ионосферные исследования, № 6. Изд-во АН СССР, 1961.
5. Schmerling E. R., Ventrice C. A. — I. atm. terr. Phys., 14, № 3/4, 1959.
6. Piggot W. R., Rawer K. — URSI Handbook Ionogram Interpretation and Reduction of the World Wide Soundings Committee, 1961.
7. Беркелиев М. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 6, 1963.
8. Беркелиев М. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 4, 1964.

Х Р О Н И К А

НОВЫЕ АКАДЕМИКИ И ЧЛЕНЫ-КОРРЕСПОНДЕНТЫ АКАДЕМИИ НАУК ТУРКМЕННОЙ ССР

26 февраля 1965 г. состоялось Собрание Академии наук Туркменской ССР, на котором избраны 5 академиков и 3 члена корреспондента Академии наук Туркменской ССР.

Академиками Академии наук Туркменской ССР избраны: Баум Валентин Алексеевич, Карриев Баймухамед Аталиевич, Нечаева Нина Трофимовна, Седельников Георгий Степанович, Тачмурадов Нурмурад.

В члены-корреспонденты Академии наук Туркменской ССР избраны: Бабаев Агаджан Гельдыевич, Росляков Александр Анатолиевич, Ташлиев Шамурад.

По отделению физико-технических и химических наук академиками Академии наук Туркменской ССР избраны доктор технических наук, профессор В. А. Баум и доктор химических наук Г. С. Седельников.



Баум Валентин Алексеевич



Седельников Георгий Степанович

В. А. Баум (1904 г. р.) является крупным ученым в области теплотехники и гелиотехники. Его научные исследования представляют большой научный и практический интерес. Им опубликовано 35 научных работ, из которых наиболее крупные: «Механика газов», «Исследование распределения температур в тепловыделяющем элементе атомного реактора», «Исследование распределения температур воды в кассете водяного

реактора», «Технические характеристики солнечных опреснителей парникового типа», «Об объективной оценке точности оптических систем солнечных установок».

В. А. Баум ведет систематическую работу по подготовке научных кадров. Под его руководством подготовлено 2 доктора технических наук, 14 кандидатов наук, из них 4 работают в Физико-техническом институте Академии наук Туркменской ССР.

Седельников Г. С. (1905 г. р.) является высококвалифицированным специалистом в области физико-химических исследований. Он принимал активное участие в работе многих научных экспедиций по изучению соляных месторождений Западной Сибири и Прикаспия. Работая начальником Карабогазской экспедиции, он сделал значительный вклад в познание солевых богатств Карабогазского залива. Г. С. Седельников предложил схему комплексной переработки и использования рапы Кара-Богаз-Гола. Им опубликовано более 30 научных работ. За участие в разработке метода получения высокоактивного гипохлорита кальция, имеющего важное народно-хозяйственное значение, Г. С. Седельников удостоен в 1941 г. Государственной премии.

Г. С. Седельников занимается подготовкой научных кадров. Под его руководством защитили 4 кандидатских диссертации и 3 аспиранта готовятся к защите.

МЕТЕОРНЫЙ БЮЛЛЕТЕНЬ

А. К. Терентьева

МЕТЕОРНЫЙ РОЙ δ -АРИЭТИД

До настоящего времени у метеорного потока δ -Ариэтид (δ -Arids) по фотографическим и визуальным наблюдениям была известна только компактная группа радиантов (поперечник площади радиации около 3°), расположенных на эклиптике.

Исследование фотографических данных, опубликованных в мировой литературе, позволило автору обнаружить у этого интересного потока две большие группы радиантов, соответствующие северной (N) и южной (S) ветвям роя, симметрично расположенных относительно плоскости эклиптики.

Таким образом, рой δ -Arids имеет отчетливо выраженные три ветви: северную (N), эклиптикальную (Q) и южную (S). Важно отметить, что эклиптикальная ветвь имеет попятное суточное смещение радианта, $\Delta = -1^\circ,1$. Эпоха активности потока в целом по фотографическим данным — в долготе $\odot = 256-265^\circ$ (декабрь 8—17).

Ниже по фотографическим определениям приводятся для N , Q и S ветвей роя средние значения координат (α , δ) исправленного геоцентрического радианта R_g , его элонгации ϵ_g от апекса до атмосферной геоцентрической скорости v_∞ , гелиоцентрической скорости v_h и элементов орбит (обозначения общепринятые).

	R_g	ϵ_g	v_∞	v_h	η		
	α	δ	км/сек	км/сек			
N	44°	47°	112°	17,8	37,7	7	
Q	51	22	115	17,1	37,7	5	
S	64	0	107	18,2	37,2	4	
	a	e	q	ω	\mathcal{I}	i	π
N	2,39	0,63	0,87	225°	261°	11°	126°
Q	2,37	0,63	0,85	229	259	1	128
S	2,15	0,61	0,83	55	81	8	135

Возможно, что рой δ -Arids связан с кометой 1852 III Биэлы, хотя на первый взгляд это не кажется очевидным.

Если образование метеорного роя δ -Arids обязано комете 1852 III Биэлы, то оно могло произойти вероятно, до 1794 г. (то есть, года сильных возмущений кометы со стороны Юпитера) и, по-видимому, не без участия Земли.

Изложенные здесь результаты докладывались на X Пленуме Комиссии по кометам и метеорам АС АН СССР (3—6 июня 1963 г., Киев).

Киевский госуниверситет

Поступило
 10 декабря 1964 г.

М А З М У Н Ы

Ашыров С. — Банахов гишишлигинде параболик кысымдагы дифференциал деңгемелери чөзөмөкдө Чапдыгынын методуны уланмак	3
Аннаев Р. Г., Оразсахедов А. — Магний-марганец ферритлеринин Кюри температура областындагы магнотострикциясы	8
Алланазаров А., Агаев Я. — InP—InAs системасындагы гатаңсы эргинлерин гальваномагнит хасиетлерини дернемек	14
Агаев А., Газаков О., Слободчиков С. В. — AlSb фотозлектрик хасиетлери	23
Юсунов Т. М. — Никель-цинк системасынын сплавларындагы термомангнит эффекттин температура багылыгы	29
Мындыев В., Язлыев С. — Никель-палладий эргинлеринин магнитленмегинин температура багылыгы	34
Вахтанова А. Н., Лыкова И. В. — Топрагы инженер-геология тараптан өврөнемекдө МВ-2 микропенетрометри уланмак барада	40
Черкашин А. В. — Вагтын гечмеги билен гатаян материалларын довамлы гысылмагынын деформацияларыны дернемек	48
Ылясов Б. — Сейсмики тасирлерин каналлары болан йыгналынан ирригацион лотоклары хасанламагыны методикасы	57
Кашкарлов О. Д., Останина В. А., Абдылганыев Н. М., Аннанурова Г. А. — Гарабогаз көл айлагынын дузлы сувунун атмосфера басышы астында 70—90° ве гайнамак температурасында бугармагы	62
Аманов Э., Ашумов Г. Г., Лулова К. И. — Готурдепе небитини гөни даргатмакдан алнан бензинин циклопентан-парафин бөлөгинин углеводород составыны кесгитлемек	66
Езиашвили А. Г. — Ашгабат төверегинин небит-газлылык перспективасына баглангышыкты тектоникасы	70
Аманьязов К., Цепелев Н. С. — Туваргырын Огыдаг свитасынын ёкары бат яшы хагында	79
Узаков О. — Красноводек ярым адасынын неоген континентал чөкүндилери барада	85
Антоненко Л. А. — Красноводек ярым адасынын неоген чөкүндилеринин тоюн минераллары барада	94
Айзберг Р. Е. — Түркменистанын четки гүнорта-гүндогарысынын палеоген чөкүндилери	98
Молчанов М. Ф. — Челекенин сенагат сувларыны алмак үчин газылай чуи скважиналары энжамлашдырмагыц, өзлөшдирмегиц ве уланмагыц усуллары барада	103
Ныязов О. — Гарагум каналынын Обручев сэхрасындагы зонасынын топрак сувларынын режими	111
Арзуманова Е. М. — Даглы Бадхызын иноцерамларынын кэбир турон гөрүшлери	115
ГЫСГАЧА ХАБАРЛАР	124
Оразмедов Б., Бекдурдыев Ч., Бердиев Б. М. — Галенин кэбир термоэлектрик хасиетлерини дернемек (124). Гурбаниязов Н., Черемушкина А. В. — Холлун хадысасы ве демир—никель сплавларындагы электрик херекетлендирижи гүйч (126). Бергер Л. И., Аннамемедов Р. — Ярым гечирижинин йылылык ве майышгаклык хасиетлери (129). Өвезгельдиев О., Васильева Е. К. — $PEs > 5$ мгц-нин дурнуклы магнит мейданынын горизонталь дүзжөисине багылыгы хагында (130). Мучинский Д. Я., Злотченко В. Н., Семёнов Ю. Ф. — Пропиленин каталит полимеризациясынын көмеги билен сенагат процессини өнүмлерини дернемек (133). Ханмырадов Б. А., Ашумов Г. Г., Эйвазова С. А. — Готурдепе небитини умумы хасиетлери ве техники-хасанлашык гөркезжелери (135). Виноградов Б. Н., Джигирис Д. Д., Сидоров Е. П. — Гурлушык материалларыны өндүрмөкдө брусит гарындылы даг жыңсларыны уланмак (138). Судо М. М. — Красноводек ярым адасынын гүнортасынын миоцени хагында (141). Жапаров Г. Н., Маня А. А., Арустамов А. Л., Бууркова Г. Н., Курылева А. М., Балгулыев Ч. К. — Говурдак-Көйтен районынын ёкары сенон чөкүндилеринин стратиграфиясы (145). Седлецкий В. И. — Данбуритин пробертит ве улөксит билен ерини чалышма ягдайлары (150). Фартуков М. М. — Красноводек ярым адасынын, Меркези ве Демиргазык Гарагумын сантон ярусы барада (152). Дубинский А. А. — Бадхызын мел ве палеоген арачек гатлактарынын стратиграфиясы догрусунда (156). Ятченко Л. Д. — Акчагыл гатлагынын үстүндөки конгломератларын яшы барада (157). Калугин В. П. — Гунбатар Көпөтдагыч Чаджа ве Данаты свиталарынын аралык арачекги барада (158). Аманьязов К. — Көйтендаг гершинин келловей — оксфорд чөкүндилеринин яруслара бөлүнүшиги (160). Цепелев Н. С. — Туваргырын юра сув ховданларынын физики-география типлеринин ве геохимии ягдайларынын үйтгейишлери хагында (162). Гурбанов Б. Т. — Гүнорта-Гунбатар Түркменистанын Аладаг-Мессериги зонасынын сейсмики толкун мейданы барада (165). Беркелиев М. — Ашгабадын ёкарысында F ионосфера областында томус ве гыш нысалларында N (h) яйрайшы (167).	170
ХРОНИКА	
Түркменистан ССР Ылымлар академиясынын тэзе академиклери ве член-корреспондентлери (170).	
МЕТЕОР БЮЛЛЕТЕНИ	172
Терентьева А. К. — β-Ариэтид метеор өйжүги (172). Ученый секретарь редколлегии — Т. В. Артыкова.	

Сдано в набор 29/1 1965 г. Подписано к печати 31/III-1965 г., уч.-издат. л. 15,4
физ. л. 10,7, формат 70×108¹/₁₆, зак. № 24. Тираж 815. Цена 60 коп. И—05892

Филиал полиграфкомбината. Ашхабад, Энгельса, 2.

Цена 60 коп.

Индекс
77948

Продолжается подписка
на журнал

**„ИЗВЕСТИЯ
АКАДЕМИИ НАУК
ТУРКМЕННОЙ ССР“
на 1965 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“