

**Том 23, номер 4**  
**ISSN 0207 - 4028**

**Июль-Август 2004**

*РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК*

# ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР  
МОИСЕЕНКО В.Г.



<http://www.itig.khv.ru/POG>

## СОДЕРЖАНИЕ

<i>С.В. Соловьев.</i> Тепловая конвекция в ядре Земли с учетом джоулевой диссипации .....	3
<i>А.М. Петрищевский.</i> Гравитационные автокорреляционные индикаторы глубинных геологических структур .....	13
<i>Г.В. Котляр, О.Л. Коссовая, А.В. Журавлев.</i> Межрегиональная корреляция основных событийных рубежей пермской системы .....	25
<i>А.Н. Филиппов, И.В. Кемкин.</i> Култухинская “свита” – тектоно-стратиграфический комплекс юрско-берриасской аккреционной призмы Западного Сихотэ-Алиня .....	43
<i>Ю.Д. Захаров, Е.А. Соколова, О.П. Смышляева, Я. Шигэта, К. Танабэ, Х. Маэда, Т.Г. Веливецкая, А.М. Попов, А.В. Игнатьев, Т.Б. Афанасьева.</i> Новые данные по изотопам кислорода и углерода органических карбонатов и проблема низких изотопных палеотемператур тропиков в маастрихте .....	54
<i>Б.И. Павлюткин, В.С. Пушкарь, М.В. Черепанова, Т.И. Петренко.</i> Проблемы стратиграфии миоцена Приханкайской впадины (Дальний Восток России) .....	73
<i>А.М. Иванова, А.Н. Смирнов, Е.А. Пашиковская.</i> Геолого-промышленные типы россыпей полезных ископаемых в шельфовых областях Мирового океана .....	86
 <b>Потери науки</b>	
Кирилл Владимирович Симаков (1935–2004) .....	102

## CONTENTS

<i>S.V. Solovyov</i> . Thermal convection in the core of the Earth with consideration for Joule dissipation .....	3
<i>A.M. Petrishchevskiy</i> . Gravitational autocorrelation indicators of deep-seated geological structures .....	13
<i>G.V. Kotlyar, O.L. Kossovaya, A.V. Zhuravlev</i> . Interregional correlation of the main event boundaries in the Permian system .....	25
<i>A.N. Filippov, I.V. Kemkin</i> . Kultukhinskaya “suite” as a tectono-stratigraphic complex of the Jurassic-Berriassian accretionary prism of the Western Sikhote-Alin .....	43
<i>Yu.D. Zakharov, Ye.A. Sokolova, O.P. Smyshlyaeva, Y. Shigeta, K. Tanabe, H. Maeda, T.G. Velivetskaya, A.M. Popov, A.V. Ignatyev, T.B. Afanasyeva</i> . New oxygen and carbon isotopic record, and the problem of low isotopic paleotemperatures in tropics during Maastrichtian .....	54
<i>B.I. Pavlyutkin, V.S. Pushkar, M.V. Cherepanova, T.I. Petrenko</i> . The Miocene stratigraphy problems of the Khanka depression of Primorye, Russian Far East .....	73
<i>A.M. Ivanova, A.S. Smirnov, Ye.A. Pashkovskaya</i> . Geological and commercial types of placers in shelf areas of the World Ocean .....	86
 <b>Obituaries</b>	
<i>K.V. Simakov (1935–2004)</i> .....	102

**ТЕПЛОВАЯ КОНВЕКЦИЯ В ЯДРЕ ЗЕМЛИ С УЧЕТОМ ДЖОУЛЕВОЙ ДИССИПАЦИИ**

*С.В. Соловьев*

Политехнический университет, г. Томск

Исследуется тепловая конвекция электропроводящей жидкости в ядре Земли с учетом внутренних источников тепла и джоулевой диссипации. Сделаны оценки влияния внутренних источников тепла и джоулевой диссипации на структуру конвективного течения и поле температуры.

**Ключевые слова:** тепловая конвекция, электропроводящая жидкость, ядро, Земля.

**ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ**

Математическая постановка задачи естественно-конвективного теплообмена электропроводящей жидкости в безразмерной форме (используется приближение Буссинеска) описывается системой дифференциальных уравнений [3,2]

$$\frac{1}{\text{Ho}} \frac{\partial \vartheta}{\partial \tau} + (\mathbf{v}\nabla)\vartheta = \frac{1}{\text{Pe}} (\Delta\vartheta + Q_v + J(\text{rot } \mathbf{B})^2), \quad (1)$$

$$\frac{1}{\text{Ho}} \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial \tau} + (\mathbf{v}\nabla)\mathbf{v} = -\text{Eu}\nabla p + \frac{S}{\text{Re}_m} (\text{rot } \mathbf{B} \times \mathbf{B}) + \frac{1}{\text{Re}} \Delta \mathbf{v} + \mathbf{g} \frac{\text{Gr}}{\text{Re}^2} \vartheta \quad (2)$$

$$\text{div } \mathbf{v} = 0, \quad (3)$$

$$\frac{1}{\text{Ho}} \frac{\partial \mathbf{B}}{\partial \tau} = \text{rot } (\mathbf{v} \times \mathbf{B}) + \frac{1}{\text{Re}_m} \Delta \mathbf{B}, \quad (4)$$

$$\text{div } \mathbf{B} = 0. \quad (5)$$

Последнее слагаемое в правой части уравнения (1) определяет диссипацию тепла в жидкости в результате ее конечной проводимости (джоулева диссипация). Постоянная величина J в уравнении (1) принимает различные значения в зависимости от типа граничных условий для температуры.

В переменных вихрь – функция тока – температура система уравнений (1)–(5) имеет следующий вид:

$$\frac{1}{\text{Ho}} \frac{\partial \vartheta}{\partial \tau} + \frac{1}{r^2 \sin \theta} \left( \frac{\partial \psi}{\partial \theta} \frac{\partial \vartheta}{\partial r} - \frac{\partial \psi}{\partial r} \frac{\partial \vartheta}{\partial \theta} \right) - \frac{1}{\text{Pe}} \left( \frac{\partial^2 \vartheta}{\partial r^2} + \frac{2}{r} \frac{\partial \vartheta}{\partial r} + \frac{1}{r^2} \frac{\partial^2 \vartheta}{\partial \theta^2} + \frac{\text{ctg} \theta}{r^2} \frac{\partial \vartheta}{\partial \theta} + Q_v \right) - \frac{J}{\text{Pe}} \left( \frac{\partial B_\theta}{\partial r} + \frac{1}{r} B_\theta - \frac{1}{r} \frac{\partial B_r}{\partial \theta} \right)^2 = 0, \quad (6)$$

$$\frac{1}{\text{Ho}} \frac{\partial \omega}{\partial \tau} + \frac{1}{r^2 \sin \theta} \left( \frac{\partial \psi}{\partial \theta} \frac{\partial \omega}{\partial r} - \frac{\partial \psi}{\partial r} \frac{\partial \omega}{\partial \theta} - \frac{\omega}{r} \frac{\partial \psi}{\partial \theta} + \omega \text{ctg} \theta \frac{\partial \psi}{\partial r} \right) - \frac{1}{\text{Re}} \left( \frac{\partial^2 \omega}{\partial r^2} + \frac{2}{r} \frac{\partial \omega}{\partial r} + \frac{1}{r^2} \frac{\partial^2 \omega}{\partial \theta^2} + \frac{\text{ctg} \theta}{r^2} \frac{\partial \omega}{\partial \theta} - \frac{\omega}{r^2 \sin^2 \theta} \right) - \frac{S}{\text{Re}_m} \left( B_r \frac{\partial^2 B_\theta}{\partial r^2} + 2 \frac{B_r}{r} \frac{\partial B_\theta}{\partial r} + \frac{\partial B_r}{\partial r} \frac{\partial B_\theta}{\partial r} + \frac{B_\theta}{r} \frac{\partial B_r}{\partial r} - \frac{B_r}{r} \frac{\partial^2 B_r}{\partial r \partial \theta} - \frac{1}{r} \frac{\partial B_r}{\partial r} \frac{\partial B_r}{\partial \theta} + \frac{B_\theta}{r} \frac{\partial^2 B_\theta}{\partial r \partial \theta} + \frac{1}{r} \frac{\partial B_\theta}{\partial r} \frac{\partial B_\theta}{\partial \theta} + \frac{2B_\theta}{r^2} \frac{\partial B_\theta}{\partial \theta} - \frac{B_\theta}{r^2} \frac{\partial^2 B_r}{\partial \theta^2} - \frac{1}{r^2} \frac{\partial B_r}{\partial \theta} \frac{\partial B_\theta}{\partial \theta} \right) + \frac{\text{Gr}}{\text{Re}^2} \frac{1}{r} \frac{\partial \vartheta}{\partial \theta} = 0, \quad (7)$$

$$\frac{\partial^2 \psi}{\partial r^2} + \frac{1}{r^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial \theta^2} - \frac{\text{ctg} \theta}{r^2} \frac{\partial \psi}{\partial \theta} = -\omega r \sin \theta \quad (8)$$

Обозначения: J,  $\mathbf{V} = V/u_0$ ,  $\mathbf{B} = B/B_0$ ,  $\mathbf{t} = t/t_0$  – безразмерные температура, скорость, магнитная индукция и время;  $\text{Eu} = \frac{P_0}{\rho_0 u_0^2}$  – число Эйлера;  $\text{Re} = \frac{u_0 r_1}{\nu}$  – число Рейнольдса;  $\text{Pe} = \frac{u_0 r_1}{a}$  – число Пекле;  $\text{Ho} = \frac{u_0 t_0}{r_1}$  – число гомохронности;  $\text{Re}_m = \frac{u_0 r_1}{D_m}$ ,  $S = \frac{\sigma B_0^2 r_1}{\rho_0 u_0}$  – магнитное число Рейнольдса и параметр магнитного взаимодействия; I – коэффициент теплопроводности вещества жидкого ядра Земли;  $r_1'$  – размерный текущий радиус внутренней сферы;  $R_0$  – безразмерный радиус внешней сферы;  $P_0, r_0, u_0, t_0$  – характерные масштабы соответствующих величин: давления, плотности, скорости и времени. Индексы: 0 – масштабы величин; m – магнитный; 1, 2 – значения параметров на внутренней и внешней границах; in – внутренний; out – внешний, a – индекс суммирования.

$$\begin{aligned}
& \frac{1}{\text{Ho}} \frac{\partial B_r}{\partial \tau} - \frac{1}{r^2 \sin \theta} \left( \frac{B_\theta}{r} \frac{\partial^2 \psi}{\partial \theta^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial B_\theta}{\partial \theta} \frac{\partial \psi}{\partial \theta} + \right. \\
& \left. + B_r \frac{\partial^2 \psi}{\partial r \partial \theta} + \frac{\partial B_r}{\partial \theta} \frac{\partial \psi}{\partial r} \right) = \frac{1}{\text{Re}_m} \times \\
& \times \left( \frac{\partial^2 B_r}{\partial r^2} + \frac{2}{r} \frac{\partial B_r}{\partial r} + \frac{1}{r^2} \frac{\partial^2 B_r}{\partial \theta^2} + \right. \\
& \left. + \frac{\text{ctg} \theta}{r^2} \frac{\partial B_r}{\partial \theta} - \frac{2B_r}{r^2} - \frac{2B_\theta \text{ctg} \theta}{r^2} - \frac{2}{r^2} \frac{\partial B_\theta}{\partial \theta} \right), \\
& \frac{1}{\text{Ho}} \frac{\partial B_\theta}{\partial \tau} - \frac{1}{r \sin \theta} \left( -B_r \frac{\partial^2 \psi}{\partial r^2} - \frac{\partial B_r}{\partial r} \frac{\partial \psi}{\partial r} - \right. \\
& \left. - \frac{B_\theta}{r} \frac{\partial^2 \psi}{\partial r \partial \theta} + \frac{B_\theta}{r^2} \frac{\partial \psi}{\partial \theta} - \frac{1}{r} \frac{\partial B_\theta}{\partial r} \frac{\partial \psi}{\partial \theta} \right) = \\
& = \frac{1}{\text{Re}_m} \left( \frac{\partial^2 B_\theta}{\partial r^2} + \frac{2}{r} \frac{\partial B_\theta}{\partial r} + \frac{1}{r^2} \frac{\partial^2 B_\theta}{\partial \theta^2} + \right. \\
& \left. + \frac{\text{ctg} \theta}{r^2} \frac{\partial B_\theta}{\partial \theta} - \frac{B_\theta}{r^2 \sin^2 \theta} + \frac{2}{r^2} \frac{\partial B_r}{\partial \theta} \right). \tag{9}
\end{aligned}$$

Для температуры рассматривались граничные условия первого и второго родов:

- граничные условия первого рода

$$\vartheta|_{\Gamma_1} = 1; \vartheta|_{\Gamma_2} = 0, \tag{11}$$

где

$$\begin{aligned}
\vartheta &= \frac{T - T_2}{T_1 - T_2}; \text{Gr} = \frac{g\beta(T_1 - T_2)r_1^3}{v^2}; \\
Q_v &= \frac{q_v r_1^2}{\lambda(T_1 - T_2)}; J = \frac{D_m}{4\pi} \frac{r_1^2}{\lambda(T_1 - T_2)}; \tag{12}
\end{aligned}$$

- граничные условия вида (подвод тепла на внутренней границе и задание температуры на внешней границе)

$$\frac{\partial \vartheta}{\partial r}|_{\Gamma_1} = -1; \vartheta|_{\Gamma_2} = 0. \tag{13}$$

Здесь

$$\begin{aligned}
\vartheta &= \frac{T - T_2}{q_1 r_1'} \lambda; \text{Gr} = \frac{g\beta q_1 r_1'^4}{v^2 \lambda}; \\
Q_v &= \frac{q_v r_1'}{q_1}; J = \frac{D_m}{4\pi} \frac{r_1'}{q_1}; \tag{14}
\end{aligned}$$

- граничные условия вида (задание температуры на внутренней границе и теплового потока на внешней границе)

$$\begin{aligned}
\vartheta|_{\Gamma_1} &= 0; \frac{\partial \vartheta}{\partial r}|_{\Gamma_2} = \pm 1 \\
\text{("}+1\text{" в случае подвода тепла} \\
\text{и "}-1\text{" - в случае отвода).} \tag{15}
\end{aligned}$$

Здесь

$$\begin{aligned}
\vartheta &= \frac{T - T_1}{q_2 r_1'} \lambda; \text{Gr} = \frac{g\beta q_2 r_1'^4}{v^2 \lambda}; \\
Q_v &= \frac{q_v r_1'}{q_2}; J = \frac{D_m}{4\pi} \frac{r_1'}{q_2}. \tag{16}
\end{aligned}$$

На оси симметрии

$$\frac{\partial \vartheta}{\partial \theta}|_{\theta=0, \pi} = 0. \tag{17}$$

Граничные условия для вихря и функции тока имеют следующий вид:

$$\Psi|_{\Gamma_{1,2}} = \Psi|_{\theta=0, \pi} = \omega|_{\theta=0, \pi} = 0. \tag{18}$$

Граничные условия для вихря на границах предполагают линейное изменение его [1].

Для магнитной индукции задаются граничные условия первого рода:

$$\begin{aligned}
B_r|_{\Gamma_1} &= B_r|_{\Gamma_2} = 0; B_\theta|_{\Gamma_1} = -0,01 \sin \theta; \\
B_\theta|_{\Gamma_2} &= 0,01 \sin \theta. \tag{19}
\end{aligned}$$

На оси симметрии граничные условия для радиальной и меридиональной составляющих магнитной индукции имели вид

$$\frac{\partial B_r}{\partial \theta}|_{\theta=0, \pi} = \frac{\partial B_\theta}{\partial \theta}|_{\theta=0, \pi} = 0. \tag{20}$$

При решении нестационарного варианта задачи в качестве начальных условий для всех рассчитываемых полей задавались нулевые значения. Однако для поля температуры дополнительно в качестве начального условия могло быть задано аналитическое решение  $\vartheta(r)$  одномерного стационарного уравнения теплопроводности.

Решение задачи осуществлялось методом конечных элементов. Для аппроксимации рассчитываемых полей использовались билинейные конечные элементы (рис. 1). Пробные решения задаются в форме

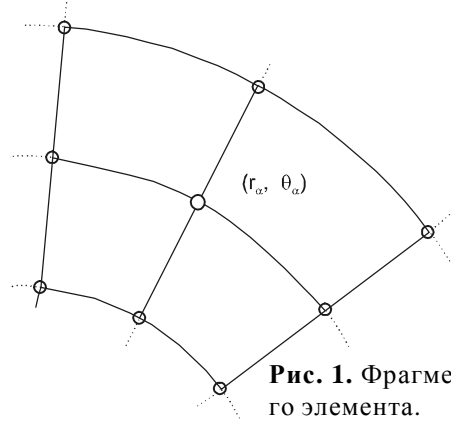


Рис. 1. Фрагмент конечно-го элемента.

$$\begin{aligned}
\vartheta(r, \theta) &= \sum_{\alpha} \vartheta_{\alpha} N_{\alpha}(r, \theta); \\
\psi(r, \theta) &= \sum_{\alpha} \psi_{\alpha} N_{\alpha}(r, \theta); \\
\omega(r, \theta) &= \sum_{\alpha} \omega_{\alpha} N_{\alpha}(r, \theta); \\
B_r(r, \theta) &= \sum_{\alpha} B_{r\alpha} N_{\alpha}(r, \theta); \\
B_{\theta}(r, \theta) &= \sum_{\alpha} B_{\theta\alpha} N_{\alpha}(r, \theta).
\end{aligned} \tag{21}$$

Здесь  $N_{\alpha}$  функции формы. Дискретный аналог системы дифференциальных уравнений (6)–(10) был получен с применением метода взвешенных невязок. По времени использовалась неявная схема.

Дискретный аналог уравнения (6) представлен системой нелинейных уравнений вида

$$\begin{aligned}
\vartheta_{\alpha}^{\circ} K_{\alpha}^{\circ} + \sum_{\beta} \vartheta_{\beta} K_{\alpha\beta}^{\vartheta} + \sum_{\beta} \sum_{\gamma} \left[ \vartheta_{\beta} \psi_{\gamma} K_{\alpha\beta\gamma}^{\vartheta\psi} + \right. \\
\left. + B_{\theta\beta} B_{\theta\gamma} K_{\alpha\beta\gamma}^{B_{\theta}B_{\theta}} + B_{\theta\beta} B_{r\gamma} K_{\alpha\beta\gamma}^{B_{\theta}B_r} + B_{r\beta} B_{\theta\gamma} K_{\alpha\beta\gamma}^{B_rB_{\theta}} + B_{r\beta} B_{r\gamma} K_{\alpha\beta\gamma}^{B_rB_r} \right] = K_{\alpha},
\end{aligned} \tag{22}$$

$$\text{где } K_{\alpha}^{\circ} = -\frac{1}{\text{Ho}\Delta\tau} \int_0^{r_2} \int_0^{\pi} r N_{\alpha} d\theta dr$$

$$\begin{aligned}
K_{\alpha\beta}^{\vartheta} &= \frac{\delta_{\alpha\beta}}{\text{Ho}\Delta\tau} \int_0^{r_2} \int_0^{\pi} r N_{\alpha} d\theta dr - \\
&- \frac{1}{\text{Pe}} \int_0^{r_2} \int_0^{\pi} \left( N_{\alpha} \frac{\partial N_{\beta}}{\partial r} - r \frac{\partial N_{\alpha}}{\partial r} \frac{\partial N_{\beta}}{\partial r} - \right. \\
&\left. - \frac{1}{r} \frac{\partial N_{\alpha}}{\partial \theta} \frac{\partial N_{\beta}}{\partial \theta} + \text{ctg}\theta N_{\alpha} \frac{\partial N_{\beta}}{\partial \theta} \right) d\theta dr,
\end{aligned}$$

$\delta_{\alpha\beta}$  - символ Кронекера,

$$K_{\alpha\beta\gamma}^{\vartheta\psi} = \int_0^{r_2} \int_0^{\pi} \frac{N_{\alpha}}{r \sin \theta} \left( \frac{\partial N_{\gamma}}{\partial \theta} \frac{\partial N_{\beta}}{\partial r} - \frac{\partial N_{\gamma}}{\partial r} \frac{\partial N_{\beta}}{\partial \theta} \right) d\theta dr,$$

$$K_{\alpha\beta\gamma}^{B_{\theta}B_{\theta}} = -\frac{J}{\text{Pe}} \int_0^{r_2} \int_0^{\pi} r N_{\alpha} \left( \frac{\partial N_{\beta}}{\partial r} + \frac{1}{r} N_{\beta} \right) \left( \frac{\partial N_{\gamma}}{\partial r} + \frac{1}{r} N_{\gamma} \right) d\theta dr,$$

$$K_{\alpha\beta\gamma}^{B_{\theta}B_r} = -\frac{J}{\text{Pe}} \int_0^{r_2} \int_0^{\pi} r N_{\alpha} \left( \frac{\partial N_{\beta}}{\partial r} + \frac{1}{r} N_{\beta} \right) \left( -\frac{1}{r} \frac{\partial N_{\gamma}}{\partial \theta} \right) d\theta dr,$$

$$K_{\alpha\beta\gamma}^{B_rB_{\theta}} = -\frac{J}{\text{Pe}} \int_0^{r_2} \int_0^{\pi} r N_{\alpha} \left( -\frac{1}{r} \frac{\partial N_{\beta}}{\partial \theta} \right) \left( \frac{\partial N_{\gamma}}{\partial r} + \frac{1}{r} N_{\gamma} \right) d\theta dr,$$

$$K_{\alpha\beta\gamma}^{B_rB_r} = -\frac{J}{\text{Pe}} \int_0^{r_2} \int_0^{\pi} r N_{\alpha} \left( -\frac{1}{r} \frac{\partial N_{\beta}}{\partial \theta} \right) \left( -\frac{1}{r} \frac{\partial N_{\gamma}}{\partial \theta} \right) d\theta dr,$$

$$K_{\alpha} = \frac{Q_v}{\text{Pe}} \int_0^{r_2} \int_0^{\pi} r N_{\alpha} d\theta dr.$$

Дискретный аналог уравнения (7) имеет следующий вид

$$\begin{aligned}
\omega_{\alpha}^{\circ} L_{\alpha}^{\circ} + \sum_{\beta} \omega_{\beta} L_{\alpha\beta}^{\omega} + \sum_{\beta} \vartheta_{\beta} L_{\alpha\beta}^{\vartheta} + \\
+ \sum_{\beta} \sum_{\gamma} \left[ \omega_{\beta} \psi_{\gamma} L_{\alpha\beta\gamma}^{\omega\psi} + B_{r\beta} B_{r\gamma} L_{\alpha\beta\gamma}^{B_rB_r} + \right. \\
\left. + B_{r\beta} B_{\theta\gamma} L_{\alpha\beta\gamma}^{B_{\theta}B_r} + B_{\theta\beta} B_{\theta\gamma} L_{\alpha\beta\gamma}^{B_{\theta}B_{\theta}} \right] = 0,
\end{aligned} \tag{23}$$

$$\text{где } L_{\alpha}^{\circ} = -\frac{1}{\text{Ho}\Delta\tau} \int_0^{r_2} \int_0^{\pi} r N_{\alpha} d\theta dr,$$

$$\begin{aligned}
L_{\alpha\beta}^{\omega} &= \frac{\delta_{\alpha\beta}}{\text{Ho}\Delta\tau} \int_0^{r_2} \int_0^{\pi} r N_{\alpha} d\theta dr - \\
&- \frac{1}{\text{Re}} \int_0^{r_2} \int_0^{\pi} \left( N_{\alpha} \frac{\partial N_{\beta}}{\partial r} - r \frac{\partial N_{\alpha}}{\partial r} \frac{\partial N_{\beta}}{\partial r} - \frac{1}{r} \frac{\partial N_{\alpha}}{\partial \theta} \frac{\partial N_{\beta}}{\partial \theta} + \right. \\
&\left. + N_{\alpha} \frac{\text{ctg}\theta}{r} \frac{\partial N_{\beta}}{\partial \theta} - N_{\alpha} \frac{N_{\beta}}{r \sin^2 \theta} \right) d\theta dr,
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
L_{\alpha\beta\gamma}^{\omega\psi} &= \int_0^{r_2} \int_0^{\pi} \frac{N_{\alpha}}{r \sin \theta} \left( \frac{\partial N_{\gamma}}{\partial \theta} \frac{\partial N_{\beta}}{\partial r} - \frac{\partial N_{\gamma}}{\partial r} \frac{\partial N_{\beta}}{\partial \theta} - \right. \\
&\left. - \frac{1}{r} N_{\beta} \frac{\partial N_{\gamma}}{\partial \theta} + \text{ctg}\theta N_{\beta} \frac{\partial N_{\gamma}}{\partial r} \right) d\theta dr,
\end{aligned}$$

$$L_{\alpha\beta}^{\vartheta} = \frac{\text{Gr}}{\text{Re}^2} \int_0^{r_2} \int_0^{\pi} N_{\alpha} \frac{\partial N_{\beta}}{\partial \theta} d\theta dr,$$

$$L_{\alpha\beta\gamma}^{B_rB_r} = -\frac{S}{\text{Re}_m} \int_0^{r_2} \int_0^{\pi} \frac{\partial N_{\alpha}}{\partial r} N_{\beta} \frac{\partial N_{\gamma}}{\partial \theta} d\theta dr,$$

$$\begin{aligned}
L_{\alpha\beta\gamma}^{B_rB_{\theta}} &= -\frac{S}{\text{Re}_m} \int_0^{r_2} \int_0^{\pi} \left( N_{\alpha} N_{\beta} \frac{\partial N_{\gamma}}{\partial r} - r \frac{\partial N_{\alpha}}{\partial r} N_{\beta} \frac{\partial N_{\gamma}}{\partial r} + \right. \\
&\left. + N_{\alpha} \frac{\partial N_{\beta}}{\partial r} N_{\gamma} + \frac{1}{r} \frac{\partial N_{\alpha}}{\partial \theta} \frac{\partial N_{\beta}}{\partial \theta} N_{\gamma} \right) d\theta dr,
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
L_{\alpha\beta\gamma}^{B_{\theta}B_{\theta}} &= -\frac{S}{\text{Re}_m} \int_0^{r_2} \int_0^{\pi} \left( \frac{2}{r} N_{\alpha} N_{\beta} \frac{\partial N_{\gamma}}{\partial \theta} - \right. \\
&\left. - \frac{\partial N_{\alpha}}{\partial r} N_{\beta} \frac{\partial N_{\gamma}}{\partial \theta} \right) d\theta dr.
\end{aligned}$$

Дискретный аналог уравнения (8) имеет следующий вид

$$\sum_{\beta} M_{\alpha\beta}^{\Psi} \Psi_{\beta} + \sum_{\beta} M_{\alpha\beta}^{\omega} \omega_{\beta} = 0, \quad (24)$$

где

$$M_{\alpha\beta}^{\Psi} = - \int_0^{r_2} \int_0^{\pi} \left( \left( N_{\alpha} + r \frac{\partial N_{\alpha}}{\partial r} \right) \frac{\partial N_{\beta}}{\partial r} + \frac{1}{r} \frac{\partial N_{\alpha}}{\partial \theta} \frac{\partial N_{\beta}}{\partial \theta} + \frac{\text{ctg} \theta}{r} N_{\alpha} \frac{\partial N_{\beta}}{\partial \theta} \right) d\theta dr,$$

$$M_{\alpha\beta}^{\omega} = \omega_{\beta} \int_0^{r_2} \int_0^{\pi} r^2 N_{\alpha} N_{\beta} \sin \theta d\theta dr.$$

Дискретный аналог уравнения (9) имеет следующий вид

$$R_{\alpha}^{\circ} R_{\alpha}^{\circ} + \sum_{\beta} B_{r\beta} R_{\alpha\beta}^{B_r} + \sum_{\beta} B_{\theta\beta} R_{\alpha\beta}^{B_{\theta}} + \sum_{\beta} \sum_{\gamma} \left[ B_{r\beta} \Psi_{\gamma} R_{\alpha\beta\gamma}^{B_r\Psi} + B_{\theta\beta} \Psi_{\gamma} R_{\alpha\beta\gamma}^{B_{\theta}\Psi} \right] = 0, \quad (25)$$

где

$$R_{\alpha}^{\circ} = - \frac{1}{\text{Ho}\Delta\tau} \int_0^{r_2} \int_0^{\pi} r N_{\alpha} d\theta dr,$$

$$R_{\alpha\beta}^{B_r} = \frac{\delta_{\alpha\beta}}{\text{Ho}\Delta\tau} \int_0^{r_2} \int_0^{\pi} r N_{\alpha} d\theta dr + \frac{1}{\text{Re}_m} \int_0^{r_2} \int_0^{\pi} \left( r \frac{\partial N_{\alpha}}{\partial r} \frac{\partial N_{\beta}}{\partial r} - N_{\alpha} \frac{\partial N_{\beta}}{\partial r} + \frac{1}{r} \frac{\partial N_{\alpha}}{\partial \theta} \frac{\partial N_{\beta}}{\partial \theta} - \frac{\text{ctg} \theta}{r} N_{\alpha} \frac{\partial N_{\beta}}{\partial \theta} + \frac{2}{r} N_{\alpha} N_{\beta} \right) d\theta dr,$$

$$R_{\alpha\beta}^{B_{\theta}} = \frac{1}{\text{Re}_m} \int_0^{r_2} \int_0^{\pi} \left( \frac{2\text{ctg} \theta}{r} N_{\alpha} N_{\beta} + \frac{2}{r} N_{\alpha} \frac{\partial N_{\beta}}{\partial \theta} \right) d\theta dr,$$

$$R_{\alpha\beta\gamma}^{B_r\Psi} = \int_0^{r_2} \int_0^{\pi} \left( \left( \frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial N_{\alpha}}{\partial \theta} N_{\beta} - \frac{\cos \theta}{r \sin^2 \theta} N_{\alpha} N_{\beta} \right) \frac{\partial N_{\gamma}}{\partial r} \right) d\theta dr,$$

$$R_{\alpha\beta\gamma}^{B_{\theta}\Psi} = \int_0^{r_2} \int_0^{\pi} \left( \left( \frac{1}{r^2 \sin \theta} \frac{\partial N_{\alpha}}{\partial \theta} N_{\beta} - \frac{\cos \theta}{r^2 \sin^2 \theta} N_{\alpha} N_{\beta} \right) \frac{\partial N_{\gamma}}{\partial \theta} \right) d\theta dr.$$

Дискретный аналог уравнения (10) имеет следующий вид

$$B_{\theta\alpha}^{\circ} S_{\alpha}^{\circ} + \sum_{\beta} B_{\theta\beta} S_{\alpha\beta}^{B_{\theta}} + \sum_{\beta} B_{r\beta} S_{\alpha\beta}^{B_r} + \sum_{\beta} \sum_{\gamma} \left[ B_{\theta\beta} \Psi_{\gamma} S_{\alpha\beta\gamma}^{B_{\theta}\Psi} + B_{r\beta} \Psi_{\gamma} S_{\alpha\beta\gamma}^{B_r\Psi} \right] = 0, \quad (26)$$

где

$$S_{\alpha}^{\circ} = - \frac{1}{\text{Ho}\Delta\tau} \int_0^{r_2} \int_0^{\pi} r N_{\alpha} d\theta dr,$$

$$S_{\alpha\beta}^{B_{\theta}} = \frac{\delta_{\alpha\beta}}{\text{Ho}\Delta\tau} \int_0^{r_2} \int_0^{\pi} r N_{\alpha} (B_{\theta\alpha} - B_{\theta\alpha}^{\circ}) d\theta dr - \frac{1}{\text{Re}_m} \int_0^{r_2} \int_0^{\pi} \left( N_{\alpha} \frac{\partial N_{\beta}}{\partial r} - r \frac{\partial N_{\alpha}}{\partial r} \frac{\partial N_{\beta}}{\partial r} - \frac{1}{r} \frac{\partial N_{\alpha}}{\partial \theta} \frac{\partial N_{\beta}}{\partial \theta} + \frac{\text{ctg} \theta}{r} N_{\alpha} \frac{\partial N_{\beta}}{\partial \theta} - \frac{1}{r \sin^2 \theta} N_{\alpha} N_{\beta} \right) d\theta dr,$$

$$S_{\alpha\beta}^{B_r} = - \frac{1}{\text{Re}_m} \int_0^{r_2} \int_0^{\pi} \left( \frac{2}{r} N_{\alpha} \frac{\partial N_{\beta}}{\partial \theta} \right) d\theta dr,$$

$$S_{\alpha\beta\gamma}^{B_{\theta}\Psi} = - \int_0^{r_2} \int_0^{\pi} \frac{N_{\beta}}{r \sin \theta} \frac{\partial N_{\alpha}}{\partial r} \frac{\partial N_{\gamma}}{\partial \theta} d\theta dr,$$

$$S_{\alpha\beta\gamma}^{B_r\Psi} = - \int_0^{r_2} \int_0^{\pi} \frac{N_{\beta}}{\sin \theta} \frac{\partial N_{\alpha}}{\partial r} \frac{\partial N_{\gamma}}{\partial r} d\theta dr.$$

Для решения системы нелинейных уравнений использовался метод итераций с нижней релаксацией.

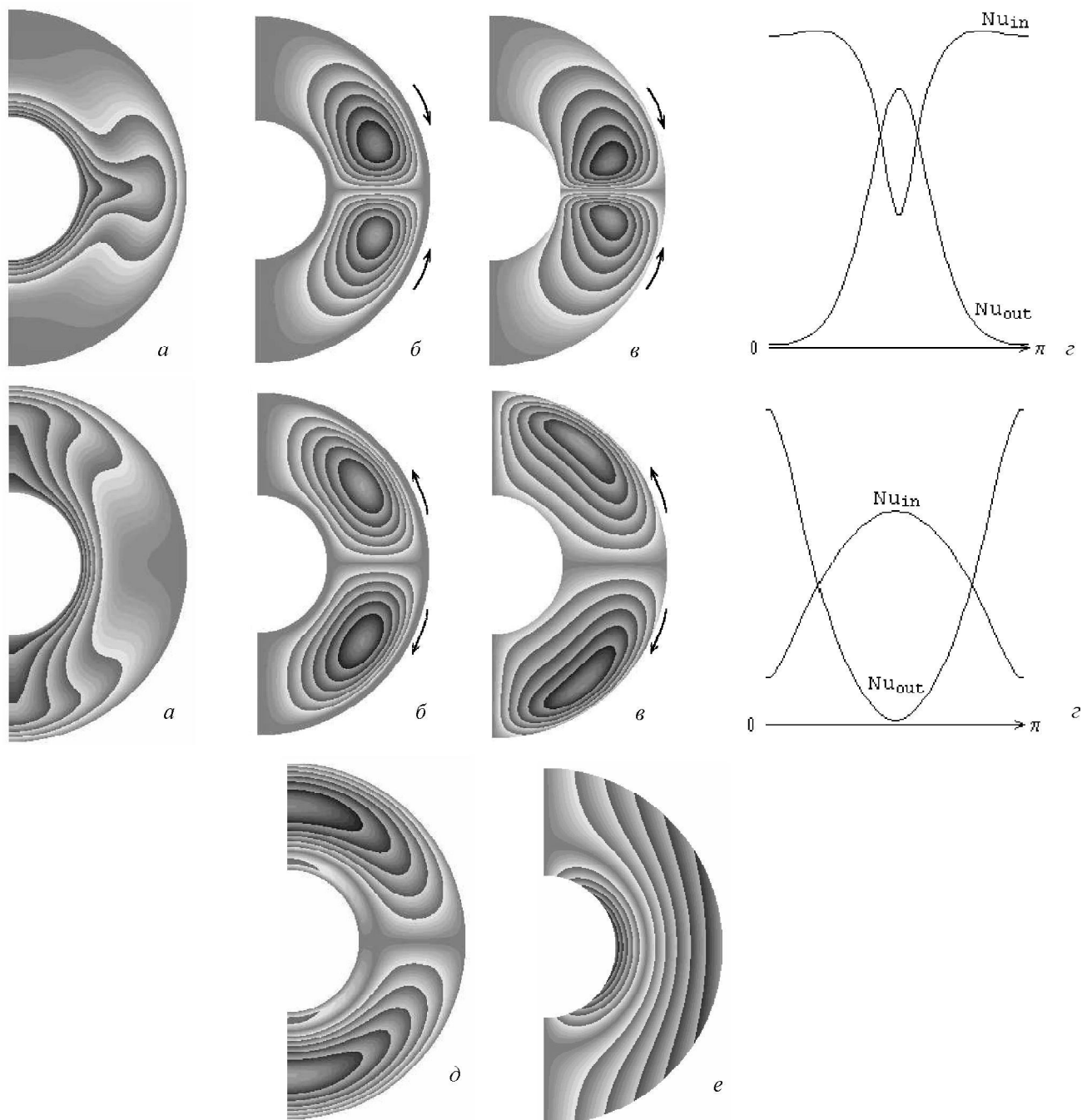
## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

На рис. 2 приведены расчетные поля для установившегося режима конвективного теплообмена жидкости в ядре Земли при следующих значениях безразмерных чисел подобия

$$\text{Gr} = 10^3; \quad \text{Gr}/\text{Re}^2 = 10; \quad S = 10^{-2}; \quad \text{Re}_m = 2 \cdot 10^{-5}; \quad \text{Ho} = 1; \quad \text{Pe} = 1.$$

Безразмерная толщина слоя была принята равной 1,5 при значении внешнего радиуса ядра  $R_0 = 2,5$ . В расчетах использовалась равномерная сетка с числом узлов по радиусу 50 и по углу 90. Для температуры рассматривались граничные условия I рода.

На рис. 2, А представлены результаты расчетов для неэлектропроводящей жидкости, полученные при учете конвективных и подъемных сил. Как видно из



**Рис. 2.** Расчетные поля: *A* – для неэлектропроводящей жидкости без учета магнитных сил, джоулевой диссипации и внутренних источников тепла; для электропроводящей жидкости: *B* – с учетом магнитных сил. Джоулева диссипация и внутренние источники тепла отсутствуют; *B* – с учетом магнитных сил и джоулевой диссипации. Внутренние источники тепла отсутствуют; *Г* – с учетом магнитных сил, джоулевой диссипации и внутренних источников тепла  $Q_V=0,6$ ; *Д* – с учетом магнитных сил, джоулевой диссипации и внутренних источников тепла  $Q_V=6,0$ ; *Е* – с учетом магнитных сил и внутренних источников тепла  $Q_V=0,6$ . Джоулева диссипация отсутствует; *Ж* – с учетом магнитных сил и внутренних источников тепла  $Q_V=6,0$ . Джоулева диссипация отсутствует; *З* – без учета магнитных сил, джоулевой диссипации и внутренних источников тепла.

*a* – температура, *b* – функция тока, *v* – вихрь, *z* – локальные числа Нуссельта, *d* – радиальная составляющая магнитной индукции, *e* – меридиональная составляющая магнитной индукции.



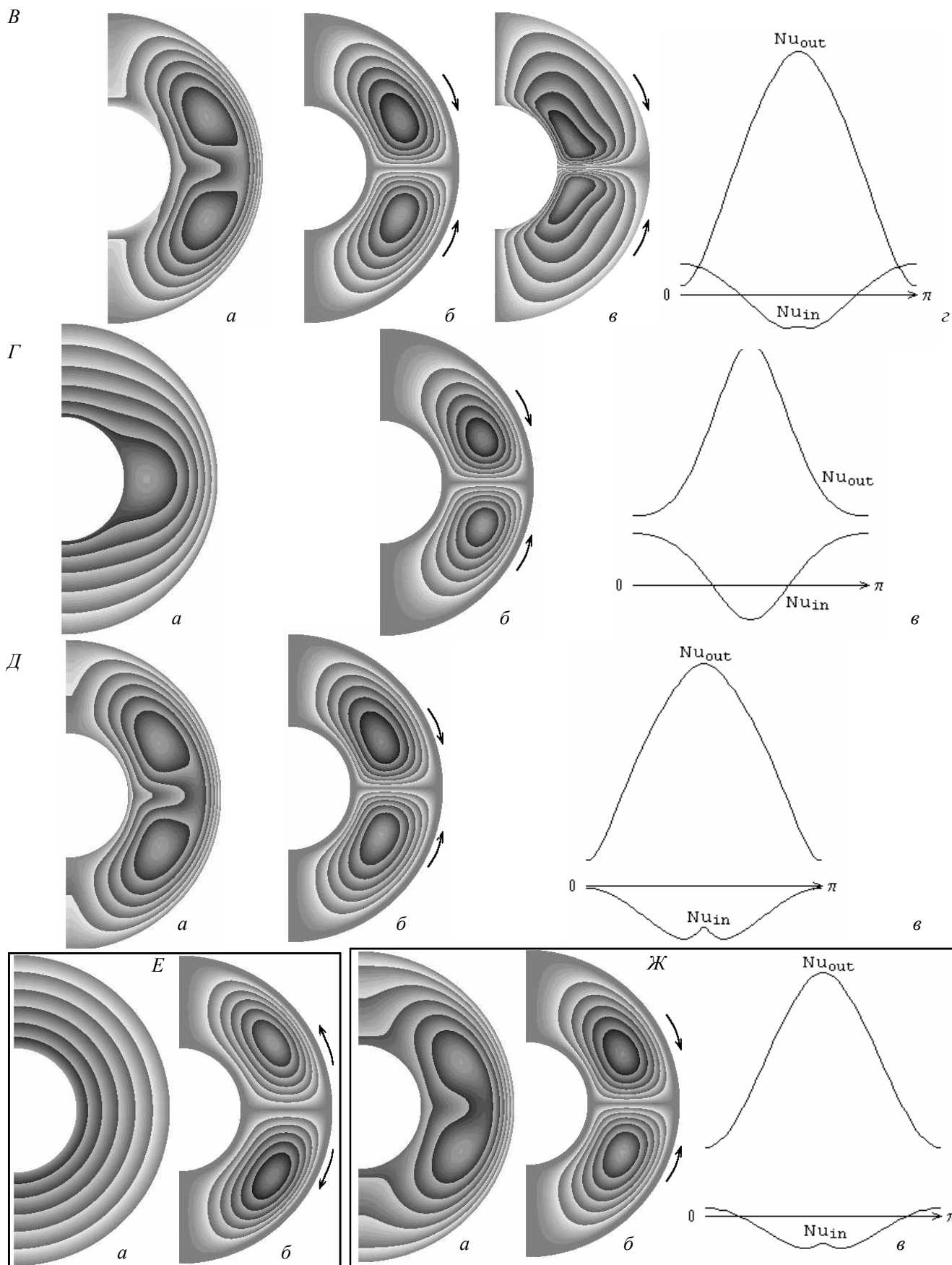


Рис. 2. (Продолжение).

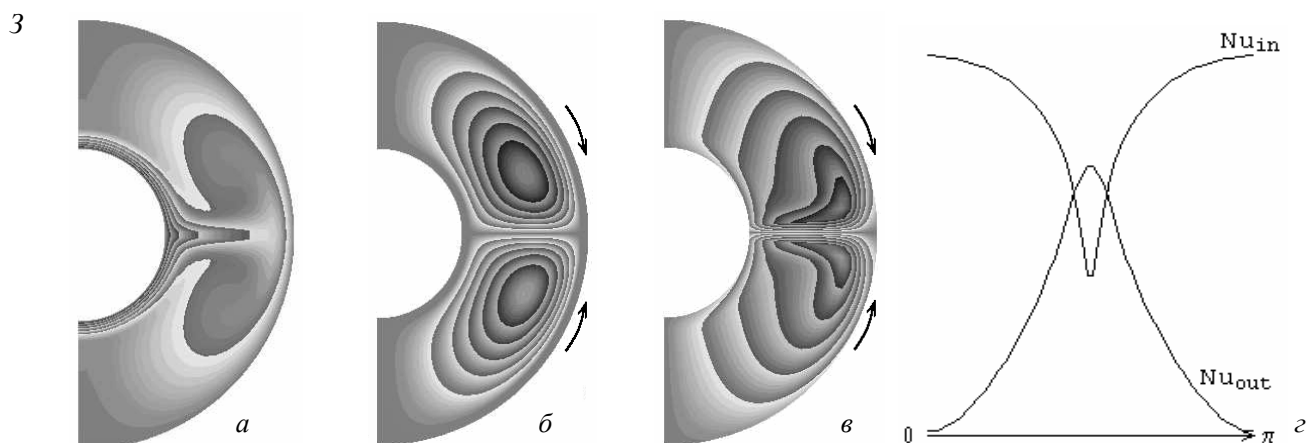


Рис. 2. (Окончание).

рисунка, температурные возмущения (рис. 2, *A, a*), в основном, сосредоточены в экваториальной области ( $\theta = 90^\circ$ ), как у внутренней границы ядра, так и у внешней. В слое образуются две конвективные ячейки (рис. 2, *A, б*), вращающиеся в противоположные стороны (верхняя “отрицательная” – по часовой стрелке, нижняя “положительная” – против часовой стрелки). На рис. 2, *A, в* приведено поле вихря (в прослойке имеют место два вихря). Максимальные значения функции тока и вихря достигают следующих величин:  $|\Psi_m| = 1,02$ ;  $|\omega_{\max}| = 5,95$ . В области экватора значения тепловых потоков имеют экстремум: минимум на внутренней границе ядра и максимум – на внешней. Локальные числа Нуссельта изменяются в пределах:  $1,54 \leq Nu_{\text{in}} \leq 3,68$ ;  $0,04 \leq Nu_{\text{out}} \leq 3,00$ .

На рис. 2, *B* приведены результаты расчетов для электропроводящей жидкости с учетом инерционных, подъемных и магнитных сил. Учет магнитных сил приводит к изменению поля температуры (рис. 2, *B, a*) по сравнению с результатом рис. 2, *A, a*. Основное изменение температуры (рис. 2, *B, a*) наблюдается в области полюсов, в то время как для неэлектропроводной жидкости оно имеет место в области экватора (рис. 2, *A, a*). В ядре образуются две конвективные ячейки (рис. 2, *B, б*) большего масштаба, но такой же интенсивности, как и для результата, приведенного на рис. 2, *A, б*. Однако направление движения жидкости в ячейках изменяется на противоположное (рис. 2, *A, б* и рис. 2, *B, б*). Форма вихрей (рис. 2, *B, в*), каждый из которых занимает половину расчетной области, отличается от конфигурации и расположения вихрей в слое (рис. 2, *A, в*). Максимальное значение напряженности вихря для электропроводной жидкости (рис. 2, *B, в*) возрастает по сравнению с напряженностью вихря для неэлек-

тропроводной жидкости (рис. 2, *A, в*), достигая величины  $|\omega_{\max}| = 6,44$ . Диапазон изменения локальных чисел Нуссельта (рис. 2, *B, з*) для настоящего режима, по сравнению с конвекцией неэлектропроводной жидкости (рис. 2, *A, з*), увеличивается:  $0,84 \leq Nu_{\text{in}} \leq 3,76$ ;  $0,08 \leq Nu_{\text{out}} \leq 5,55$ . Характер изменения локальных чисел Нуссельта (рис. 2, *B, з*) изменился на противоположный по сравнению с результатом рис. 2, *A, з*. В слое имеет место регенерация радиальной составляющей магнитной индукции (рис. 2, *B, д*; ее максимальное значение  $|\max B_r| \sim 8,54 \cdot 10^{-4}$ ), которая в северном полушарии принимает отрицательные значения, а в южном – положительные. Меридиональная составляющая магнитной индукции вблизи внутренней границы слоя принимает отрицательные значения, а у внешней границы – положительные (рис. 2, *B, е*).

На рис. 2, *B* представлены расчетные поля, полученные при учете инерционных, подъемных, магнитных сил и джоулевой диссипации тепла. Анализ результатов, приведенных на рис. 2, *B* и рис. 2, *B*, позволяет сделать следующие выводы. Учет джоулевой диссипации тепла приводит к изменению поля температуры, направления движения жидкости в конвективных ячейках, формы вихрей и распределения чисел Нуссельта. В этом случае теплообмен интенсифицируется во всем слое (рис. 2, *B, a*), максимальное значение температуры достигает величины  $\vartheta_{\max} = 3,15$ . Интенсивности конвекции и напряженности вихря (рис. 2, *B, б* и *в*) также увеличиваются ( $|\Psi_m| = 2,25$ ;  $|\omega_{\max}| = 14,50$ ). Характер изменения локальных чисел Нуссельта (рис. 2, *B, з*) изменяется на противоположный по сравнению с результатом, приведенным на рис. 2, *B, з*. Локальные числа Нуссельта

изменяются в пределах:  $-4,11 \leq Nu_{in} \leq 3,86$ ;  $1,18 \leq Nu_{out} \leq 30,02$ .

Дополнительный, ко всем предыдущим факторам, учет внутренних источников тепла мощностью  $Q_v=0,6$  приводит к результатам, представленным на рис. 2, Г. Сравнивая результаты рис. 2, Г и 2, В, можно отметить, что учет внутренних тепловыделений приводит в основном к изменению поля температуры, не оказывая значительных качественных изменений на поля функции тока, вихря, магнитной индукции и числа Нуссельта. Для результатов рис. 2, Г максимальные значения расчетных величин имеют следующие значения:  $\vartheta_{max} = 1,12$ ;  $|\Psi_m| = 1,20$ ;  $|\omega_{max}| = 6,53$ . Локальные числа Нуссельта изменяются в интервалах:  $-0,72 \leq Nu_{in} \leq 1,07$ ;  $1,43 \leq Nu_{out} \leq 5,00$ . Поля вихря и магнитной индукции качественно аналогичны соответствующим полям, приведенным на рис. 2, В, в и рис. 2, Б, д и е. Увеличение мощности внутренних тепловыделений, по сравнению с предыдущим режимом, до  $Q_v=6,0$  приводит к изменению поля температуры (рис. 2, Д, а), практически не оказывая влияния на картину течения жидкости и характер изменения чисел Нуссельта (рис. 2, Д, б и 2, Г, б; рис. 2, Д, в и 2, Г, в), но количественно увеличивая интенсивность конвективного теплообмена:  $\vartheta_{max} = 4,73$ ;  $|\Psi_m| = 2,31$ ;  $|\omega_{max}| = 18,10$ . Локальные числа Нуссельта изменяются в пределах:  $-9,55 \leq Nu_{in} \leq -0,32$ ;  $4,65 \leq Nu_{out} \leq 40,18$ . Данные результаты при достаточно больших  $Q_v$  неплохо согласуются с результатами, приведенными на рис. 2, В (когда учитывалось тепло джоулевой диссипации, но не учитывались внутренние источники тепла). Этот факт говорит о том, что для режимов, в одном из которых учитывается только джоулева диссипация (результаты рис. 2, В), а в другом – джоулева диссипация и внутренние источники тепла (результаты рис. 2, Д), джоулева диссипация оказывает значительное влияние (как качественное, так и количественное) на конвекцию в сферическом слое.

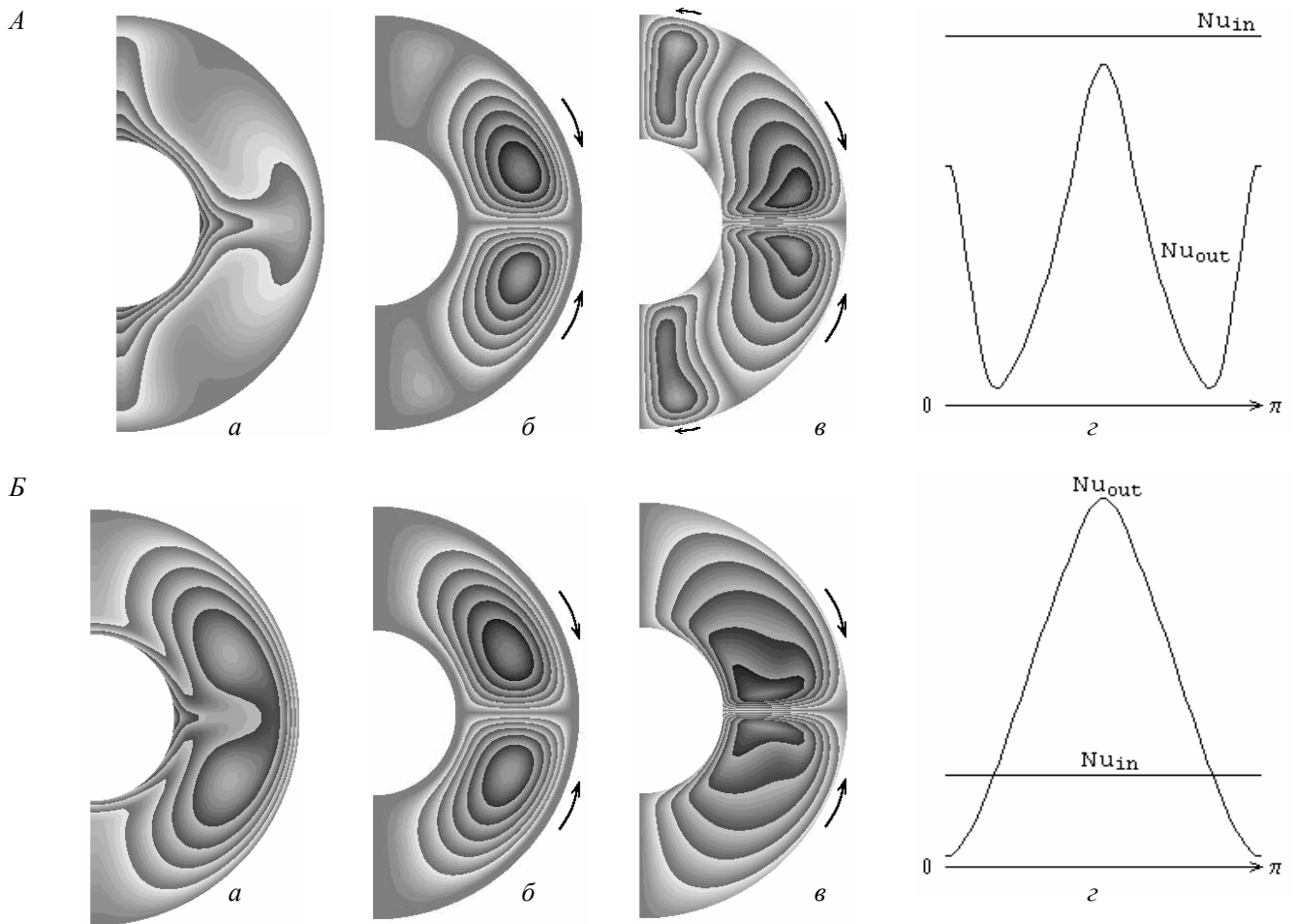
На рис. 2, Е представлены результаты конвективного теплообмена электропроводящей жидкости при учете внутренних источников тепла мощностью  $Q_v=0,6$ , но без учета джоулевой диссипации. В этом случае теплообмен в прослойке осуществляется теплопроводностью, поле температуры (рис. 2, Е, а) представляет собой концентрические окружности, в области образуются две конвективные ячейки (рис. 2, Е, б), интенсивность которых незначительна. Значения локальных и осредненных чисел Нуссельта совпадают.  $Nu_{in} = 0,94$ ;  $Nu_{out} = 1,56$ ;  $\vartheta_{max} = 1$ ;

$|\Psi_m| = 6,89 \cdot 10^{-3}$ ;  $|\omega_{max}| = 3,72 \cdot 10^{-2}$ . Сравнивая эти результаты с результатами рис. 2, Г (где учитывались такие же внутренние источники тепла и джоулева диссипация), можно отметить, что учет джоулевой диссипации приводит к существенному изменению теплообмена (рис. 2, Г, а и 2, Е, а) и к изменению направления движения жидкости в ячейках (рис. 2, Г, б и 2, Е, б).

На рис. 2, Ж приведены результаты конвективного теплообмена электропроводящей жидкости при учете внутренних источников тепла мощностью  $Q_v=6,0$ , но без учета джоулевой диссипации. Сравнивая эти результаты с результатами рис. 2, Д (где учитывались такие же внутренние источники тепла и джоулева диссипация), можно отметить, что учет джоулевой диссипации при достаточно больших  $Q_v$  практически не влияет на поле температуры (рис. 2, Д, а и 2, Ж, а), картину течения жидкости (рис. 2, Д, б и 2, Ж, б) и характер изменения чисел Нуссельта (рис. 2, Д, в и 2, Ж, в), однако интенсифицирует конвекцию. Из этого анализа следует, что для режимов, в одном из которых учитываются только внутренние источники тепла (результаты рис. 2, Ж), а в другом – джоулева диссипация и внутренние источники тепла (результаты рис. 2, Д), джоулева диссипация слабо влияет на качественную картину конвекции в сферическом слое, интенсифицируя ее количественно. Для результатов рис. 2, Е  $\vartheta_{max} = 1,83$ ;  $|\Psi_m| = 1,59$ ;  $|\omega_{max}| = 8,47$ . Локальные числа Нуссельта изменяются в пределах:  $-1,91 \leq Nu_{in} \leq 0,47$ ;  $4,09 \leq Nu_{out} \leq 14,44$ .

На рис. 2, 3 представлены результаты, аналогичные результатам рис. 2, А (без учета магнитных сил, внутренних источников тепла и джоулевой диссипации), за одним исключением: для результатов рис. 2, 3 отношение  $Gr/Re^2=100$ . Увеличение отношения  $Gr/Re^2$  на порядок приводит к интенсификации конвекции. По сравнению с результатами рис. 2, А максимальные величины функции тока, напряженности вихря и локальных чисел Нуссельта возрастают, принимая следующие значения:  $|\Psi_m| = 4,56$ ;  $|\omega_{max}| = 28,20$ ;  $2,67 \leq Nu_{in} \leq 6,36$ ;  $0,07 \leq Nu_{out} \leq 4,50$ . Некоторые изменения претерпевает поле температуры (рис. 2, 3, а и 2, А, а).

На рис. 3 приведены результаты расчетов полей температуры, функции тока, вихря и локальных чисел Нуссельта в случае подвода тепла на внутренней границе ядра, т.е. для граничных условий вида (13).



**Рис. 3.** Расчетные поля: *A* – с учетом магнитных сил. Джоулева диссипация и внутренние источники тепла отсутствуют; *B* – с учетом магнитных сил и джоулевой диссипации. Внутренние источники тепла отсутствуют.

*a* – температура, *б* – функция тока, *в* – вихрь, *z* – локальные числа Нуссельта.

Сравнивая эти результаты с результатами, приведенными на рис. 2, *Б* и 2, *В*, можно отметить, что для режима, в котором учитываются магнитные силы, но не учитываются внутренние источники тепла и джоулева диссипация (рис. 3, *A* и 2, *Б*), поля температуры, вихря и характер изменения локальных чисел Нуссельта значительно различаются. Поле температуры претерпевает значительные изменения в областях полюсов и экватора (рис. 3, *A*, *a*). На внутренней границе число Нуссельта  $Nu_{in}$  не изменяется ( $Nu_{in}=10$ ), а на внешней границе значение числа Нуссельта изменяется в интервале  $0,49 \leq Nu_{out} \leq 9,22$ . Максимальное значение функции тока достигает величины  $|\Psi_m|=1,82$  по сравнению с  $|\Psi_m|=1,02$  для рис. 2, *Б*, *б*. Максимальное значение вихря возрастает до вели-

чины  $|\omega_{max}|=11,10$  (рис. 3, *A*, *в*) по сравнению с  $|\omega_{max}|=6,44$  (рис. 2, *Б*, *в*). Структура течения в ядре в случае подвода тепла изменяется, особенно это заметно на поле вихря (рис. 2, *Б*, *в* и рис. 3, *A*, *в*). В области полюсов образуются два мелкомасштабных вихря (рис. 3, *A*, *в*). Направление движения в жидкости в конвективных ячейках изменяется на противоположное. Зависимость  $Nu_{out}$  имеет два минимума ( $\theta \sim 40^\circ$ ) и один максимум в экваториальной плоскости ( $\theta \sim 90^\circ$ ).

Сравнение результатов, приведенных на рис. 3, *Б* и рис. 2, *В*, позволяет сделать следующие выводы. Поля температуры, функции тока, вихря и распределение локального числа качественно не изменились. Структура течения и направление движения жидкости

в двух конвективных ячейках сохранились. Максимальные значения расчетных величин для результатов рис. 3, Б следующие:  $\vartheta_{\max} = 4,33$  против 3,15;  $|\Psi_m| = 3,21$  против 2,25;  $|\omega_{\max}| = 17,90$  против 14,50; ( $Nu_{in} = 10$  сохраняет постоянное значение на внутренней границе)  $1,23 \leq Nu_{out} \leq 40,30$ . Таким образом, под-

вод тепла изнутри, по сравнению с заданием температуры на внутренней границе ядра, интенсифицирует конвекцию и теплообмен в ядре.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Госмен А.Д., Пан В.М., Ранчел А.К. и др. Численные методы исследования течений вязкой жидкости. М., 1972.
2. Соловьев С.В. магнитная гидродинамика ядра Земли. Частные случаи // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 3. С. 3–11.
3. Соловьев С.В., Кузнецов С.В. // Инженерно-физический журнал. 1998. Т. 71, № 5. С. 850–854.

Поступила в редакцию 26 января 2004 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым

*S.V. Solovyov*

#### **Thermal convection in the core of the Earth with consideration for Joule dissipation**

The thermal convection of electric conductive liquid in the core of the Earth with consideration for the internal and Joule sources of heat is investigated. The estimation of the influence of internal and Joule sources of heat on the convection structure of flow and on the field of temperature is made. The mathematical model of natural convective heat transfer of noncompressible electric conductive liquid in variables of the vortex-stream function in a nondimensional form with respect for the symmetry by longitude (Boussinesq approximation is used) is described by the system of differential equations of magnetic induction, Navier-Stokes, continuity and energy conservation with account of magnetic and buoyancy forces, and internal and Joule sources.

## ГРАВИТАЦИОННЫЕ АВТОКОРРЕЛЯЦИОННЫЕ ИНДИКАТОРЫ ГЛУБИННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР

*А.М. Петрищевский*

*Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, г. Биробиджан*

Рассматриваются особенности отображения типовых глубинных структурных элементов земной коры (границы раздела структурно-вещественных комплексов, блоков и пластин, разломы и тектонические покровы) в статистических распределениях источников гравитационных аномалий, изучаемых с помощью непрерывной скользящей автокорреляционной процедуры. Обсуждаются результаты интерпретации гравитационных аномалий в районах с широким развитием коллизионных структур (Восточный Сихотэ-Алинь, юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона). Показаны возможности гравитационного автокорреляционного исследования литосферы Тихого океана, окраинных морей и Австралийского континента. Особенности статистической индикации вертикальных и горизонтальных глубинных тектонических границ изучены на имитационных моделях.

**Ключевые слова:** гравиразведка, зондирование, Сихотэ-Алинь, Северо-Азиатский кратон.

Доминирующим методом гравитационного моделирования глубинных структур земной коры и верхней мантии в последние 30 лет является метод подбора плотностных неоднородностей геологического пространства [27], удовлетворяющих распределениям аномалий силы тяжести на земной поверхности, однако такое моделирование в аккреционно-складчатых районах является весьма неоднозначным. В разрезах с большим количеством прерывистых геологических границ и латеральными вариациями плотностей, при отсутствии априорной информации (глубокое бурение, сейсмическое и магнитотеллурическое зондирования), плотностные модели коллизионных структур иллюстрируют возможность “аналитического подтверждения” самых разнообразных тектонических концепций, но не более того. В сложных геологических условиях малоизученных районов Дальнего Востока России, характеризующихся широким распространением микститовых толщ, разнородных аллохтонных включений и разновозрастных магматических тел, возникает необходимость привлечения дополнительных способов интерпретации гравитационных аномалий и комбинирования их с традиционным подбором плотностных моделей.

Одним из таких способов может быть гравитационное зондирование земной коры с помощью авто-

корреляционных характеристик аномалий Буге [19], анализируемых в широком и непрерывном спектре. При таком зондировании сочетаются принципы (особенности, черты) статистического, аппроксимационного и частотного подходов к интерпретации гравитационных аномалий. Статистическим принципом этой интерпретационной процедуры является построение вероятностных (средних, предельных) распределений глубинных источников гравитационных аномалий в исследуемом разрезе геологического пространства. Аппроксимационная основа зондирования состоит в использовании связи автокорреляционных характеристик гравитационных аномалий с глубиной залегания эквивалентных им элементарных источников определенного класса (в рассматриваемом случае: шара и горизонтального цилиндра). Частотный принцип вытекает из преобразования Хинчина-Винера [2], связывающего энергетический спектр гравитационных аномалий с их автокорреляционной функцией. Уместным здесь представляется вспомнить, что еще 30 лет назад синтез идей и методов функционально-аналитического и статистического анализа декларировался [26] в качестве главной задачи при интерпретации гравитационных аномалий, однако до сих пор статистические методы слабо

используются при изучении глубинных структур земной коры и верхней мантии. И только сегодня к теоретикам и практикам пришло осознание необходимости разработки принципиально новых интерпретационных технологических схем, в которых отдается предпочтение аппроксимационному подходу [27].

Целью статьи является иллюстрация возможностей отображения элементов глубинных геологических структур с помощью автокорреляционного анализа гравитационных аномалий.

#### МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Идея интерпретации гравитационных и магнитных аномалий с помощью их автокорреляционных характеристик высказана достаточно давно [7, 22, 25], известны и примеры использования функций автокорреляции при тектоническом районировании [3, 23, 32], однако практическая ее реализация для постановки широкодиапазонного двумерного зондирования предложена автором [10 (стр. 470), 19]. В Московском геологоразведочном университете на основе этого предложения разрабатываются технологии 3-мерного статистического зондирования [14].

С помощью преобразования Хинчина-Винера [2] К.В. Гладким [7], С.А. Серкеровым [24], В.Н. Глазевым [8] и их последователями выведен ряд соотношений между средней глубиной залегания центров элементарных плотностных неоднородностей ( $Z_r$ ) и значениями смещения ( $\tau$ ) нормированной автокорреляционной функции гравитационных аномалий  $R^H(\tau)$ , а аналогичные соотношения для магнитных аномалий еще ранее получены М.Т. Сербуленко [22]. Для двумерных источников с квазиизометричным поперечным сечением, которые аппроксимируются моделью горизонтального цилиндра, С.А. Серкеровым [24] установлена зависимость:

$$R^H(\tau) = \frac{4Z_r^2}{4Z_r^2 + \tau^2} \quad (1)$$

Подставляя в формулу (1) характеристическое значение:  $R^H(\tau) = 0.3$ , получим:

$$Z_r = \tau_{0.3} / \sqrt{9.3} \approx \tau_{0.3} / \pi \quad (2)$$

Для случая изометричного источника (шар) выведено соотношение:  $Z_r = \tau_{0.3} / \sqrt{8}$  [24], и, таким образом, статистические оценки глубины залегания 2-мерных и 3-мерных источников гравитационных аномалий по их автокорреляционным функциям характеризуются близкими значениями. Выражение  $Z_r = \tau_{0.3} / \pi$  справедливо и для контактной поверхности, описываемой аномалиями типа “белого шума”

[24] (контрастные флуктуации границы сред, либо – контрастные вариации плотности слоя), что определяет возможность его использования для районов с широким развитием микститов, олистостромовых и аккреционных комплексов.

В применяемой автором расчетной процедуре используется простая численная форма нормированной автокорреляционной функции:

$$R^H(\tau) = \frac{\sum_{i=1}^n U_{z_i} U_{z_{i+\tau}}}{\sum_{i=1}^n U_{z_i}^2} \quad \text{где:} \quad (3)$$

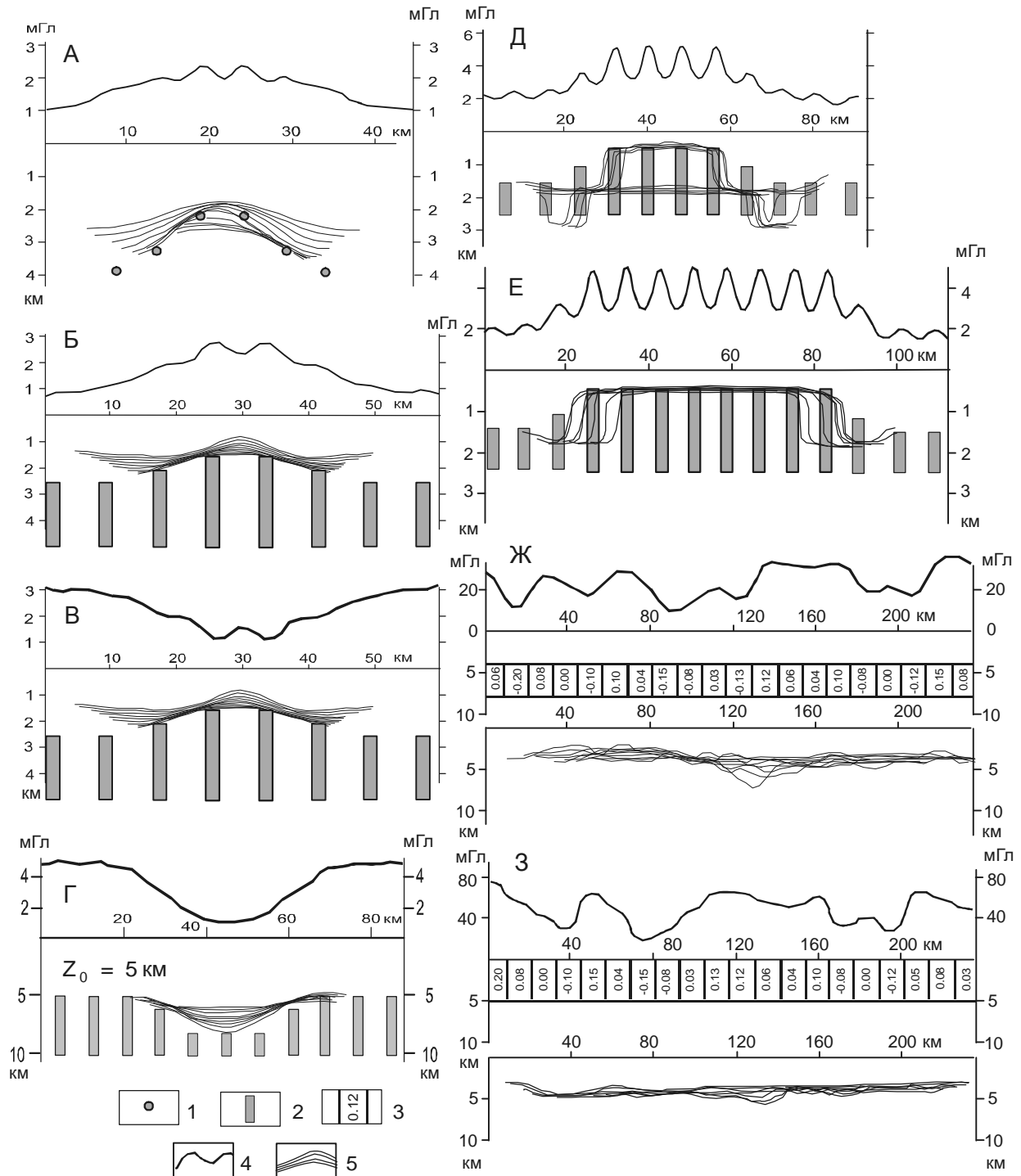
$U_{z_i}$  – текущее значение поля силы тяжести на профиле;  $\tau$  – смещение между точками сравнения поля;  $n$  – число точек в расчетной выборке.

Техника полностью автоматизированных вычислений весьма проста:

1. В скользящей выборке заданного горизонтального размера (окне) с заданным сдвигом окна вычисляется автокорреляционная функция  $R^H(\tau)$  и производится определение средней глубины залегания источников гравитационных аномалий по формуле (2), а вычисленные значения, относимые к центру расчетного окна, графически соединяются в кривую ( $Z_r$ ). Для достижения большей детальности разрезов задаются малые значения сдвига окна.

2. Процедура повторяется при плавно нарастающих размерах скользящего окна, чем достигается эффект автокорреляционного гравитационного зондирования (по аналогии с вертикальным электрическим или магнитотеллурическим зондированием), и в автоматическом режиме строится пространственная развертка вероятных источников аномального гравитационного поля.

Возможности гравитационного автокорреляционного зондирования изучены на имитационных моделях (рис. 1). В модели линейного (поперечного к профилю) поднятия (рис. 1-А), к границе которого приурочены локальные плотностные неоднородности с радиусом 0.5 км и избыточной плотностью 0.2 г/см<sup>3</sup>, кривые  $Z_r$  повторяют форму поднятия, а в апикальной части поднятия наблюдаются слабоконтрастные зоны сгущения кривых  $Z_r$ , совпадающие по глубине с геометрическими центрами элементарных модельных тел. Близкий вид разреза  $Z_r$  наблюдается в модели антиклинальной структуры (рис. 1-Б), ограниченной условной тектонической границей второго класса [13], т.е. границей, образуемой совокупностью верхних кромок элементарных блоков (или вер-



**Рис. 1.** Имитационные модели гравитационного зондирования тектонических структур по автокорреляционным функциям гравитационных аномалий.

А – модель тектонического поднятия, осложненного двумерными изометричными плотностными неоднородностями 2-го порядка; Б, В – модели тектонического поднятия с положительной (Б) и отрицательной (В) избыточной плотностью блоков 2-го порядка; Г – модель тектонической депрессии; Д, Е – модели тектонических пластин с одинаковой аномальной плотностью блоков 2-го порядка; Ж, З – модели тектонических пластин с переменной плотностью.

1 – центры двумерных изометричных неоднородностей с аномальной плотностью  $0.2 \text{ г/см}^3$  и радиусом  $0.5 \text{ км}$ ; 2 – двумерные модельные тела с аномальной плотностью  $0.1 \text{ г/см}^3$ ; 3 – плотность элементарных блоков в моделях тектонических пластин с переменной плотностью; 4 – графики расчетных аномалий силы тяжести; 5 – кривые зондирования  $Z_r$  по расчетным гравитационным аномалиям.



тикальных пластов). Наклонные зоны сгущения корреляционных кривых  $Z_r$  приурочены здесь к присводовой части поднятия. При благоприятном сочетании глубины залегания, горизонтальных размеров поднятия и ширины расчетных окон, в разрезе проявляются две зоны сгущения (рис. 1- Д), первая из которых располагается в кровле тектонического выступа, а вторая – вблизи его подошвы. Модель Е иллюстрирует возможность индикации боковых ограниченных горизонтально протяженных тектонических пластин с включениями блоков однородного состава. В такой модели кровля пластин тоже аппроксимируется геологической границей второго класса.

Модели А, Б, Д и Е на рис. 1 характеризуются положительной избыточной плотностью ( $0.1 \text{ г/см}^3$ ) элементарных гравитационных возмущений и антиклинальной формой огибающих их границ. Идентичный вид разрезов  $Z_r$  наблюдается в случае отрицательной избыточной плотности элементарных плотностных неоднородностей (в реальных геологических условиях им могут соответствовать гранитоидные тела) в антиклинальных тектонических структурах (рис. 1-В). Последняя модель близка к геологическим характеристикам складчатых систем.

Поскольку контрастность гравитационных аномалий с увеличением глубины залегания источников ослабевает (а это ведет к приближенности кривых  $Z_r$  к земной поверхности), отрицательные формы рельефа глубинных тектонических границ плохо отображаются в разрезах  $Z_r$  (они проявляются только на фоне сопредельных с ними поднятий). Однако изучение протяженных депрессионных структур, обратных моделям А, Б, В, Д и Е (рис. 1), возможно с помощью инверсированных (зеркально отраженных) разрезов  $Z_r$ , при построении которых вычисление средней глубины залегания элементарных источников ( $Z_r'$ ) в пределах расчетного окна осуществляется по формуле:  $Z_r' = 2Z_0 - Z_r$ , где:  $Z_0$  – глубина залегания отражающей границы, определяемой по зонам сгущения корреляционных кривых  $Z_r$  за пределами структур, либо – по априорным геолого-геофизическим данным (например: по стратиграфическим оценкам глубины залегания изучаемой тектонической границы в рассматриваемом районе). Пример отображения тектонической депрессии с помощью инверсированной расчетной процедуры показан на рис. 1- Г. В данной работе второй (инверсный) тип моделей не используется, поскольку горизонтальные размеры скользящего окна (L) на рассматриваемых ниже профилях (рис. 2, 4) и в точках зондирования

(рис. 3) в несколько раз (3 и более) превышают горизонтальные размеры геологических структур, а объектом интерпретации разрезов  $Z_r$  в большинстве случаев являются субгоризонтальные зоны сгущения корреляционных кривых  $Z_r$ , наблюдаемые вне связи с локальными формами рельефа приповерхностных геологических границ и соответствующих им гравитационных аномалий.

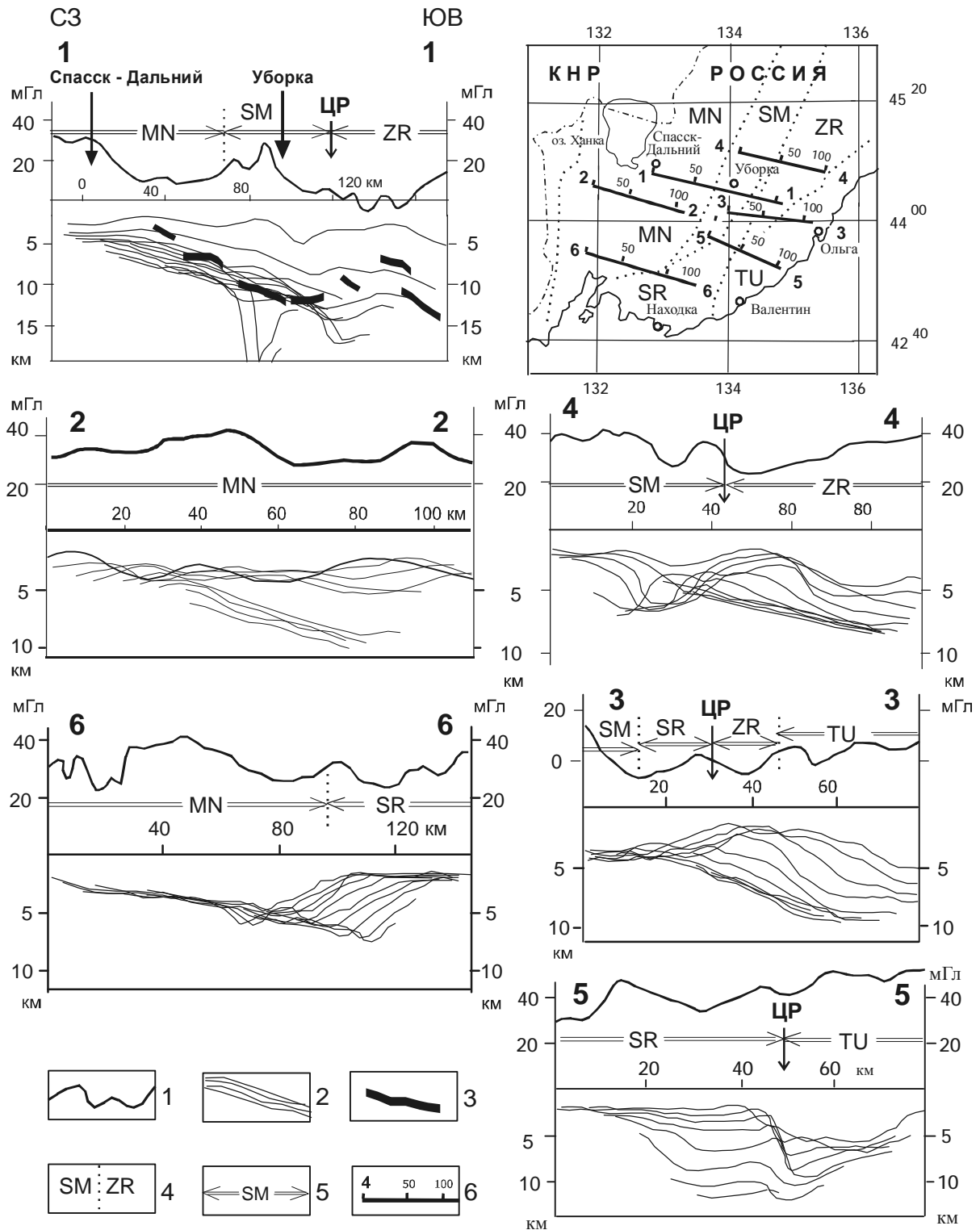
Модели Ж и З на рис. 1 доказывают возможность отображения в разрезах  $Z_r$  верхних (модель Ж) и нижних (модель З) границ тектонических пластин с неоднородной плотностью. Эти модели адекватны структурам аккреционных (последовательно приключаемых друг к другу) и олистостромовых (покровных) комплексов на границах литосферных сегментов с различным возрастом и типом земной коры. Характерным для этого типа моделей является слабая зависимость глубины залегания зон сгущения кривых  $Z_r$  от вариаций плотности блоков внутри пластин и, соответственно, распределений локальных аномалий силы тяжести по профилю.

Менее эффективно на разрезах автокорреляционного зондирования проявляются “гладкие” протяженные тектонические границы, характерные для платформенных областей. При плавных изменениях аномалий силы тяжести с постоянным горизонтальным градиентом кривые  $Z_r$  располагаются субгоризонтально, и только зоны экстремумов аномалий отмечаются локальными воздыманиями этих кривых.

Исходя из статистической сути рассмотренных выше построений, наблюдаемые во многих случаях (рис. 1 – Б, В, Д, Е, Ж и З) зоны сгущения корреляционных кривых  $Z_r$  могут быть названы “статистическими гравитирующими границами” структурно-вещественных комплексов литосферы. Так же как и в случае традиционного плотностного моделирования без априорной информации, эти границы не являются однозначно определенными, однако могут быть полезными при сравнительных оценках глубины залегания, вертикальной мощности и горизонтальной протяженности сложных по составу тектонических пластин и слоев. Как будет показано ниже (рис. 4, разрез 1-1), статистические образы глубинных структур могут быть адаптированы в качестве нулевого приближения к конечно-метрическим плотностным моделям.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ГРАВИТАЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

*Наиболее общей и часто проявляющейся особенностью разрезов гравитационного автокорреляцион-*



**Рис. 2.** Результаты гравитационного зондирования Сихотэ-Алинской аккреционно-складчатой системы.

1 – аномалии Буге по профилям исследований в условном уровне; 2 – корреляционные кривые  $Z_{г}$ ; 3 – скоростные преломляющие границы с граничной скоростью 6.2–6.4 км/с на профиле ГСЗ “Спасск-Зеркальная” [1]; 4, 5 – границы тектоно-стратиграфических террейнов на схеме (4) и разрезах (5); 6 – профили зондирования на схеме.

Наименования террейнов [31]: MN – Матвеевско-Нахимовский, SM – Самаркинский, ZR – Журавлевский, TU – Таухинский; SR – Сергеевский. ЦР – Центрально-Сихотэ-Алинский разлом (местоположение на разрезах).

ного зондирования в реальных геологических условиях является существование зон сгущения кривых  $Z_r$ , обычно совпадающих с глубинными границами раздела структурно-вещественных комплексов по геологическим данным (стратиграфические оценки) или тектоно-физическими границами, выделяемыми в результате сейсмического зондирования [17–19].

Примером корреляции зон сгущения кривых  $Z_r$  со скоростными границами в земной коре является профиль 1-1 в Сихотэ-Алине, совпадающий с западным отрезком профиля глубинного сейсмического зондирования “Спасск–Зеркальная” (рис. 2). Преломляющая граница с граничной скоростью 6.4 км/с отождествляется здесь с кровлей кристаллических (допалеозойских) пород, подстилающих вулканогенно-осадочные образования Западно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса стратиграфической мощностью 5–7 км [1]. Похожие зоны сгущения кривых  $Z_r$  наблюдаются на расположенных южнее профилях 2-2 и 6-6 (рис. 2), а резкое воздымание кривых в восточной части профиля 6-6 соответствует западной границе Сергеевского террейна, сложенного раннепалеозойскими метаморфическими комплексами [31]. На профиле 5-5 (рис. 2) в разрезе автокорреляционного зондирования четко фиксируется восточная граница Сергеевского террейна. Поведение кривых  $Z_r$  здесь близко к виду имитационной модели бокового ограничения горизонтальной тектонической пластины (рис. 1-Е).

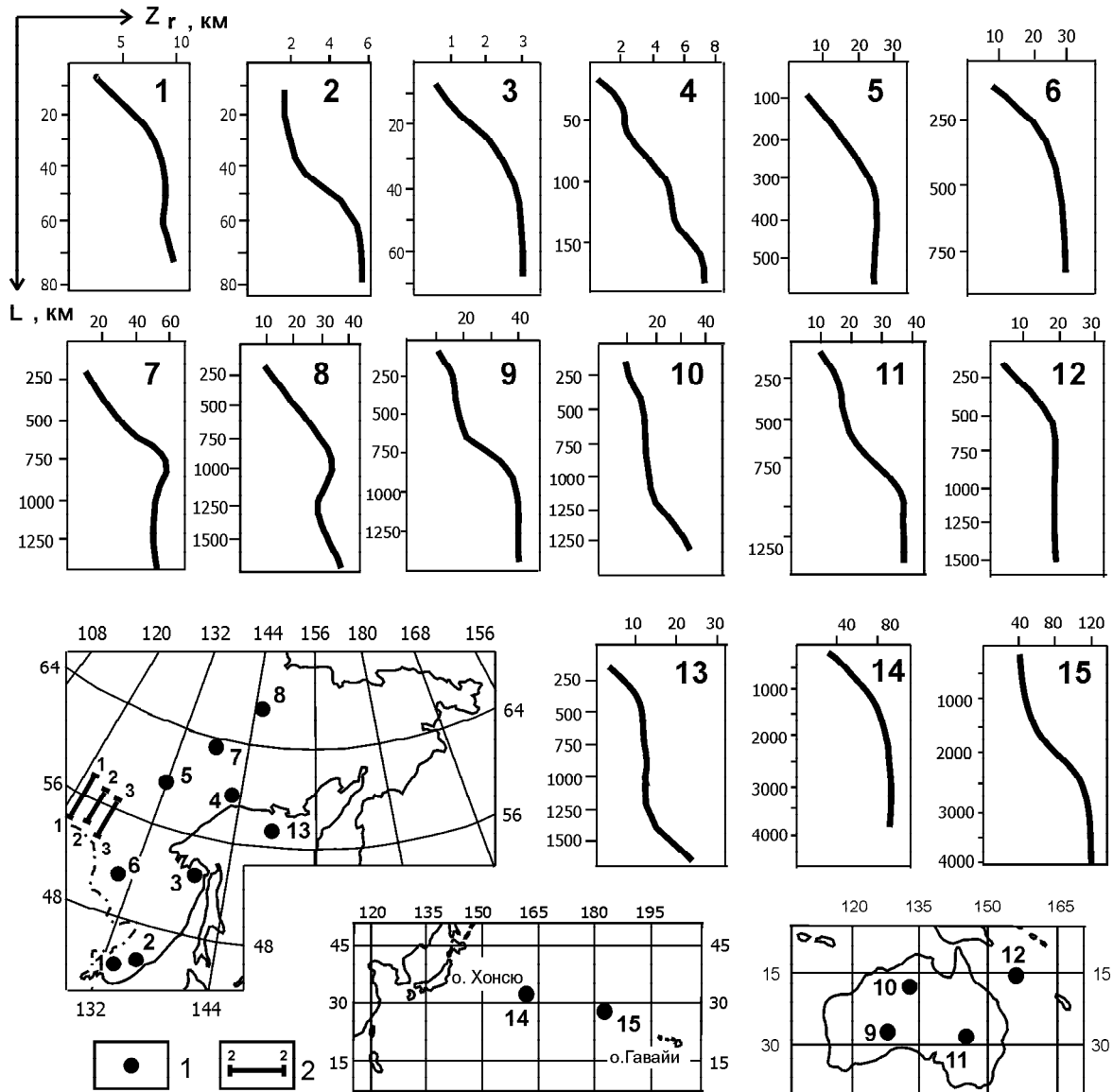
Восточнее Центрально-Сихотэ-Алинского разлома геологический и, соответственно, скоростной разрез значительно усложняются: число границ резко увеличивается, наблюдаются зоны пониженной скорости волн внутри “гранитно-метаморфического” и “базальтового” слоев [1, рис. 41], что обуславливает неоднозначность плотностного гравитационного моделирования глубинных структур, которое ограничивается, по этой причине, вычислением средних плотностных характеристик верхне- и нижнекорового слоев [4]. Проблема гравитационного моделирования земной коры в Восточном Сихотэ-Алине усугубляется тем, что геологический разрез здесь сложен: в нем представлены вулканоплутонические образования весьма неоднородного состава (от габбро и андезитов до гранитов и риолитов), осадочные породы, олистостромовые и аккреционные комплексы [9, 12, 31].

Пространственно-статистические распределения плотностных неоднородностей в Восточном Сихотэ-Алине (рис. 2, разрезы 3-3 и 4-4) увязываются с геологическими данными о широком развитии здесь тектонических покровов, аккреционных комплексов [9, 12, 31] и увеличении мощности мезозойского вул-

каногенно-осадочного разреза по направлению к акватории Японского моря [31]. Наблюдаемая зона сгущения кривых  $Z_r$  в нижней части разреза 4-4 соответствует, по-видимому, подошве крупной берриас-валанжинской тектонической пластины с терригенным матриксом в составе Журавлевского террейна, надвинутой на позднеюрские палеоокеанические базальты и кремни [31, стр. 17], которые широко распространены западнее, в пределах Самаркинского террейна. По взаимному положению зон сгущения кривых  $Z_r$  в области сочленения Сергеевского, Таухинского и Журавлевского террейнов (рис. 2, схема) в разрезе 3-3 (рис. 2) можно предположить существование аккреционной призмы, что согласуется с геологической характеристикой (неокомовая аккреционная призма) Таухинского террейна [31, стр. 14].

Пространственному положению субгоризонтальных “статистических гравитирующих границ” (рис. 2) соответствуют асимптоты и участки выполаживания одномерных характеристик зондирования:  $Z_r = F(L)$  относительно ординаты  $L$ , где:  $L$  – ширина расчетного окна (рис. 3). Так, разрезу 1-1 на рис. 2 (в точке  $x = 70$  км) соответствует характеристика 1 на рис. 3, а разрезу 4-4 (в точке  $x = 60$  км) характеристика 2 на рис. 3. Аналогичным образом в Нижне-Амурском районе (график 3, рис. 3) при гравитационном зондировании на глубине порядка 3 км проявляется подошва вулканического покрова. В Приохотском районе (график 4, рис. 3) наблюдается несколько зон относительного сгущения кривых  $Z_r$ : в приповерхностной части разрезов (на глубинах 2–2.5 км) они соответствуют подошве вулканического чехла, а на более глубоких горизонтах (5–6 км, чаще 7–8 км) – подошве “верхоянского” складчатого комплекса.

Еще одним примером гравитационного автокорреляционного зондирования при среднемасштабных исследованиях глубинных структур земной коры (шаг гравиметрических наблюдений 2–2.5 км) являются результаты изучения зоны сочленения разновозрастных тектонических комплексов на юго-восточном обрамлении Северо-Азиатского кратона (рис. 4). Статистические гравитирующие границы здесь также увязываются с сейсмическими (рис. 4, профиль 2-2) и геологическими данными. В южной части профиля 2-2 наклонная к югу зона сгущения кривых  $Z_r$  разделяет две области сейсмического разреза (метод обменных волн землетрясений), различающиеся количеством и наклоном границ интенсивного обмена волн. С севера, в нижней части разреза 2-2, с резким угловым несогласием к ней прилегает другая зона сгущения, глубина залегания которой соответствует положению подошвы сиалического слоя

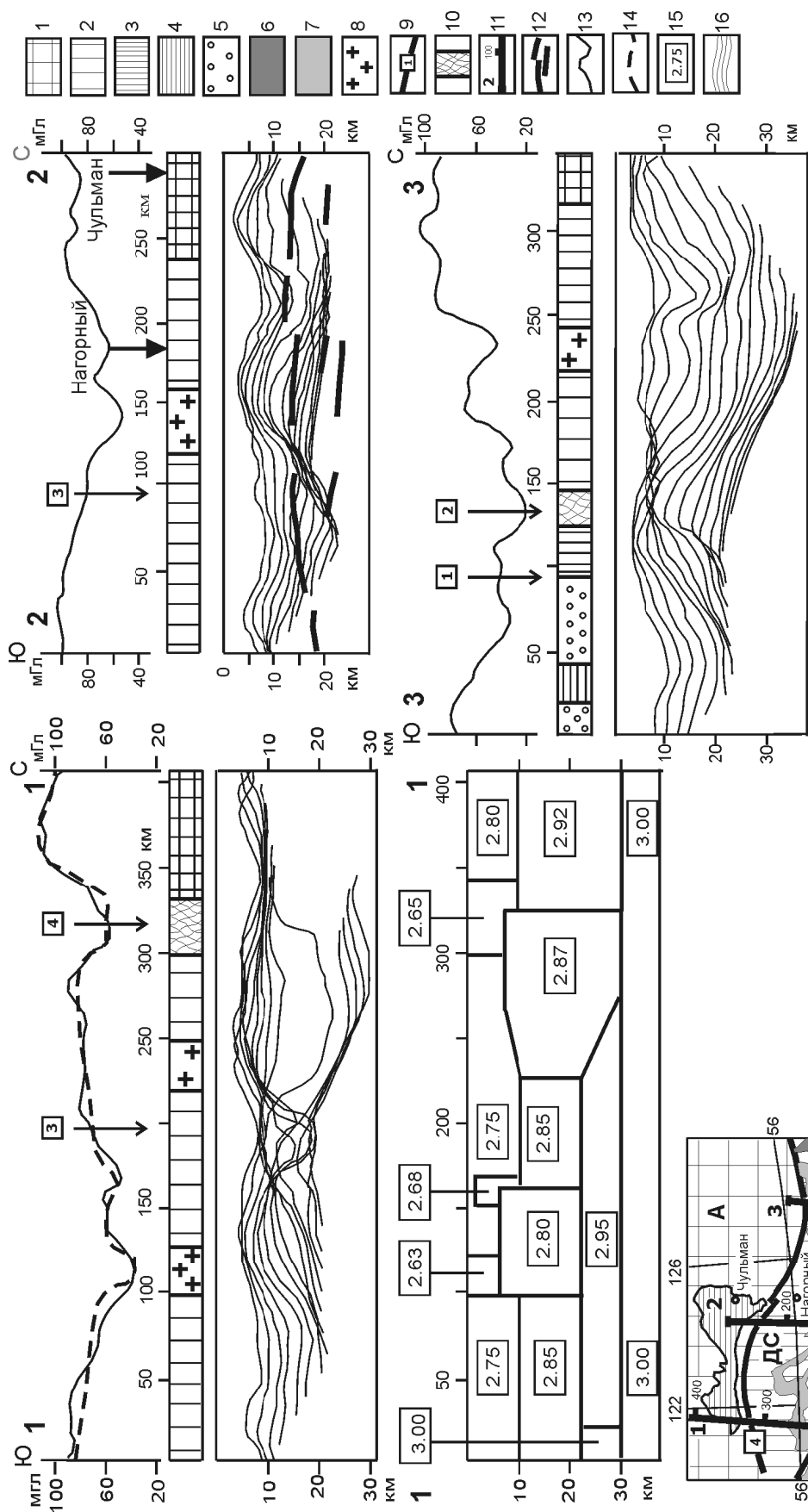


**Рис. 3.** Типичные одномерные характеристики гравитационного зондирования ( $Z_r$  – средняя глубина залегания источников гравитационных аномалий;  $L$  – ширина расчетного окна).

1 – точки зондирования; 2 – профили зондирования (см. рис. 4); Районы исследований: 1 – Ханкайский супертеррейн; 2 – Восточный Сихотэ-Алинь; 3 – Нижне-Амурский террейн; 4 – Охотский террейн; 5 – восточный выступ Сибирской платформы; 6 – Амурский супертеррейн (Амура-Зейская впадина); 7 – Предверхоанский прогиб; 8 – Колымо-Омолонский супертеррейн; 9 – впадина Оффисер в западной Австралии; 10 – синеклиза Уайсо в северной Австралии; 11 – Восточно-Австралийский осадочный бассейн (Эроманга); 12 – Коралловое море; 13 – Охотское море (северная часть); 14 – Северо-Западная плита Тихого океана; 15 – Гавайский архипелаг.

земной коры (границы Конрада) [5]. Место сочленения статистических гравитационных границ, выраженных зонами сгущения кривых  $Z_r$ , соответствует положению Желтулакского регионального разлома (рис. 4, схема), разделяющего Селенгино-Становой и Джугджуро-Становой блоки Станового складчатого пояса. По этому разлому установлены [11] признаки надвигания протерозойских и позднеархейских ком-

плексов Становика на раннеархейские комплексы Алданского щита. Суммарную амплитуду горизонтального перемещения приповерхностных тектонических покровов с юга на север можно оценить по взаимному положению предполагаемой глубинной (координата  $x \approx 100$  км) и приповерхностной ( $x \approx 240$  км) границ Алданского щита (рис. 4, разрез 2-2). По этому признаку она составляет 120–140 км.



**Рис. 4.** Результаты гравитационного зондирования южного обрамления Северо-Азиатского кратона.

1 – раннеархейские кристаллические комплексы Алданского щита; 2 – протерозойские и позднеархейские комплексы Станового складчатого пояса и Амурского супертеррейна; 3 – палеозойские и мезозойские комплексы Монголо-Охотской аккреционно-складчатой системы; 4 – мезозойские вулканогенно-осадочные комплексы чехлы Северо-Азиатского кратона; 5 – позднемезозойские и кайнозойские отложения наложенных впадин; 6 – протерозойские границы; 7–8 – позднепалеозойские и мезозойские гранитоиды на схеме (7) и разрезах (8); 9 – крупнейшие разломы; 10 – региональные зоны дробления; 11 – профили зондирования на схеме; 12 – границы интенсивного обмена сейсмических волн на профиле 2-2; 13, 14 – аномалии Буге; 15 – расчетные (13) и расчетные (14) в основном уровне; 16 – расчетная плотность структурно-вещественных комплексов на профиле 1-1; 16 – корреляционные кривые  $Z_r$ .

Наименования тектонических структур: А – Алданский щит, Ам – Амурский супертеррейн, СС – Селенгино-Становой блок Станового складчатого пояса, ДС – Джунджуро-Становой блок Станового складчатого пояса, МО – Монголо-Охотская аккреционно-складчатая система. Наименования разломов (цифры в квадратах): 1 – Южно-Турурингрский, 2 – Северо-Турурингрский, 3 – Желтулакский, 4 – Южно-Якутский (Становой).

На расположенном западнее профиле 1-1 (рис. 4) зона резкой смены типов глубинного разреза также смещена к югу от приповерхностной границы Алданского щита на 130–150 км. В пределах перекрытой тектоническими покровами части щита ( $x = 200 \div 330$  км) зонами сгущения кривых  $Z_r$  очерчивается слой, соответствующий объему сиалической составляющей земной коры Сибирской платформы, мощность которого сокращается в южном направлении. Согласно плотностной модели земной коры по этому профилю (рис. 4), составленной на основе пространственно-статистических распределений гравитирующих неоднородностей и с привлечением петроплотностной карты [21], расчетная плотность этого слоя составляет 2.87–2.92 г/см<sup>3</sup>, что соответствует плотности раннеархейских гранулитовых комплексов в центральных районах Алданского щита.

Похожим образом в разрезах  $Z_r$  проявлена зона сочленения протерозойско-позднеархейских кристаллических комплексов Становика с позднепалеозойскими и мезозойскими комплексами Монголо-Охотской аккреционно-складчатой системы и Амурского (Буреинского) супертеррейна. Структурное несогласие кривых  $Z_r$  на профиле 3-3 (рис. 4) приурочено к региональному Северо-Туруингскому разлому, проходящему вдоль северной границы Монголо-Охотской системы. Так же, как и на профиле 1-1, подошва древнейших сиалических кристаллических комплексов отображается здесь зоной сгущения кривых  $Z_r$ , полого погружающейся в северном направлении.

С увеличением шага регистрации поля (до 5–10 км) и размеров скользящей выборки (до 1500 км) на разрезах  $Z_r$  проявляются особенности строения более глубоких горизонтов коры. Примером мелко-масштабного зондирования земной коры является профиль Жиганск-Зырянка-Хатырка [10, стр. 470], в пределах которого зоны сгущения кривых  $Z_r$  наблюдаются в основании земной коры на глубинах 30–35 км под Колымо-Омолонским супертеррейном и 55 км – под Предверхоянским прогибом. Глубина залегания главной статистической гравитирующей границы и тенденции ее поведения здесь близки к сейсмическим оценкам подошвы земной коры [6]. Типичная характеристика зондирования Колымо-Омолонского супертеррейна по этому профилю показана на графике 8 (рис. 3), а Верхоянского складчатого пояса по траверсу Уруша–Алдан–Якутск–устье р. Алазея – на графике 7 (рис. 3). В восточной части Сибирской платформы в широтных разрезах  $Z_r$  хорошо проявлена подошва сиалического слоя земной коры (график 5, рис. 3). Глубина залегания этой границы (26–

28 км) близка к результатам зондирования южной части Алданского щита (перекрытой тектоническими покровами Становика) по профилю 3-3 (рис. 4).

Глубина залегания главной гравитирующей границы в Амурском (Буреинском) эпикратонном блоке (график 6, рис. 3), при пересечении его широтными профилями, близка к глубине залегания подошвы земной коры, которая, по сейсмическим и гравиметрическим оценкам [15, 30], составляет здесь 34–38 км, а в точке зондирования (Амуру-Зейская впадина) – 32–34 км.

На графиках 9–11 (рис. 3) приведены типичные характеристики зондирования земной коры Австралийского континента, полученные автором в результате статистической обработки гравиметрической карты Австралии, составленной во ВНИИ Зарубежгеология (1980). В разрезах автокорреляционного зондирования здесь фрагментарно (горизонтальная протяженность зон сгущения кривых  $Z_r$  составляет 500–600, реже 1000 км) проявлены подошва сиалического слоя (на глубинах 15–20 км) и подошва земной коры (35–50 км). Указанные диапазоны залегания статистических гравитирующих границ коррелируются с участками (зонами) резкого излома скоростных характеристик земной коры в разрезах северной и юго-восточной Австралии [35], скачками скоростей – в разрезах южной окраины Австралийского континента [33] и волноводами – в восточной Австралии [34]. По данным гравитационного зондирования, в западной и центральной Австралии наблюдается утолщение корового гравитационно-активного слоя под древними кристаллическими блоками (Йилгарн, Пилбара, Масгрейв, Гоулер) до 50–55 км, а в районах, где мощность чехла увеличена (синеклизы Оффисер, Каннинг, Уайсо, Джорджина), в разрезах зондирования проявляется подошва сиалического слоя земной коры (граница Конрада). В пределах Восточно-Австралийского осадочного бассейна (Эроманга) мощность “статистической гравитационной коры” варьирует от 30 км в центральной части бассейна до 40–50 км – в его юго-восточной части, где мезозойские и кайнозойские плитные комплексы перекрывают складчатую систему Лаклан. Охарактеризованные тенденции в поведении статистических гравитирующих границ на территории Австралии в общих чертах согласуются с поведением скоростных границ [33, 34, 35].

Главные скоростные границы раздела земной коры (Мохо и Конрада) отчетливо отображаются в разрезах гравитационного зондирования окраинных морей Тихого океана: асимптота  $Z_r$  на графике 12

(рис. 3) соответствует положению подошвы земной коры в Коралловом море [33], а перегиб характеристики на графике 13 (рис. 3) – подошве сиалического слоя земной коры в северной части Центрально-Охотоморского террейна [28]. На трансрегиональном профиле через Тихий океан (Сихотэ-Алинь–о. Хоккайдо–возвышенность Шатского–банка Милуоки–атолл Мидуэй–о. Гавайи) зона сгущения кривых  $Z_r$  в районе Императорских гор наблюдается на глубине 80–90 км, где она соответствует подошве литосферы [29]. На рис. 3 приведены одномерные характеристики двух точек зондирования по этому профилю (диаграммы 14 и 15), из которых можно предположить увеличение мощности гравитационно-активного слоя литосферы под Гавайским архипелагом до 120 км. С разрезом по этому профилю можно ознакомиться в работах [17, 18].

Рассмотренные данные свидетельствуют о том, что существование дискретных зон сгущения кривых  $Z_r$  является широко распространенной особенностью статистических распределений плотностных неоднородностей в литосфере. Выявленная дискретность может быть обусловлена дискретно-упорядоченными пространственными характеристиками элементарных геологических тел и структур (блоков, интрузивных тел, пликативных дислокаций и др.), резко различными в смежных структурно-вещественных комплексах литосферы вследствие разных типов палеотектонических режимов, завершивших консолидацию этих комплексов.

Возможности выявления и пространственного описания “статистических гравитирующих границ” с помощью автокорреляционного зондирования определяются точностью и шагом измерения гравитационных аномалий. При зондировании приповерхностных горизонтов коры с детальным шагом гравиметрических наблюдений (0.1–0.25 км) возможны диагностика и картирование кровли интрузивно-купольных структур, подошв надвигов и шарьяжей до глубины 1–1.5 км от поверхности [20], а при шаге наблюдений 0.5–1 км – границ крупных тектонических пластин и аккреционных призм вертикальной мощностью 3–10 км (рис. 2). При региональных исследованиях с шагом наблюдений от 2 до 10 км в разрезах автокорреляционного гравитационного зондирования проявляются главнейшие границы раздела земной коры: подошвы сиалического (континентального) и симатического (океанического) слоев (рис. 3, 4), а на трансрегиональных профилях протяженностью 5 000–10 000 км возможно картирование подошвы литосферного гравитирующего слоя.

Осложняющими факторами зондирования по автокорреляционным функциям гравитационных аномалий являются:

1. Отсутствие данных на обрамлении расчетных профилей, что ограничивает вертикальный диапазон зондирования и горизонтальную протяженность “полезной” (информационной) части разрезов.

2. Наличие интенсивных и широких зон градиентов силы тяжести, горизонтальные размеры которых на исследуемом профиле соизмеримы с шириной расчетного окна ( $L$ ). В этом случае в точке максимального горизонтального градиента силы тяжести регистрируется прогибание корреляционных кривых  $Z_r$  в широком глубинном диапазоне.

Эти осложнения, однако, могут быть, в той или иной степени, преодолены: первое – с помощью экстраполяционных полиномов, продолжающих гравитационные аномалии в область отсутствия данных, второе – путем ослабления гравитационных ступеней аналитическими (прямая задача) или частотными (осреднение, пересчеты вверх и другие трансформации) способами.

*Второй особенностью разрезов гравитационного зондирования являются зоны резкого изгиба корреляционных кривых  $Z_r$ , либо резкой смены типа разреза, примерами которых являются разрезы 5-5 и 6-6 на рис. 2, разрезы 1-1, 2-2 и 3-3 на рис. 4. Пространственное положение этих зон, как правило, совпадает с положением крупных разломов – структурных швов, разделяющих тектонические области с разным набором, составом и историей формирования структурно-формационных комплексов, в современном понимании – с границами террейнов (см. разрезы 5-5 и 6-6 на рис. 2). Такие разломы, будучи перекрыты плитными комплексами или тектоническими покровами, часто не сопровождаются мощными гравитационными ступенями с выраженными максимумами горизонтальных градиентов силы тяжести, что затрудняет их распознавание и картирование непосредственно по гравитационным аномалиям.*

*Третьей особенностью разрезов гравитационного зондирования является проявление в них участков (зон) резкого сокращения или увеличения мощности гравитационно-активного слоя, которые могут быть связаны, соответственно, со структурами растяжения или сжатия земной коры. Типичные зоны растяжения наблюдаются в зонах Желтулакского структурного шва (разрез 1-1 на рис. 4) и Монголо-Охотской аккреционно-складчатой системы (разрез 3-3 на рис. 4), а структуры сжатия – в мезозойских аккреци-*

онных комплексах Сихотэ-Алиня (разрез 3-3 на рис. 2) и в южной (перекрытой тектоническими покровами) части Алданского щита (разрез 1-1 на рис. 4). “Статистическому образу” структуры растяжения в зоне сочленения Северо-Азиатского кратона с Амурским супертеррейном (разрез 1-1 на рис. 4) не противоречит плотностная модель, характеризующая сокращением мощности и разуплотнением среднекорового сиалического слоя.

Еще более контрастные сокращения мощности гравитационно-активного слоя (структуры растяжения) выявлены автором в разрезах гравитационного зондирования земной коры под глубоководными котловинами (Фиджи, Тасманская), а утолщения (структуры сжатия) – под подводными возвышенностями и островными дугами (Норфолк, Лорд-Хау, Новые Гебриды) в юго-западных морях Тихого океана [16].

### ВЫВОДЫ

Рассмотренные данные иллюстрируют возможности диагностики и начального параметрического описания фрагментов глубинных геологических структур с помощью гравитационного зондирования по автокорреляционным функциям аномалий силы тяжести в условиях дефицита априорной информации:

1. В разнообразных по геологическому строению районах и вне зависимости от локальных форм гравитационных аномалий зонами сгущения корреляционных кривых  $Z_r$  отображаются наиболее контрастные субгоризонтальные границы раздела структурно-вещественных комплексов земной коры и верхней мантии, глубина залегания и особенности рельефа которых согласуются с поведением тектонических и тектоно-физических границ.

2. Резкая смена типов статистических распределений гравитирующих неоднородностей по латерали является признаком глубинных разломов, разграничивающих блоки земной коры с различным возрастом и набором геологических формаций: тектоно-стратиграфические террейны.

3. Взаимное пространственное положение корреляционных кривых  $Z_r$  может быть индикатором структурных и палеогеодинамических обстановок при формировании дисгармоничных геологических структур: надвигов и шарьяжей, клиноформных тектонических пластин, аккреционных призм, структур растяжения и сжатия.

4. Возможность диагностики типовых элементов глубинных геологических структур с помощью рассмотренной автокорреляционной модификации

гравитационного зондирования подтверждается имитационными моделями.

Применение автокорреляционного гравитационного зондирования является простым способом экспресс-оценки закрытых и малоизученных территорий со сложным геологическим строением на начальных этапах геолого-геофизических исследований. Получаемые в результате зондирования пространственно-статистические модели распределения элементарных источников гравитационных аномалий могут быть использованы в качестве нулевого приближения к стандартным, конечно-метрическим, плотностным моделям.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Аргентов В.В., Гнибиденко Г.С., Попов А.А., Потапьев С.В. Глубинное строение Приморья (по данным ГСЗ). М.: Наука, 1976. 89 с.
2. Батт М. Спектральный анализ в геофизике. М.: Недра, 1980. 535 с.
3. Берлянд Н.Г., Розе Е.Н. Применение корреляционного анализа для районирования потенциальных полей // Геомагнетизм и аэрономия. 1971. № 2. С.43–48.
4. Брянский Л.И. Плотностная структура земной коры и верхов мантии восточной окраины Азиатского континента. Владивосток: Дальнаука, 1995. 141 с.
5. Булин Н.К., Афанасьева Е.А., Проняева Е.Н., Эрглис Е.И. Глубинный разрез юго-востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления по сейсмологическим данным // Сов. геология. 1972. № 10. С. 134–139.
6. Булин Н.К. Глубинное строение Верхояно-Чукотской области по сейсмическим данным // Тихоокеан. геология. 1988. № 1. С. 77–85.
7. Гладкий К.В. Гравиразведка и магниторазведка. М.: Недра, 1967. 316 с.
8. Глазнев В.Н. Применение теории корреляционных функций для анализа и интерпретации потенциальных полей. Автореф. дисс.... канд. физ.-мат. наук. Апатиты, 1979. 24 с.
9. Голозубов В.В., Мельников Н.Г. Тектоника геосинклинальных комплексов южного Сихотэ-Алиня. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1986. 126 с.
10. Гравиразведка. Справочник геофизика. М.: Недра, 1990. 607 с.
11. Гусев Г.С., Хаин В.Е. О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг средней Сибири) // Геотектоника. 1995. № 5. С. 68–82.
12. Кемкин И.В., Ханчук А.И. Юрский аккреционный комплекс южного Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геология. 1993. № 5. С. 31–42.
13. Косыгин Ю.А. Тектоника. М.: Недра, 1983. 536 с.
14. Лебедев А.Н., Петров А.В. Статистическое зондирование геополей // Известия вузов. Геология и разведка. 2001. № 3. С. 106–110.
15. Малышев Ю.Ф. Глубинное строение, геодинамика и сейсмичность в области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского подвижного поясов // Тихоокеан. геология. 1998. Т.17, № 2. С. 21–27.



16. Петрищевский А.М., Демура Г.В. Гравитационное зондирование западно-тихоокеанских переходных зон "континент-океан" // Тез. докл. III Тихоокеан. шк. Ч. 2. ДВО АН СССР. Владивосток, 1987. С. 16–18.
17. Петрищевский А.М., Лойтер П. П. Гравитационное частотное зондирование литосферы Восточно-Азиатской зоны сочленения "континент-океан" // Геологическая интерпретация гравитационных и магнитных аномалий: материалы 13 сес. Всесоюз. семинара им. Г.Д. Успенского). Ташкент: Фан, 1988. С. 307–319.
18. Петрищевский А.М. Статистические гравитационные модели литосферы Дальнего Востока. Владивосток: Изд-во Дальневост. гос. ун-та, 1988. 168 с.
19. Петрищевский А.М. Гравитационное частотное зондирование земной коры по автокорреляционным функциям гравитационных аномалий // Прикладная геофизика. 1989. Вып. 121. С. 169–175.
20. Петрищевский А.М. Глубинная структура Вознесенского флюоритоносного района. Владивосток: Дальнаука, 2002. 106 с.
21. Петроплотностная карта зоны Байкало-Амурской магистрали / Сост. Зотова И.Ф., Романовский Н.П. // Атлас карт геологического содержания зоны Байкало-Амурской магистрали. Л., ВСЕГЕИ. 1988. 1 л.
22. Сербуленко М.Г. Корреляционный метод интерпретации двумерных потенциальных полей // Геология и геофизика. 1960. № 11. С. 109–113.
23. Серкерев С.А. Применение данных гравиразведки и магниторазведки для тектонического районирования // Использование геолого-геофизических данных для изучения региональной тектоники нефтегазоносных областей. М.: Недра, 1976. С. 36–61.
24. Серкерев С.А. Корреляционные методы анализа в гравиразведке и магниторазведке. М.: Недра, 1986. 247 с.
25. Страхов В. Н. О некоторых оценках глубины залегания возмущающих масс // Изв. АН СССР. Сер. геофизическая. 1963. №1. С. 90–109.
26. Страхов В.Н. О состоянии и задачах математической теории интерпретации гравитационных и магнитных аномалий // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1970. № 5. С.112–119.
27. Страхов В.Н. Становление новой парадигмы – это разрушение господствующего стереотипа мышления (на примере гравиметрии и магнитометрии) // Физика Земли. 2002. № 3. С. 3–20.
28. Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск: Наука, 1976. 337 с.
29. Строение дна северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1984. 232 с.
30. Туезов И.К., Хе Гоци, Врублевский А.А., Рейнлиб Э.Л., Бай Данхай. Некоторые особенности строения северо-востока КНР и Дальнего Востока России // Структура и геокинематика литосферы Востока России. Магадан, 1993. С. 5–19.
31. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., Гонохова Н.Г. Геология и полезные ископаемые Приморского края: очерк. Владивосток: Дальнаука, 1995. 66 с. 3 л.
32. Ярош А.Я., Дементьева Г.Д. Использование нормированной функции автокорреляции для тектонического районирования востока Сибирской платформы // Вопросы разведочной геофизики. Свердловск, 1969. Вып. 64. С. 18–22.
33. Dooley J.C. Variation of crustal mass over the Australian region // BMR Journal of Australian Geology and Geophysics. 1976. 1. P. 291–295.
34. Finlayson D.M., Collins C.D.N., Lock J. P-wave velocity features of the lithosphere under the Eromanga Basin, Eastern Australia, including a prominent midcrustal (Conrad ?) discontinuity // Tectonophysics. 1984. V. 101. P. 267–291.
35. Finlayson D.M., Mathur S.P. Seismic refraction and reflection features of the lithosphere in northern and eastern Australia, and continental growth // Annales Geophysicae. 1984. V. 2 (6). P. 711–722.

Поступила в редакцию 17 декабря 2003 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым

*A.M. Petrishchevskiy*

### **Gravitational autocorrelation indicators of deep-seated geological structures**

The features of description of typical deep structural elements of the crust (discontinuities of structure-and-substance complexes, blocks and plates, faults and nappes) in the spatial-statistic distributions of gravity sources studied by an uninterrupted sliding autocorrelation procedure in a wide spatial range are examined. The results of statistic interpretation of gravity anomalies in areas with wide development of collision structures (East Sikhote-Alin, southeastern framing of the North Asian craton) are discussed. The opportunities of gravity autocorrelation sounding of the Pacific lithosphere, marginal seas and the Australian continent are shown. The features of statistical indication of vertical and horizontal deep tectonic discontinuities are investigated on simulation models.

## ГРАВИТАЦИОННЫЕ АВТОКОРРЕЛЯЦИОННЫЕ ИНДИКАТОРЫ ГЛУБИННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР

*А.М. Петрищевский*

*Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, г. Биробиджан*

Рассматриваются особенности отображения типовых глубинных структурных элементов земной коры (границы раздела структурно-вещественных комплексов, блоков и пластин, разломы и тектонические покровы) в статистических распределениях источников гравитационных аномалий, изучаемых с помощью непрерывной скользящей автокорреляционной процедуры. Обсуждаются результаты интерпретации гравитационных аномалий в районах с широким развитием коллизионных структур (Восточный Сихотэ-Алинь, юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона). Показаны возможности гравитационного автокорреляционного исследования литосферы Тихого океана, окраинных морей и Австралийского континента. Особенности статистической индикации вертикальных и горизонтальных глубинных тектонических границ изучены на имитационных моделях.

**Ключевые слова:** гравиразведка, зондирование, Сихотэ-Алинь, Северо-Азиатский кратон.

Доминирующим методом гравитационного моделирования глубинных структур земной коры и верхней мантии в последние 30 лет является метод подбора плотностных неоднородностей геологического пространства [27], удовлетворяющих распределениям аномалий силы тяжести на земной поверхности, однако такое моделирование в аккреционно-складчатых районах является весьма неоднозначным. В разрезах с большим количеством прерывистых геологических границ и латеральными вариациями плотностей, при отсутствии априорной информации (глубокое бурение, сейсмическое и магнитотеллурическое зондирования), плотностные модели коллизионных структур иллюстрируют возможность “аналитического подтверждения” самых разнообразных тектонических концепций, но не более того. В сложных геологических условиях малоизученных районов Дальнего Востока России, характеризующихся широким распространением микститовых толщ, разнородных аллохтонных включений и разновозрастных магматических тел, возникает необходимость привлечения дополнительных способов интерпретации гравитационных аномалий и комбинирования их с традиционным подбором плотностных моделей.

Одним из таких способов может быть гравитационное зондирование земной коры с помощью авто-

корреляционных характеристик аномалий Буге [19], анализируемых в широком и непрерывном спектре. При таком зондировании сочетаются принципы (особенности, черты) статистического, аппроксимационного и частотного подходов к интерпретации гравитационных аномалий. Статистическим принципом этой интерпретационной процедуры является построение вероятностных (средних, предельных) распределений глубинных источников гравитационных аномалий в исследуемом разрезе геологического пространства. Аппроксимационная основа зондирования состоит в использовании связи автокорреляционных характеристик гравитационных аномалий с глубиной залегания эквивалентных им элементарных источников определенного класса (в рассматриваемом случае: шара и горизонтального цилиндра). Частотный принцип вытекает из преобразования Хинчина-Винера [2], связывающего энергетический спектр гравитационных аномалий с их автокорреляционной функцией. Уместным здесь представляется вспомнить, что еще 30 лет назад синтез идей и методов функционально-аналитического и статистического анализа декларировался [26] в качестве главной задачи при интерпретации гравитационных аномалий, однако до сих пор статистические методы слабо

используются при изучении глубинных структур земной коры и верхней мантии. И только сегодня к теоретикам и практикам пришло осознание необходимости разработки принципиально новых интерпретационных технологических схем, в которых отдается предпочтение аппроксимационному подходу [27].

Целью статьи является иллюстрация возможностей отображения элементов глубинных геологических структур с помощью автокорреляционного анализа гравитационных аномалий.

#### МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Идея интерпретации гравитационных и магнитных аномалий с помощью их автокорреляционных характеристик высказана достаточно давно [7, 22, 25], известны и примеры использования функций автокорреляции при тектоническом районировании [3, 23, 32], однако практическая ее реализация для постановки широкодиапазонного двумерного зондирования предложена автором [10 (стр. 470), 19]. В Московском геологоразведочном университете на основе этого предложения разрабатываются технологии 3-мерного статистического зондирования [14].

С помощью преобразования Хинчина-Винера [2] К.В. Гладким [7], С.А. Серкеровым [24], В.Н. Глазевым [8] и их последователями выведен ряд соотношений между средней глубиной залегания центров элементарных плотностных неоднородностей ( $Z_r$ ) и значениями смещения ( $\tau$ ) нормированной автокорреляционной функции гравитационных аномалий  $R^H(\tau)$ , а аналогичные соотношения для магнитных аномалий еще ранее получены М.Т. Сербуленко [22]. Для двумерных источников с квазиизометричным поперечным сечением, которые аппроксимируются моделью горизонтального цилиндра, С.А. Серкеровым [24] установлена зависимость:

$$R^H(\tau) = \frac{4Z_r^2}{4Z_r^2 + \tau^2} \quad (1)$$

Подставляя в формулу (1) характеристическое значение:  $R^H(\tau) = 0.3$ , получим:

$$Z_r = \tau_{0.3} / \sqrt{9.3} \approx \tau_{0.3} / \pi \quad (2)$$

Для случая изометричного источника (шар) выведено соотношение:  $Z_r = \tau_{0.3} / \sqrt{8}$  [24], и, таким образом, статистические оценки глубины залегания 2-мерных и 3-мерных источников гравитационных аномалий по их автокорреляционным функциям характеризуются близкими значениями. Выражение  $Z_r = \tau_{0.3} / \pi$  справедливо и для контактной поверхности, описываемой аномалиями типа “белого шума”

[24] (контрастные флуктуации границы сред, либо – контрастные вариации плотности слоя), что определяет возможность его использования для районов с широким развитием микститов, олистостромовых и аккреционных комплексов.

В применяемой автором расчетной процедуре используется простая численная форма нормированной автокорреляционной функции:

$$R^H(\tau) = \frac{\sum_{i=1}^n U_{z_i} U_{z_{i+\tau}}}{\sum_{i=1}^n U_{z_i}^2} \quad \text{где:} \quad (3)$$

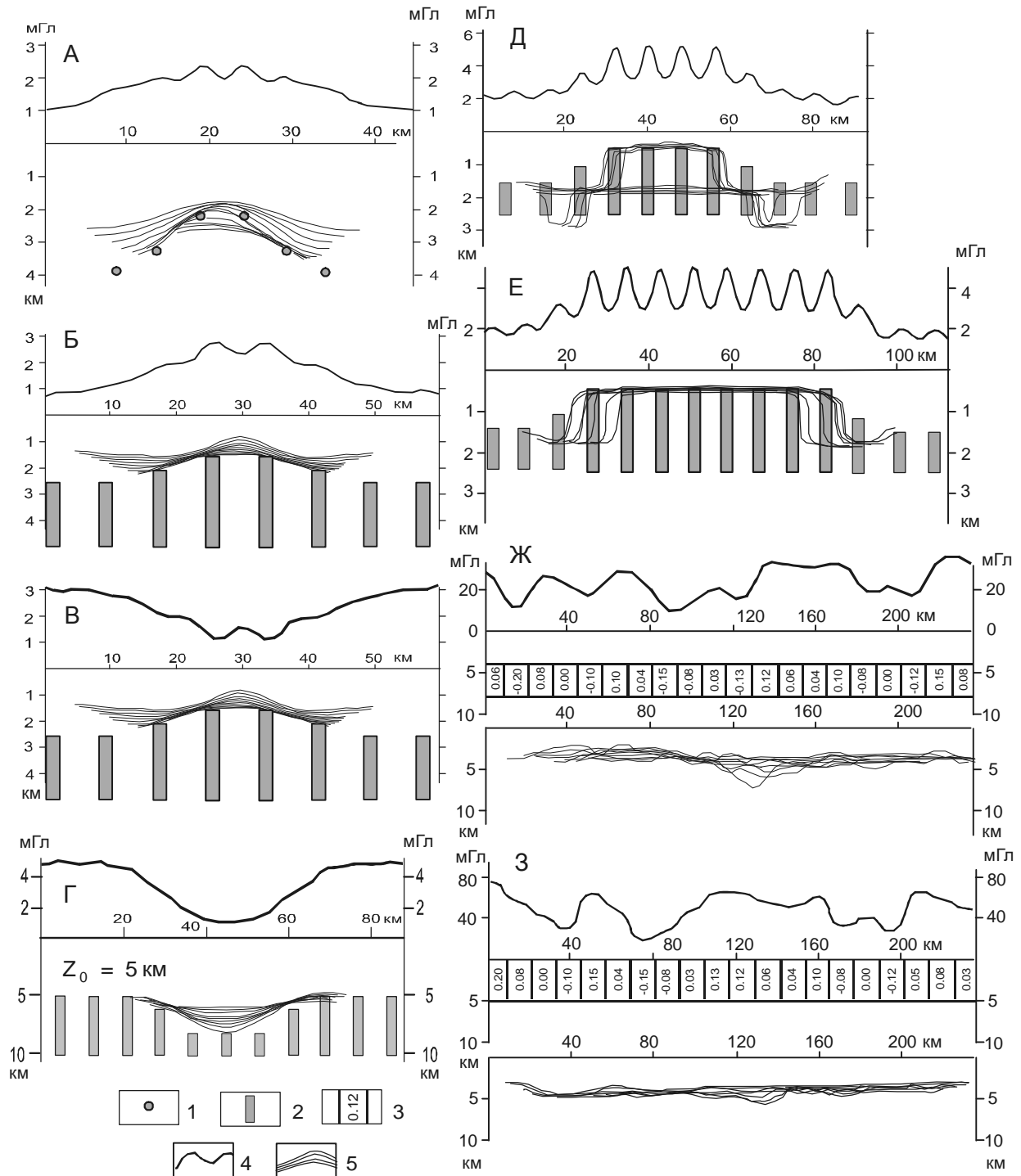
$U_{z_i}$  – текущее значение поля силы тяжести на профиле;  $\tau$  – смещение между точками сравнения поля;  $n$  – число точек в расчетной выборке.

Техника полностью автоматизированных вычислений весьма проста:

1. В скользящей выборке заданного горизонтального размера (окне) с заданным сдвигом окна вычисляется автокорреляционная функция  $R^H(\tau)$  и производится определение средней глубины залегания источников гравитационных аномалий по формуле (2), а вычисленные значения, относимые к центру расчетного окна, графически соединяются в кривую ( $Z_r$ ). Для достижения большей детальности разрезов задаются малые значения сдвига окна.

2. Процедура повторяется при плавно нарастающих размерах скользящего окна, чем достигается эффект автокорреляционного гравитационного зондирования (по аналогии с вертикальным электрическим или магнитотеллурическим зондированием), и в автоматическом режиме строится пространственная развертка вероятных источников аномального гравитационного поля.

Возможности гравитационного автокорреляционного зондирования изучены на имитационных моделях (рис. 1). В модели линейного (поперечного к профилю) поднятия (рис. 1-А), к границе которого приурочены локальные плотностные неоднородности с радиусом 0.5 км и избыточной плотностью 0.2 г/см<sup>3</sup>, кривые  $Z_r$  повторяют форму поднятия, а в апикальной части поднятия наблюдаются слабоконтрастные зоны сгущения кривых  $Z_r$ , совпадающие по глубине с геометрическими центрами элементарных модельных тел. Близкий вид разреза  $Z_r$  наблюдается в модели антиклинальной структуры (рис. 1-Б), ограниченной условной тектонической границей второго класса [13], т.е. границей, образуемой совокупностью верхних кромок элементарных блоков (или вер-



**Рис. 1.** Имитационные модели гравитационного зондирования тектонических структур по автокорреляционным функциям гравитационных аномалий.

А – модель тектонического поднятия, осложненного двумерными изометричными плотностными неоднородностями 2-го порядка; Б, В – модели тектонического поднятия с положительной (Б) и отрицательной (В) избыточной плотностью блоков 2-го порядка; Г – модель тектонической депрессии; Д, Е – модели тектонических пластин с одинаковой аномальной плотностью блоков 2-го порядка; Ж, З – модели тектонических пластин с переменной плотностью.

1 – центры двумерных изометричных неоднородностей с аномальной плотностью  $0.2 \text{ г/см}^3$  и радиусом  $0.5 \text{ км}$ ; 2 – двумерные модельные тела с аномальной плотностью  $0.1 \text{ г/см}^3$ ; 3 – плотность элементарных блоков в моделях тектонических пластин с переменной плотностью; 4 – графики расчетных аномалий силы тяжести; 5 – кривые зондирования  $Z_r$  по расчетным гравитационным аномалиям.

тикальных пластов). Наклонные зоны сгущения корреляционных кривых  $Z_r$  приурочены здесь к присводовой части поднятия. При благоприятном сочетании глубины залегания, горизонтальных размеров поднятия и ширины расчетных окон, в разрезе проявляются две зоны сгущения (рис. 1- Д), первая из которых располагается в кровле тектонического выступа, а вторая – вблизи его подошвы. Модель Е иллюстрирует возможность индикации боковых ограниченных горизонтально протяженных тектонических пластин с включениями блоков однородного состава. В такой модели кровля пластин тоже аппроксимируется геологической границей второго класса.

Модели А, Б, Д и Е на рис. 1 характеризуются положительной избыточной плотностью ( $0.1 \text{ г/см}^3$ ) элементарных гравитационных возмущений и антиклинальной формой огибающих их границ. Идентичный вид разрезов  $Z_r$  наблюдается в случае отрицательной избыточной плотности элементарных плотностных неоднородностей (в реальных геологических условиях им могут соответствовать гранитоидные тела) в антиклинальных тектонических структурах (рис. 1-В). Последняя модель близка к геологическим характеристикам складчатых систем.

Поскольку контрастность гравитационных аномалий с увеличением глубины залегания источников ослабевает (а это ведет к приближенности кривых  $Z_r$  к земной поверхности), отрицательные формы рельефа глубинных тектонических границ плохо отображаются в разрезах  $Z_r$  (они проявляются только на фоне сопредельных с ними поднятий). Однако изучение протяженных депрессионных структур, обратных моделям А, Б, В, Д и Е (рис. 1), возможно с помощью инверсированных (зеркально отраженных) разрезов  $Z_r$ , при построении которых вычисление средней глубины залегания элементарных источников ( $Z_r'$ ) в пределах расчетного окна осуществляется по формуле:  $Z_r' = 2Z_0 - Z_r$ , где:  $Z_0$  – глубина залегания отражающей границы, определяемой по зонам сгущения корреляционных кривых  $Z_r$  за пределами структур, либо – по априорным геолого-геофизическим данным (например: по стратиграфическим оценкам глубины залегания изучаемой тектонической границы в рассматриваемом районе). Пример отображения тектонической депрессии с помощью инверсированной расчетной процедуры показан на рис. 1- Г. В данной работе второй (инверсный) тип моделей не используется, поскольку горизонтальные размеры скользящего окна (L) на рассматриваемых ниже профилях (рис. 2, 4) и в точках зондирования

(рис. 3) в несколько раз (3 и более) превышают горизонтальные размеры геологических структур, а объектом интерпретации разрезов  $Z_r$  в большинстве случаев являются субгоризонтальные зоны сгущения корреляционных кривых  $Z_r$ , наблюдаемые вне связи с локальными формами рельефа приповерхностных геологических границ и соответствующих им гравитационных аномалий.

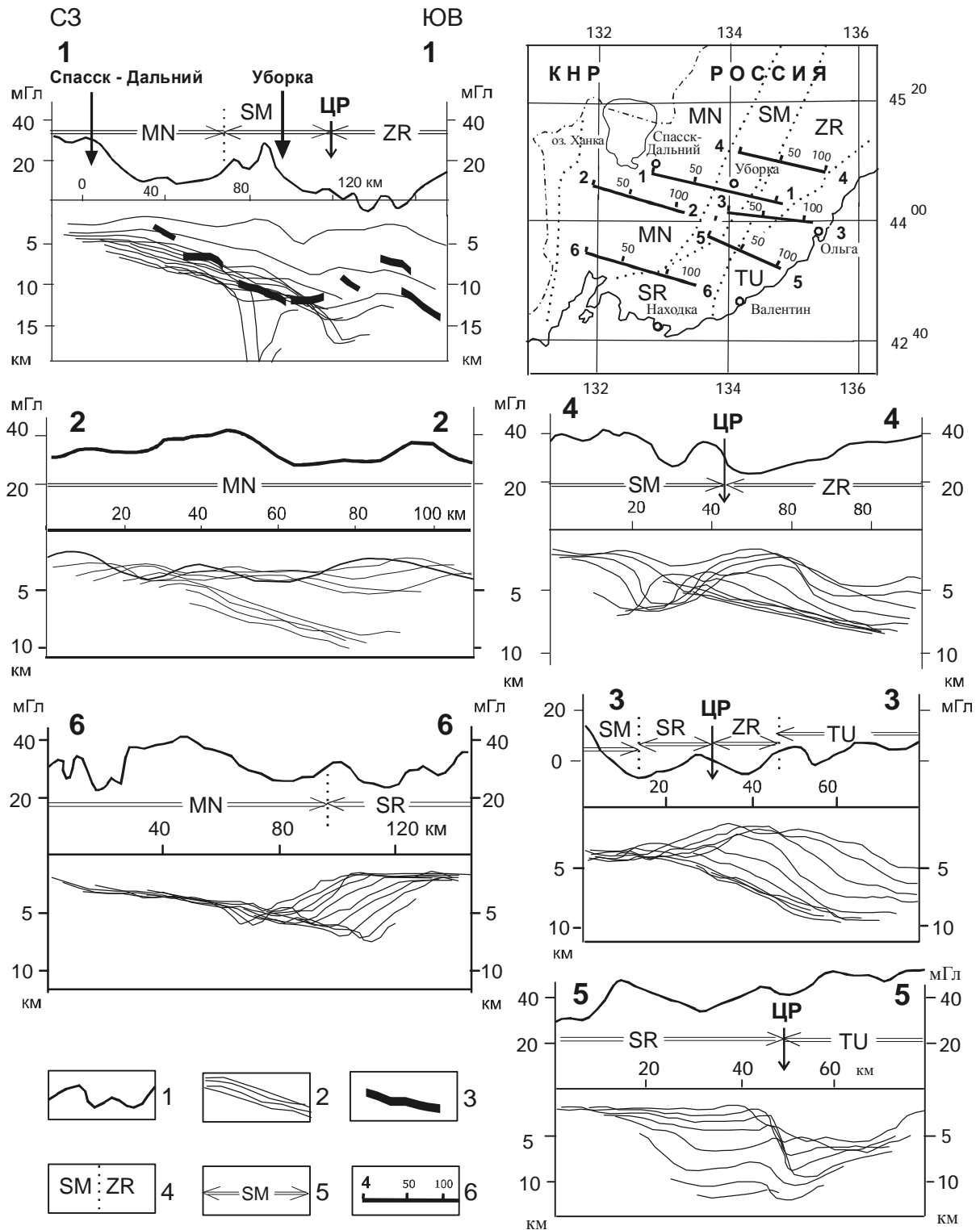
Модели Ж и З на рис. 1 доказывают возможность отображения в разрезах  $Z_r$  верхних (модель Ж) и нижних (модель З) границ тектонических пластин с неоднородной плотностью. Эти модели адекватны структурам аккреционных (последовательно прилегаемых друг к другу) и олистостромовых (покровных) комплексов на границах литосферных сегментов с различным возрастом и типом земной коры. Характерным для этого типа моделей является слабая зависимость глубины залегания зон сгущения кривых  $Z_r$  от вариаций плотности блоков внутри пластин и, соответственно, распределений локальных аномалий силы тяжести по профилю.

Менее эффективно на разрезах автокорреляционного зондирования проявляются “гладкие” протяженные тектонические границы, характерные для платформенных областей. При плавных изменениях аномалий силы тяжести с постоянным горизонтальным градиентом кривые  $Z_r$  располагаются субгоризонтально, и только зоны экстремумов аномалий отмечаются локальными воздыманиями этих кривых.

Исходя из статистической сути рассмотренных выше построений, наблюдаемые во многих случаях (рис. 1 – Б, В, Д, Е, Ж и З) зоны сгущения корреляционных кривых  $Z_r$  могут быть названы “статистическими гравитирующими границами” структурно-вещественных комплексов литосферы. Так же как и в случае традиционного плотностного моделирования без априорной информации, эти границы не являются однозначно определенными, однако могут быть полезными при сравнительных оценках глубины залегания, вертикальной мощности и горизонтальной протяженности сложных по составу тектонических пластин и слоев. Как будет показано ниже (рис. 4, разрез 1-1), статистические образы глубинных структур могут быть адаптированы в качестве нулевого приближения к конечно-метрическим плотностным моделям.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ГРАВИТАЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

*Наиболее общей и часто проявляющейся особенностью разрезов гравитационного автокорреляцион-*



**Рис. 2.** Результаты гравитационного зондирования Сихотэ-Алинской аккреционно-складчатой системы. 1 – аномалии Буге по профилям исследований в условном уровне; 2 – корреляционные кривые  $Z_r$ ; 3 – скоростные преломляющие границы с граничной скоростью 6.2–6.4 км/с на профиле ГСЗ “ Спасск-Зеркальная “ [1]; 4, 5 – границы тектоно-стратиграфических террейнов на схеме (4) и разрезах (5); 6 – профили зондирования на схеме. Наименования террейнов [31]: MN – Матвеевско-Нахимовский, SM – Самаркинский, ZR – Журавлевский, TU – Тау-хинский; SR – Сергеевский. ЦР – Центрально-Сихотэ-Алинский разлом (местоположение на разрезах).

ного зондирования в реальных геологических условиях является существование зон сгущения кривых  $Z_r$ , обычно совпадающих с глубинными границами раздела структурно-вещественных комплексов по геологическим данным (стратиграфические оценки) или тектоно-физическими границами, выделяемыми в результате сейсмического зондирования [17–19].

Примером корреляции зон сгущения кривых  $Z_r$  со скоростными границами в земной коре является профиль 1-1 в Сихотэ-Алине, совпадающий с западным отрезком профиля глубинного сейсмического зондирования “Спасск–Зеркальная” (рис. 2). Преломляющая граница с граничной скоростью 6.4 км/с отождествляется здесь с кровлей кристаллических (допалеозойских) пород, подстилающих вулканогенно-осадочные образования Западно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса стратиграфической мощностью 5–7 км [1]. Похожие зоны сгущения кривых  $Z_r$  наблюдаются на расположенных южнее профилях 2-2 и 6-6 (рис. 2), а резкое воздымание кривых в восточной части профиля 6-6 соответствует западной границе Сергеевского террейна, сложенного раннепалеозойскими метаморфическими комплексами [31]. На профиле 5-5 (рис. 2) в разрезе автокорреляционного зондирования четко фиксируется восточная граница Сергеевского террейна. Поведение кривых  $Z_r$  здесь близко к виду имитационной модели бокового ограничения горизонтальной тектонической пластины (рис. 1-Е).

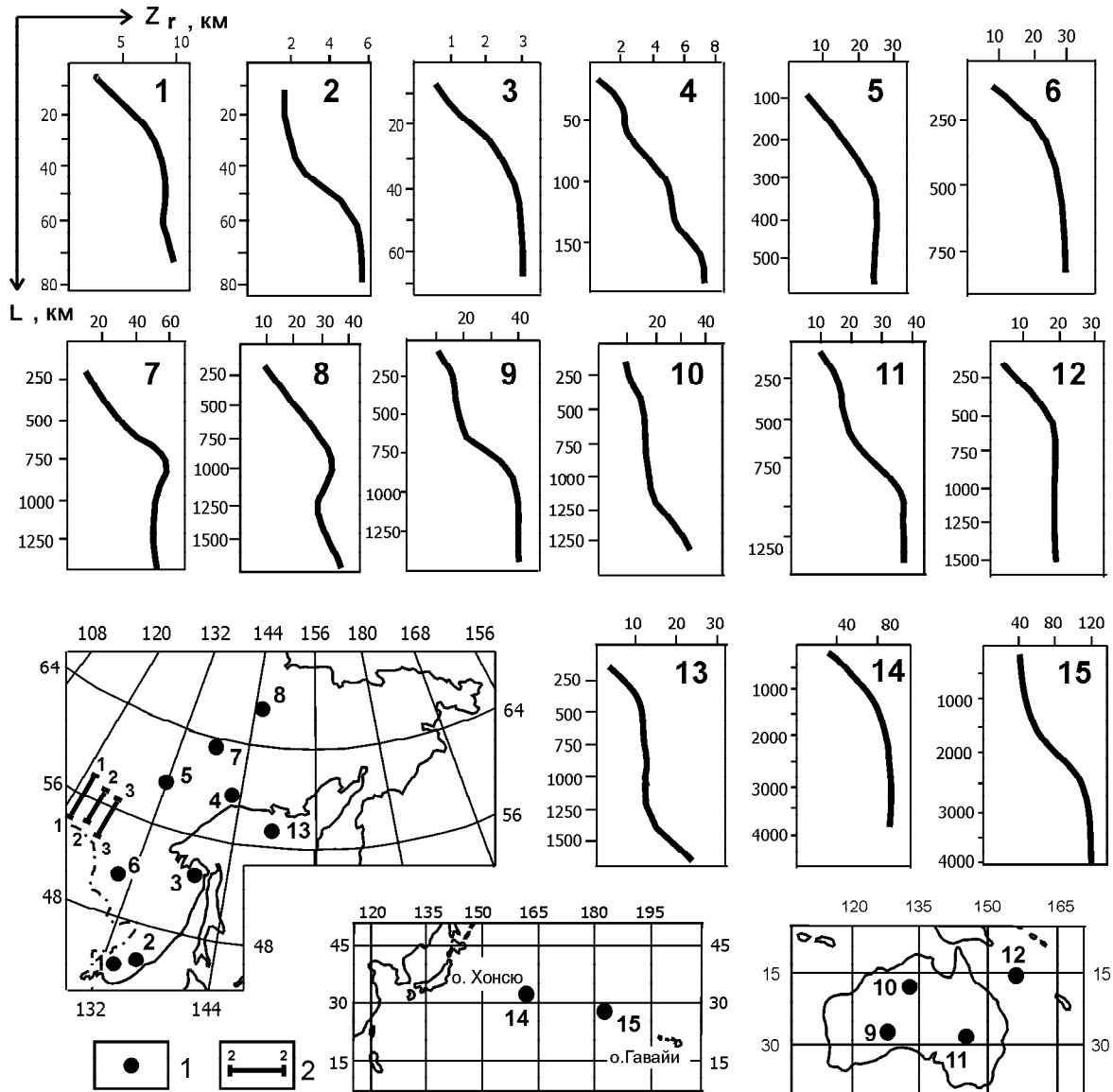
Восточнее Центрально-Сихотэ-Алинского разлома геологический и, соответственно, скоростной разрез значительно усложняются: число границ резко увеличивается, наблюдаются зоны пониженной скорости волн внутри “гранитно-метаморфического” и “базальтового” слоев [1, рис. 41], что обуславливает неоднозначность плотностного гравитационного моделирования глубинных структур, которое ограничивается, по этой причине, вычислением средних плотностных характеристик верхне- и нижнекорового слоев [4]. Проблема гравитационного моделирования земной коры в Восточном Сихотэ-Алине усугубляется тем, что геологический разрез здесь сложен: в нем представлены вулканоплутонические образования весьма неоднородного состава (от габбро и андезитов до гранитов и риолитов), осадочные породы, олистостромовые и аккреционные комплексы [9, 12, 31].

Пространственно-статистические распределения плотностных неоднородностей в Восточном Сихотэ-Алине (рис. 2, разрезы 3-3 и 4-4) увязываются с геологическими данными о широком развитии здесь тектонических покровов, аккреционных комплексов [9, 12, 31] и увеличении мощности мезозойского вул-

каногенно-осадочного разреза по направлению к акватории Японского моря [31]. Наблюдаемая зона сгущения кривых  $Z_r$  в нижней части разреза 4-4 соответствует, по-видимому, подошве крупной берриас-валанжинской тектонической пластины с терригенным матриксом в составе Журавлевского террейна, надвинутой на позднеюрские палеоокеанические базальты и кремни [31, стр. 17], которые широко распространены западнее, в пределах Самаркинского террейна. По взаимному положению зон сгущения кривых  $Z_r$  в области сочленения Сергеевского, Таухинского и Журавлевского террейнов (рис. 2, схема) в разрезе 3-3 (рис. 2) можно предположить существование аккреционной призмы, что согласуется с геологической характеристикой (неокомовая аккреционная призма) Таухинского террейна [31, стр. 14].

Пространственному положению субгоризонтальных “статистических гравитирующих границ” (рис. 2) соответствуют асимптоты и участки выполаживания одномерных характеристик зондирования:  $Z_r = F(L)$  относительно ординаты  $L$ , где:  $L$  – ширина расчетного окна (рис. 3). Так, разрезу 1-1 на рис. 2 (в точке  $x = 70$  км) соответствует характеристика 1 на рис. 3, а разрезу 4-4 (в точке  $x = 60$  км) характеристика 2 на рис. 3. Аналогичным образом в Нижне-Амурском районе (график 3, рис. 3) при гравитационном зондировании на глубине порядка 3 км проявляется подошва вулканического покрова. В Приохотском районе (график 4, рис. 3) наблюдается несколько зон относительного сгущения кривых  $Z_r$ : в приповерхностной части разрезов (на глубинах 2–2.5 км) они соответствуют подошве вулканического чехла, а на более глубоких горизонтах (5–6 км, чаще 7–8 км) – подошве “верхоянского” складчатого комплекса.

Еще одним примером гравитационного автокорреляционного зондирования при среднемасштабных исследованиях глубинных структур земной коры (шаг гравиметрических наблюдений 2–2.5 км) являются результаты изучения зоны сочленения разновозрастных тектонических комплексов на юго-восточном обрамлении Северо-Азиатского кратона (рис. 4). Статистические гравитирующие границы здесь также увязываются с сейсмическими (рис. 4, профиль 2-2) и геологическими данными. В южной части профиля 2-2 наклонная к югу зона сгущения кривых  $Z_r$  разделяет две области сейсмического разреза (метод обменных волн землетрясений), различающиеся количеством и наклоном границ интенсивного обмена волн. С севера, в нижней части разреза 2-2, с резким угловым несогласием к ней прилегает другая зона сгущения, глубина залегания которой соответствует положению подошвы сиалического слоя



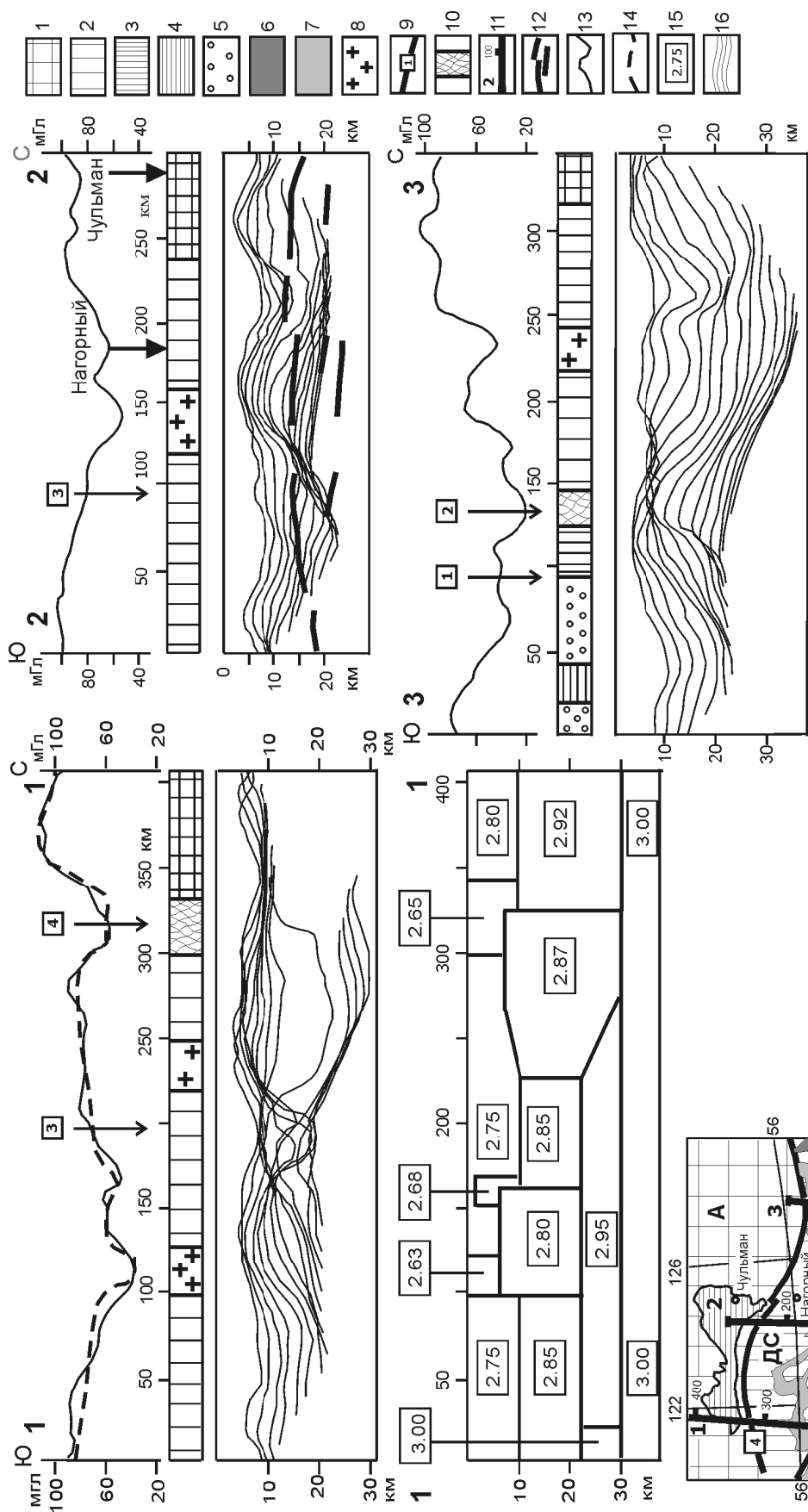
**Рис. 3.** Типичные одномерные характеристики гравитационного зондирования ( $Z_r$  – средняя глубина залегания источников гравитационных аномалий;  $L$  – ширина расчетного окна).

1 – точки зондирования; 2 – профили зондирования (см. рис. 4); Районы исследований: 1 – Ханкайский супертеррейн; 2 – Восточный Сихотэ-Алинь; 3 – Нижне-Амурский террейн; 4 – Охотский террейн; 5 – восточный выступ Сибирской платформы; 6 – Амурский супертеррейн (Амура-Зейская впадина); 7 – Предверхоанский прогиб; 8 – Колымо-Омолонский супертеррейн; 9 – впадина Оффисер в западной Австралии; 10 – синеклиза Уайсо в северной Австралии; 11 – Восточно-Австралийский осадочный бассейн (Эроманга); 12 – Коралловое море; 13 – Охотское море (северная часть); 14 – Северо-Западная плита Тихого океана; 15 – Гавайский архипелаг.

земной коры (границы Конрада) [5]. Место сочленения статистических гравитационных границ, выраженных зонами сгущения кривых  $Z_r$ , соответствует положению Желтулакского регионального разлома (рис. 4, схема), разделяющего Селенгино-Становой и Джугджуро-Становой блоки Станового складчатого пояса. По этому разлому установлены [11] признаки надвигания протерозойских и позднеархейских ком-

плексов Становика на раннеархейские комплексы Алданского щита. Суммарную амплитуду горизонтального перемещения приповерхностных тектонических покровов с юга на север можно оценить по взаимному положению предполагаемой глубинной (координата  $x \approx 100$  км) и приповерхностной ( $x \approx 240$  км) границ Алданского щита (рис. 4, разрез 2-2). По этому признаку она составляет 120–140 км.





**Рис. 4.** Результаты гравитационного зондирования южного обрамления Северо-Азиатского кратона.

1 – раннеархейские кристаллические комплексы Алданского щита; 2 – протерозойские и позднеархейские комплексы Станового складчатого пояса и Амурского супертеррейна; 3 – палеозойские и мезозойские комплексы Монголо-Охотской аккреционно-складчатой системы; 4 – мезозойские вулканогенно-осадочные комплексы чехлы Северо-Азиатского кратона; 5 – позднемезозойские и кайнозойские отложения наложенных впадин; 6 – протерозойские границы; 7–8 – позднепалеозойские и мезозойские гранитоиды на схеме (7) и разрезах (8); 9 – крупнейшие разломы; 10 – региональные зоны дробления; 11 – профили зондирования на схеме; 12 – границы интенсивного обмена сейсмических волн на профиле 2-2; 13, 14 – аномалии Буге; наблюдаемые (13) и расчетные (14) в основном уровне; 15 – расчетная плотность структурно-вещественных комплексов на профиле 1-1; 16 – корреляционные кривые  $Z_r$ .

Наименования тектонических структур: А – Алданский щит, Ам – Амурский супертеррейн, СС – Селенгино-Становой блок Станового складчатого пояса, ДС – Джунджуро-Становой блок Станового складчатого пояса, МО – Монголо-Охотская аккреционно-складчатая система. Наименования разломов (цифры в квадратах): 1 – Южно-Турурингрский, 2 – Северо-Турурингрский, 3 – Желтулакский, 4 – Южно-Якутский (Становой).

На расположенном западнее профиле 1-1 (рис. 4) зона резкой смены типов глубинного разреза также смещена к югу от приповерхностной границы Алданского щита на 130–150 км. В пределах перекрытой тектоническими покровами части щита ( $x = 200 \div 330$  км) зонами сгущения кривых  $Z_r$  очерчивается слой, соответствующий объему сиалической составляющей земной коры Сибирской платформы, мощность которого сокращается в южном направлении. Согласно плотностной модели земной коры по этому профилю (рис. 4), составленной на основе пространственно-статистических распределений гравитирующих неоднородностей и с привлечением петроплотностной карты [21], расчетная плотность этого слоя составляет 2.87–2.92 г/см<sup>3</sup>, что соответствует плотности раннеархейских гранулитовых комплексов в центральных районах Алданского щита.

Похожим образом в разрезах  $Z_r$  проявлена зона сочленения протерозойско-позднеархейских кристаллических комплексов Становика с позднепалеозойскими и мезозойскими комплексами Монголо-Охотской аккреционно-складчатой системы и Амурского (Буреинского) супертеррейна. Структурное несогласие кривых  $Z_r$  на профиле 3-3 (рис. 4) приурочено к региональному Северо-Туруингскому разлому, проходящему вдоль северной границы Монголо-Охотской системы. Так же, как и на профиле 1-1, подошва древнейших сиалических кристаллических комплексов отображается здесь зоной сгущения кривых  $Z_r$ , полого погружающейся в северном направлении.

С увеличением шага регистрации поля (до 5–10 км) и размеров скользящей выборки (до 1500 км) на разрезах  $Z_r$  проявляются особенности строения более глубоких горизонтов коры. Примером мелко-масштабного зондирования земной коры является профиль Жиганск-Зырянка-Хатырка [10, стр. 470], в пределах которого зоны сгущения кривых  $Z_r$  наблюдаются в основании земной коры на глубинах 30–35 км под Колымо-Омолонским супертеррейном и 55 км – под Предверхоанским прогибом. Глубина залегания главной статистической гравитирующей границы и тенденции ее поведения здесь близки к сейсмическим оценкам подошвы земной коры [6]. Типичная характеристика зондирования Колымо-Омолонского супертеррейна по этому профилю показана на графике 8 (рис. 3), а Верхоянского складчатого пояса по траверсу Уруша–Алдан–Якутск–устье р. Алазея – на графике 7 (рис. 3). В восточной части Сибирской платформы в широтных разрезах  $Z_r$  хорошо проявлена подошва сиалического слоя земной коры (график 5, рис. 3). Глубина залегания этой границы (26–

28 км) близка к результатам зондирования южной части Алданского щита (перекрытой тектоническими покровами Становика) по профилю 3-3 (рис. 4).

Глубина залегания главной гравитирующей границы в Амурском (Буреинском) эпикратонном блоке (график 6, рис. 3), при пересечении его широтными профилями, близка к глубине залегания подошвы земной коры, которая, по сейсмическим и гравиметрическим оценкам [15, 30], составляет здесь 34–38 км, а в точке зондирования (Амуру-Зейская впадина) – 32–34 км.

На графиках 9–11 (рис. 3) приведены типичные характеристики зондирования земной коры Австралийского континента, полученные автором в результате статистической обработки гравиметрической карты Австралии, составленной во ВНИИ Зарубежгеология (1980). В разрезах автокорреляционного зондирования здесь фрагментарно (горизонтальная протяженность зон сгущения кривых  $Z_r$  составляет 500–600, реже 1000 км) проявлены подошва сиалического слоя (на глубинах 15–20 км) и подошва земной коры (35–50 км). Указанные диапазоны залегания статистических гравитирующих границ коррелируются с участками (зонами) резкого излома скоростных характеристик земной коры в разрезах северной и юго-восточной Австралии [35], скачками скоростей – в разрезах южной окраины Австралийского континента [33] и волноводными – в восточной Австралии [34]. По данным гравитационного зондирования, в западной и центральной Австралии наблюдается утолщение корового гравитационно-активного слоя под древними кристаллическими блоками (Йилгарн, Пилбара, Масгрейв, Гоулер) до 50–55 км, а в районах, где мощность чехла увеличена (синеклизы Оффисер, Каннинг, Уайсо, Джорджина), в разрезах зондирования проявляется подошва сиалического слоя земной коры (граница Конрада). В пределах Восточно-Австралийского осадочного бассейна (Эроманга) мощность “статистической гравитационной коры” варьирует от 30 км в центральной части бассейна до 40–50 км – в его юго-восточной части, где мезозойские и кайнозойские плитные комплексы перекрывают складчатую систему Лаклан. Охарактеризованные тенденции в поведении статистических гравитирующих границ на территории Австралии в общих чертах согласуются с поведением скоростных границ [33, 34, 35].

Главные скоростные границы раздела земной коры (Мохо и Конрада) отчетливо отображаются в разрезах гравитационного зондирования окраинных морей Тихого океана: асимптота  $Z_r$  на графике 12

(рис. 3) соответствует положению подошвы земной коры в Коралловом море [33], а перегиб характеристики на графике 13 (рис. 3) – подошве сиалического слоя земной коры в северной части Центрально-Охотоморского террейна [28]. На трансрегиональном профиле через Тихий океан (Сихотэ-Алинь–о. Хоккайдо–возвышенность Шатского–банка Милуоки–атолл Мидуэй–о. Гавайи) зона сгущения кривых  $Z_r$  в районе Императорских гор наблюдается на глубине 80–90 км, где она соответствует подошве литосферы [29]. На рис. 3 приведены одномерные характеристики двух точек зондирования по этому профилю (диаграммы 14 и 15), из которых можно предположить увеличение мощности гравитационно-активного слоя литосферы под Гавайским архипелагом до 120 км. С разрезом по этому профилю можно ознакомиться в работах [17, 18].

Рассмотренные данные свидетельствуют о том, что существование дискретных зон сгущения кривых  $Z_r$  является широко распространенной особенностью статистических распределений плотностных неоднородностей в литосфере. Выявленная дискретность может быть обусловлена дискретно-упорядоченными пространственными характеристиками элементарных геологических тел и структур (блоков, интрузивных тел, пликативных дислокаций и др.), резко различными в смежных структурно-вещественных комплексах литосферы вследствие разных типов палеотектонических режимов, завершивших консолидацию этих комплексов.

Возможности выявления и пространственного описания “статистических гравитирующих границ” с помощью автокорреляционного зондирования определяются точностью и шагом измерения гравитационных аномалий. При зондировании приповерхностных горизонтов коры с детальным шагом гравиметрических наблюдений (0.1–0.25 км) возможны диагностика и картирование кровли интрузивно-купольных структур, подошв надвигов и шарьяжей до глубины 1–1.5 км от поверхности [20], а при шаге наблюдений 0.5–1 км – границ крупных тектонических пластин и аккреционных призм вертикальной мощностью 3–10 км (рис. 2). При региональных исследованиях с шагом наблюдений от 2 до 10 км в разрезах автокорреляционного гравитационного зондирования проявляются главнейшие границы раздела земной коры: подошвы сиалического (континентального) и симатического (океанического) слоев (рис. 3, 4), а на трансрегиональных профилях протяженностью 5 000–10 000 км возможно картирование подошвы литосферного гравитирующего слоя.

Осложняющими факторами зондирования по автокорреляционным функциям гравитационных аномалий являются:

1. Отсутствие данных на обрамлении расчетных профилей, что ограничивает вертикальный диапазон зондирования и горизонтальную протяженность “полезной” (информационной) части разрезов.

2. Наличие интенсивных и широких зон градиентов силы тяжести, горизонтальные размеры которых на исследуемом профиле соизмеримы с шириной расчетного окна ( $L$ ). В этом случае в точке максимального горизонтального градиента силы тяжести регистрируется прогибание корреляционных кривых  $Z_r$  в широком глубинном диапазоне.

Эти осложнения, однако, могут быть, в той или иной степени, преодолены: первое – с помощью экстраполяционных полиномов, продолжающих гравитационные аномалии в область отсутствия данных, второе – путем ослабления гравитационных ступеней аналитическими (прямая задача) или частотными (осреднение, пересчеты вверх и другие трансформации) способами.

*Второй особенностью разрезов гравитационного зондирования являются зоны резкого изгиба корреляционных кривых  $Z_r$ , либо резкой смены типа разреза, примерами которых являются разрезы 5-5 и 6-6 на рис. 2, разрезы 1-1, 2-2 и 3-3 на рис. 4. Пространственное положение этих зон, как правило, совпадает с положением крупных разломов – структурных швов, разделяющих тектонические области с разным набором, составом и историей формирования структурно-формационных комплексов, в современном понимании – с границами террейнов (см. разрезы 5-5 и 6-6 на рис. 2). Такие разломы, будучи перекрыты плитными комплексами или тектоническими покровами, часто не сопровождаются мощными гравитационными ступенями с выраженными максимумами горизонтальных градиентов силы тяжести, что затрудняет их распознавание и картирование непосредственно по гравитационным аномалиям.*

*Третьей особенностью разрезов гравитационного зондирования является проявление в них участков (зон) резкого сокращения или увеличения мощности гравитационно-активного слоя, которые могут быть связаны, соответственно, со структурами растяжения или сжатия земной коры. Типичные зоны растяжения наблюдаются в зонах Джелтулакского структурного шва (разрез 1-1 на рис. 4) и Монголо-Охотской аккреционно-складчатой системы (разрез 3-3 на рис. 4), а структуры сжатия – в мезозойских аккреци-*

онных комплексах Сихотэ-Алиня (разрез 3-3 на рис. 2) и в южной (перекрытой тектоническими покровами) части Алданского щита (разрез 1-1 на рис. 4). “Статистическому образу“ структуры растяжения в зоне сочленения Северо-Азиатского кратона с Амурским супертеррейном (разрез 1-1 на рис. 4) не противоречит плотностная модель, характеризующая сокращением мощности и разуплотнением среднекорового сиалического слоя.

Еще более контрастные сокращения мощности гравитационно-активного слоя (структуры растяжения) выявлены автором в разрезах гравитационного зондирования земной коры под глубоководными котловинами (Фиджи, Тасманская), а утолщения (структуры сжатия) – под подводными возвышенностями и островными дугами (Норфолк, Лорд-Хау, Новые Гебриды) в юго-западных морях Тихого океана [16].

### ВЫВОДЫ

Рассмотренные данные иллюстрируют возможности диагностики и начального параметрического описания фрагментов глубинных геологических структур с помощью гравитационного зондирования по автокорреляционным функциям аномалий силы тяжести в условиях дефицита априорной информации:

1. В разнообразных по геологическому строению районах и вне зависимости от локальных форм гравитационных аномалий зонами сгущения корреляционных кривых  $Z_r$  отображаются наиболее контрастные субгоризонтальные границы раздела структурно-вещественных комплексов земной коры и верхней мантии, глубина залегания и особенности рельефа которых согласуются с поведением тектонических и тектоно-физических границ.

2. Резкая смена типов статистических распределений гравитирующих неоднородностей по латерали является признаком глубинных разломов, разграничивающих блоки земной коры с различным возрастом и набором геологических формаций: тектоно-стратиграфические террейны.

3. Взаимное пространственное положение корреляционных кривых  $Z_r$  может быть индикатором структурных и палеогеодинамических обстановок при формировании дисгармоничных геологических структур: надвигов и шарьяжей, клиноформных тектонических пластин, аккреционных призм, структур растяжения и сжатия.

4. Возможность диагностики типовых элементов глубинных геологических структур с помощью рассмотренной автокорреляционной модификации

гравитационного зондирования подтверждается имитационными моделями.

Применение автокорреляционного гравитационного зондирования является простым способом экспресс-оценки закрытых и малоизученных территорий со сложным геологическим строением на начальных этапах геолого-геофизических исследований. Получаемые в результате зондирования пространственно-статистические модели распределения элементарных источников гравитационных аномалий могут быть использованы в качестве нулевого приближения к стандартным, конечно-метрическим, плотностным моделям.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Аргентов В.В., Гнибиденко Г.С., Попов А.А., Потапьев С.В. Глубинное строение Приморья (по данным ГСЗ). М.: Наука, 1976. 89 с.
2. Батт М. Спектральный анализ в геофизике. М.: Недра, 1980. 535 с.
3. Берлянд Н.Г., Розе Е.Н. Применение корреляционного анализа для районирования потенциальных полей // Геомагнетизм и аэрономия. 1971. № 2. С.43–48.
4. Брянский Л.И. Плотностная структура земной коры и верхов мантии восточной окраины Азиатского континента. Владивосток: Дальнаука, 1995. 141 с.
5. Булин Н.К., Афанасьева Е.А., Проняева Е.Н., Эрглис Е.И. Глубинный разрез юго-востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления по сейсмологическим данным // Сов. геология. 1972. № 10. С. 134–139.
6. Булин Н.К. Глубинное строение Верхояно-Чукотской области по сейсмическим данным // Тихоокеан. геология. 1988. № 1. С. 77–85.
7. Гладкий К.В. Гравиразведка и магниторазведка. М.: Недра, 1967. 316 с.
8. Глазнев В.Н. Применение теории корреляционных функций для анализа и интерпретации потенциальных полей. Автореф. дисс.... канд. физ.-мат. наук. Апатиты, 1979. 24 с.
9. Голозубов В.В., Мельников Н.Г. Тектоника геосинклинальных комплексов южного Сихотэ-Алиня. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1986. 126 с.
10. Гравиразведка. Справочник геофизика. М.: Недра, 1990. 607 с.
11. Гусев Г.С., Хаин В.Е. О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг средней Сибири) // Геотектоника. 1995. № 5. С. 68–82.
12. Кемкин И.В., Ханчук А.И. Юрский аккреционный комплекс южного Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геология. 1993. № 5. С. 31–42.
13. Косыгин Ю.А. Тектоника. М.: Недра, 1983. 536 с.
14. Лебедев А.Н., Петров А.В. Статистическое зондирование геополей // Известия вузов. Геология и разведка. 2001. № 3. С. 106–110.
15. Малышев Ю.Ф. Глубинное строение, геодинамика и сейсмичность в области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского подвижного поясов // Тихоокеан. геология. 1998. Т.17, № 2. С. 21–27.

16. Петрищевский А.М., Демура Г.В. Гравитационное зондирование западно-тихоокеанских переходных зон “континент-океан” // Тез. докл. III Тихоокеан. шк. Ч. 2. ДВО АН СССР. Владивосток, 1987. С. 16–18.
17. Петрищевский А.М., Лойтер П. П. Гравитационное частотное зондирование литосферы Восточно-Азиатской зоны сочленения “континент-океан” // Геологическая интерпретация гравитационных и магнитных аномалий: материалы 13 сес. Всесоюз. семинара им. Г.Д. Успенского). Ташкент: Фан, 1988. С. 307–319.
18. Петрищевский А.М. Статистические гравитационные модели литосферы Дальнего Востока. Владивосток: Изд-во Дальневост. гос. ун-та, 1988. 168 с.
19. Петрищевский А.М. Гравитационное частотное зондирование земной коры по автокорреляционным функциям гравитационных аномалий // Прикладная геофизика. 1989. Вып. 121. С. 169–175.
20. Петрищевский А.М. Глубинная структура Вознесенского флюоритоносного района. Владивосток: Дальнаука, 2002. 106 с.
21. Петроплотностная карта зоны Байкало-Амурской магистрали / Сост. Зотова И.Ф., Романовский Н.П. // Атлас карт геологического содержания зоны Байкало-Амурской магистрали. Л., ВСЕГЕИ. 1988. 1 л.
22. Сербуленко М.Г. Корреляционный метод интерпретации двумерных потенциальных полей // Геология и геофизика. 1960. № 11. С. 109–113.
23. Серкерев С.А. Применение данных гравиразведки и магниторазведки для тектонического районирования // Использование геолого-геофизических данных для изучения региональной тектоники нефтегазоносных областей. М.: Недра, 1976. С. 36–61.
24. Серкерев С.А. Корреляционные методы анализа в гравиразведке и магниторазведке. М.: Недра, 1986. 247 с.
25. Страхов В. Н. О некоторых оценках глубины залегания возмущающих масс // Изв. АН СССР. Сер. геофизическая. 1963. №1. С. 90–109.
26. Страхов В.Н. О состоянии и задачах математической теории интерпретации гравитационных и магнитных аномалий // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1970. № 5. С.112–119.
27. Страхов В.Н. Становление новой парадигмы – это разрушение господствующего стереотипа мышления (на примере гравиметрии и магнитометрии) // Физика Земли. 2002. № 3. С. 3–20.
28. Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск: Наука, 1976. 337 с.
29. Строение дна северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1984. 232 с.
30. Туезов И.К., Хе Гоци, Врублевский А.А., Рейнлиб Э.Л., Бай Данхай. Некоторые особенности строения северо-востока КНР и Дальнего Востока России // Структура и геокинематика литосферы Востока России. Магадан, 1993. С. 5–19.
31. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., Гонохова Н.Г. Геология и полезные ископаемые Приморского края: очерк. Владивосток: Дальнаука, 1995. 66 с. 3 л.
32. Ярош А.Я., Дементьева Г.Д. Использование нормированной функции автокорреляции для тектонического районирования востока Сибирской платформы // Вопросы разведочной геофизики. Свердловск, 1969. Вып. 64. С. 18–22.
33. Dooley J.C. Variation of crustal mass over the Australian region // BMR Journal of Australian Geology and Geophysics. 1976. 1. P. 291–295.
34. Finlayson D.M., Collins C.D.N., Lock J. P-wave velocity features of the lithosphere under the Eromanga Basin, Eastern Australia, including a prominent midcrustal (Conrad ?) discontinuity // Tectonophysics. 1984. V. 101. P. 267–291.
35. Finlayson D.M., Mathur S.P. Seismic refraction and reflection features of the lithosphere in northern and eastern Australia, and continental growth // Annales Geophysicae. 1984. V. 2 (6). P. 711–722.

Поступила в редакцию 17 декабря 2003 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым

*A.M. Petrishchevskiy*

### **Gravitational autocorrelation indicators of deep-seated geological structures**

The features of description of typical deep structural elements of the crust (discontinuities of structure-and-substance complexes, blocks and plates, faults and nappes) in the spatial-statistic distributions of gravity sources studied by an uninterrupted sliding autocorrelation procedure in a wide spatial range are examined. The results of statistic interpretation of gravity anomalies in areas with wide development of collision structures (East Sikhote-Alin, southeastern framing of the North Asian craton) are discussed. The opportunities of gravity autocorrelation sounding of the Pacific lithosphere, marginal seas and the Australian continent are shown. The features of statistical indication of vertical and horizontal deep tectonic discontinuities are investigated on simulation models.

## МЕЖРЕГИОНАЛЬНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ ОСНОВНЫХ СОБЫТИЙНЫХ РУБЕЖЕЙ ПЕРМСКОЙ СИСТЕМЫ

*Г. В. Котляр, О. Л. Коссовая, А. В. Журавлев*

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского,  
г. Санкт-Петербург*

В статье рассмотрены основные событийные рубежи в развитии биоты: среднеартинское, среднекунгурское, казанское, среднетатарское и мидийско/дзюльфинское, рассматриваемое как первая фаза глобального вымирания на границе перми и триаса. Выявлены рубежи прослежены в наиболее полных разрезах различных палеоклиматических областей. По данным разрезов Урала, Северо-Востока и Дальнего Востока России проведена анализ динамики таксономического разнообразия и установлены уровни вымирания и обновления брахиопод, рогоз, двустворок, аммоноидей, конодонтов, фораминифер. Впервые среднекунгурское, казанское и среднетатарское события установлены на Северо-Востоке России в Тихоокеанском регионе. Появление экотонных фаун в Южном Приморье на среднетатарском (вордско/кептенском или среднемидийском) рубеже рассматривается как результат широкой трансгрессии и потепления. Выявлены изменения направления межпровинциальных миграций видов отдельных групп фауны. Коренные перестройки биоты были обусловлены резкими трансгрессиями или регрессиями и климатическими изменениями, установленными по данным Са/Мг термометрии и соотношениям изотопов кислорода.

**Ключевые слова:** пермь, события, биоразнообразие, стратиграфия, корреляция.

### ВВЕДЕНИЕ

События экологических перестроек, сопровождавшиеся вымиранием или существенным обновлением состава биоты, являются важнейшими корреляционными уровнями пермской системы. Проявление их в различных климатических зонах северного и южного полушарий позволяет оценивать ранг рассматриваемых событий как глобальный и использовать их для межпровинциальной корреляции. Анализ динамики биоразнообразия разных групп пермской биоты различных биохорей выявил наиболее значительные события пермского периода – среднеартинское, среднекунгурское, казанское, среднетатарское и мидийско-дзюльфинское (рис. 1).

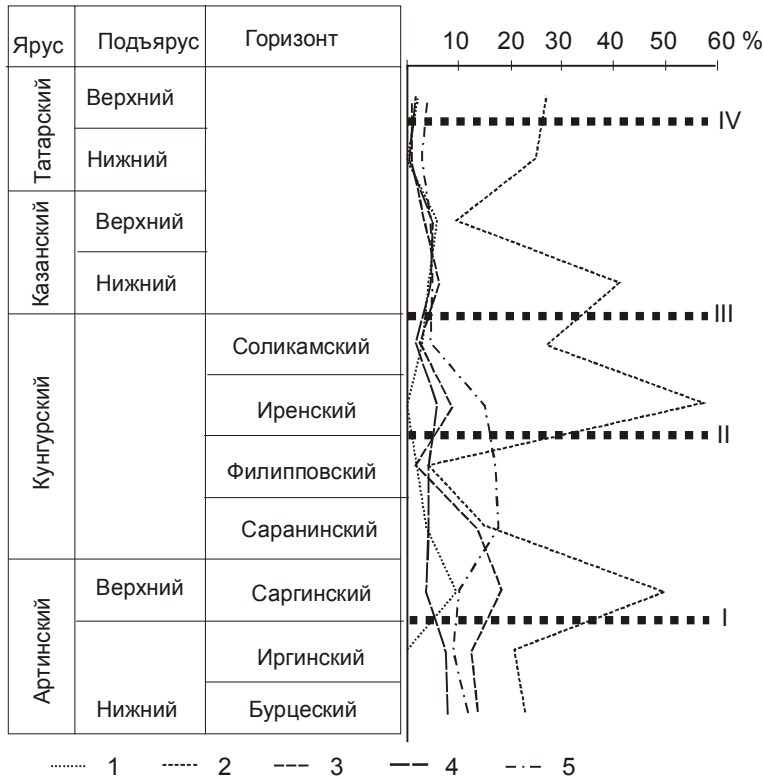
В качестве палеогеографической основы принята реконструкция С. Р. Скотиза (Skotese et al., Project PALEOMAP, 2000) (рис. 2).

### ОПИСАНИЕ СОБЫТИЙ

**Среднеартинское событие** (рис. 3) характеризуется сокращением разнообразия теплолюбивых колониальных рогоз, конодонтов, расцветом преимущественно бентосных групп и появ-

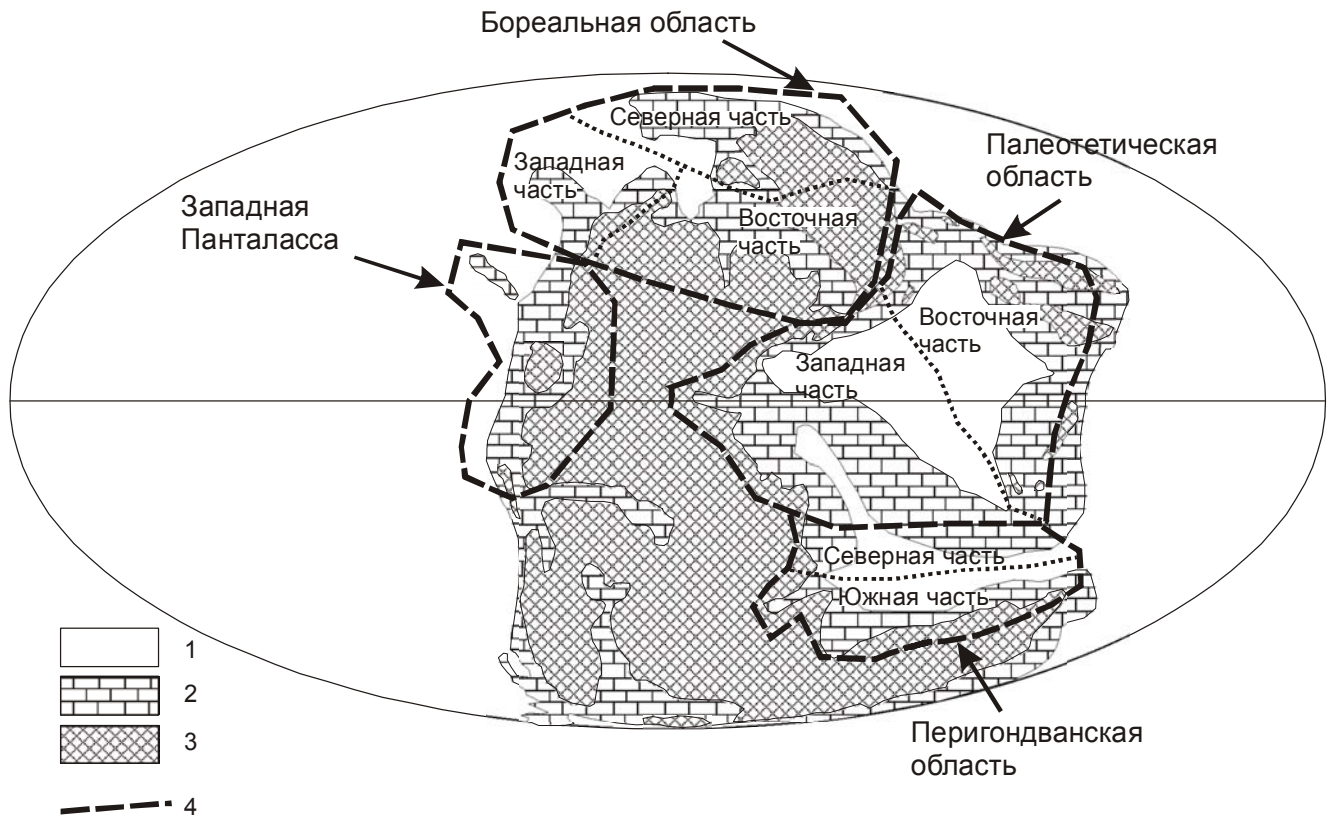
лением бореальных таксонов брахиопод и двустворок. Уровень изменений разнообразия совпадает с нижней границей саргинского горизонта. К этому времени приурочена смена карбонатного осадконакопления на преимущественно карбонатно-терригенное. Умеренно-холодноводные карбонаты, образующие маломощные прослои и мшанково-губковые рифовые массивы сменяют широко развитые познеассельско-раннеартинские отложения с типичной теплолюбивой фауной. Среднеартинский уровень отвечает началу формирования долгоживущей холодноводной провинции, включающей умеренный и холодный пояса Бореальной области [67]. Проявление события изучалось в многих разрезах от прибрежных Баренцево-морских районов Северного Тимана до широт Красноуфимска и интерпретируется как проявление трансгрессии холодных вод океана Панталасса [68].

Граница определяется в различных фациях по набору признаков, среди которых появление мшанково-брахиоподовых ассоциаций, характерных для “дивьих” мергелей в районе Красноуфимска, наличие наиболее глубоководных про-



**Рис. 1.** Динамика таксономического разнообразия некоторых групп организмов в перми:

1 – кораллы *Rugosa* (виды); 2 – брахиоподы (виды); 3 – амmonoидеи северной части Бореальной области (виды); 4 – амmonoидеи западной и восточной частей Бореальной области (виды); 5 – конодонты (роды). Римскими цифрами обозначены события: I – среднеартинское; II – среднекунгурское; III – казанское; IV – среднетатарское.



**Рис. 2.** Принятое в статье районирование. Палеогеографическая основа – по С. Р. Скотизу (Scotese et al., 2000) с упрощениями.

1 – океаны; 2 – шельфовые и внутренние моря; 3 – суша; 4 – границы палеобиогеографических областей.

Средний Урал,  
Красноуфимск, г. Дивья

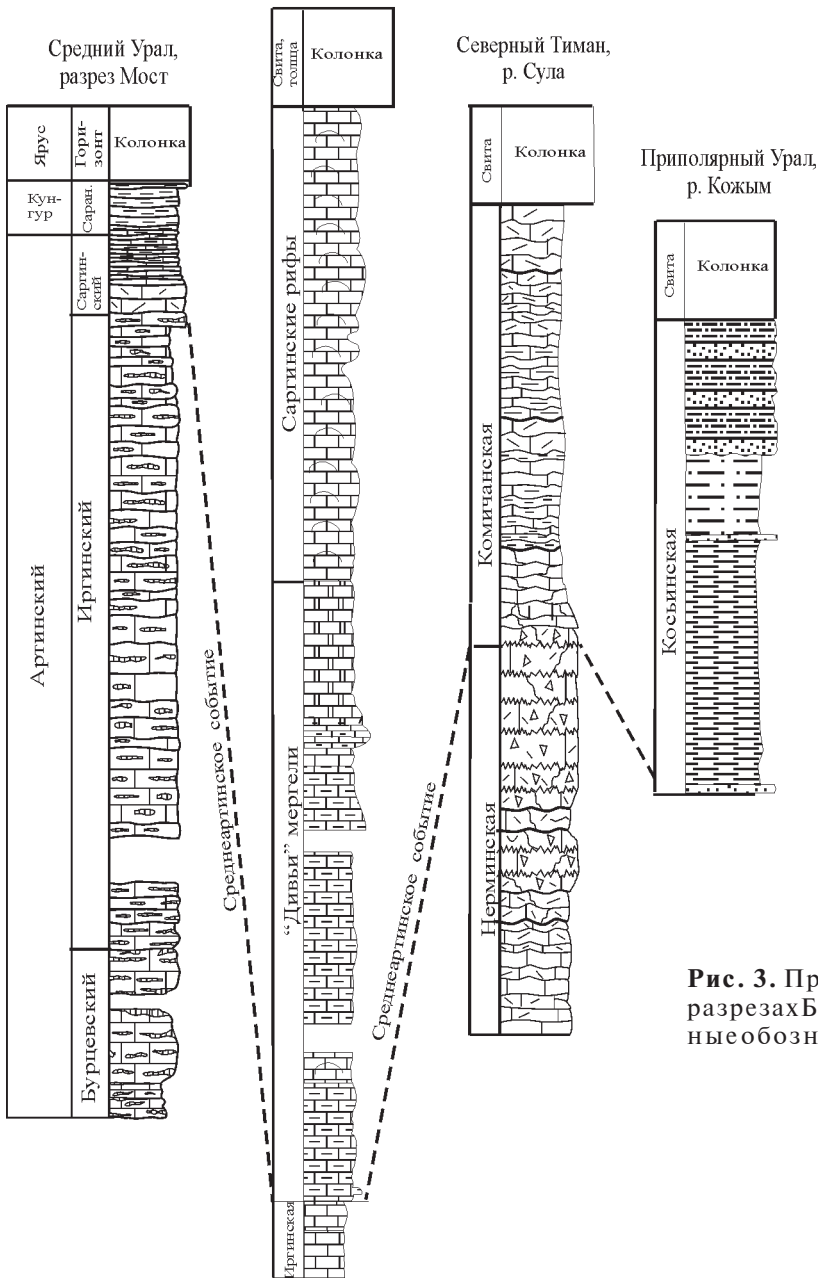


Рис. 3. Проявление среднеартинского события в разрезах Бореальной области (по авторам). Условные обозначения на рис. 4.

слоев в турбидитах и контуритах косьинской свиты на р. Кожым, смена проксимальных темпеститов дистальными и образование тонких глинистых слоев слинзовидными прослоями известняков с брахиоподово-мшанковой ассоциацией ископаемых организмов в аналогах "дивьих мергелей" в разрезах р. Косью и р. Усьвы. На Северном Тимане уровень трассируется по налеганию на палеоаплизиновые рифовые известняки нерминской свиты базальных глин, переходящих в глинистые известняки комичанской свиты с брахиоподами и остракодами. Биостратиграфически событийный уровень определяется лате-

ральной последовательностью юзон *Bairdia aculeata* по остракодам, *Parafusulina solidissima* по фузулинидам, *Anidanthus aagardi* – *Uralophructus stuckenbeganus* по брахиоподам, *Neostreptognathodus pequopensis* по конодонтам, *Neocrimites fredericksi* по аммоноидеям и *Lophophyllidium (Lophbillidium) sp. nov.* 1 по ругозам.

**Бореальная область.** Фузулиниды. К началу позднеартинского времени вымирает 90% видов в западной и восточной частях области.

**Аммоноидеи.** Среди аммоноидей в первой половине артинского века вымирает 50% видов, однако в большей степени, чем вымирание, для



этого уровня характерно появление новых таксонов и отсутствие палеоширотной дифференциации. Плавное формообразование, типичное для нижней перми (до позднеартинского времени), сменяется резким усилением диверсификации и появлением байгеджинского комплекса. Количественное изменение выражается сменой 12 видов актастинского комплекса 29 видами байгеджинского. Появляются подроды *Uraloceras* (*Ramuraloceras*) и *Paragastrioceras* (*Paragastrioceras*) [4]. В северной части области появляются *Eotumaroceras*, *Paratumaroceras*, *Neouddenites* [34].

**Конодонты.** Среднеартинское событие явилось терминальным для раннепермского кризиса развития конодонтов [23]. Исчезают многие виды конодонтов, в частности – типичные для позднекаменноугольного и ассельско-сакмарского времени представители родов *Adetognathus* и *Streptognathodus*. В результате в саргинское время произошло максимальное в перми обновление родового состава конодонтов (рис. 1). В Бореальной области в конодонтовых ассоциациях стали играть существенную роль представители рода *Neostreptognathodus* (см. также [36, 50]).

**Брахиоподы.** Изменение таксономического разнообразия характеризуется появлением 140 видов, принадлежащих 55 родам. Комплекс распадается на два экологических сообщества, каждому из которых свойственны свои доминанты. Первое приурочено к мшанково-брахиоподовому типу органогенных построек умеренного климата, второе – к заиленным, достаточно глубоководным отложениям краевой части шельфа. Характерно появление таксонов-иммигрантов из Панталассы: *Dyoros*, *Komiella*, *Anemonaria*, *Paucispinifera*, *Megousia*, *Timaniella*, *Alispiriferella*.

В северной части области (Северо-Восток, Колымо-Омолонский регион) посткризисное обновление приурочено к основанию зоны *Jakutoproductus burgaliensis* – *Anidanthus aagardi*, которое отвечает границе мунугуджакского и джигдалинского надгоризонтов [12, 36]. В Верхоянье событие фиксируется в подошве зоны *Jakutoproductus burgaliensis* – *Spirelytha kislakovi* эчийского горизонта (рис. 4). В составе сообществ происходит смена доминант во всех группах бентоса. Шестнадцать родов трех семейств брахиопод вымирают на этом уровне. Появляются 20 родов и около 45 видов. Практически полностью исчезают доминирующие в более древнем "верхоянском" типе сообществ многочисленные виды *Jakutoproductus* [11, 12].

**Двустворчатые моллюски.** Меняется состав двустворок – впервые появляются колымииды, представленные родом *Aphanaia* [7].

**Фораминиферы.** Сокращается число фораминифер с песчаной стенкой раковин, увеличивается разнообразие и численность нодозариид [24].

**Кораллы *Rugosa*.** Наиболее важным является вымирание массивных колониальных кораллов (*Durhaminiidae*) и последующее появление и быстрое расселение, ранее распространенных спорадически, специализированных ругоз без диссепиментов. В позднеартинских отложениях западной части области встречается лишь несколько видов ветвистых форм *Durhaminiidae*.

В составе ругоз без диссепиментов выделяется две морфологические группы, распадающиеся на ряд фациально-детерминированных сообществ с различными таксонами-доминантами [Kossovaya, 2003, в печати; 27]. Комплекс объединяет персистентные роды *Ufimia* и *Soshkineophyllum*, виды которых появлялись в различных фациальных обстановках, и широко распространенные роды, наиболее часто встречаемые в глубоководных отложениях – *Lophophyllidium* и *Pseudowannerophyllum*. Основными направлениями морфогенеза позднеартинских ругоз является усиление осевых структур дополнительными образованиями, перфорация осевых структур, появление мультитрабекулярности.

**Палеотетис.** Событие приурочено к началу яхташского века, соответствующие которому отложения практически повсеместно залегают трансгрессивно на более древних разновозрастных образованиях.

**Фузулиниды.** К началу позднеартинского времени вымирает 50 % фузулиид. Полностью исчезают *Sphaeroschwagerina*, *Pseudoschwagerina*, *Zellia*, *Dutkevitchia*, появляются *Darvasella*, *Chalaroschwagerina*, *Pamirina*, *Toriyamaia*, изменяется состав рода *Pseudofusulina* [35].

**Аммоноидеи.** Комплексы аммоноидей существенно отличны от более древних. Из 30 родов аммоноидей яхташского комплекса 12 родов близки с уральскими позднеартинскими представителями, а 25 родов – общие с болорскими (кунгурскими) Юго-Восточного Памира [35].

**Конодонты.** Существенную роль в конодонтовых ассоциациях стали играть такие роды, как *Neostreptognathodus*, *Rabeignathus*, *Iranognathus*, *Pseudosweetognathus* [36, 47]. Намечается таксономическое расхождение палеотетической и бореальной конодонтовых фаун. С этого времени начинают формироваться тепловодная и умеренно-холодноводная биогеогра-

фические провинции, различия в конодонтовой фауне которых усиливаются в течение поздней перми [72].

**Перигондвана.** Конодонты. Конодонтовые ассоциации, примерно отвечающие событийному уровню, известны из восточной части Перигондваны (Австралия), где представлены родами *Vjalovognathus* и *Mesogondolella* [82]. Род *Vjalovognathus* характерен для умеренно-холодных бассейнов Южного полушария [72].

**Кораллы *Rugosa*.** Циатаксониевые фауны верхней части Dingjiazhai Fm. Боошанского блока, приуроченные к конодонтовой зоне *Neostreptognathodus pequiopensis* [74], смешанный состав фаун, включающих брахиопод, фузулинид (*Pseudofusulina*—*Eoparafusulina*), конодонтов (*Sweetognathus*), указывает на умеренно-температурный тип биоты [88].

**Западная Панталасса.** Событийный уровень прослеживается как в северной (Британская Колумбия, формация Харпер Рэнч), так и в приэкваториальной частях области (Great Basin).

**Конодонты.** На среднеартинском уровне впервые появляются неострептогнатодусы, которые известны еще в раннеартинское время из восточной части Бореальной области [51]. Здесь неострептогнатодусы, вероятно, являются мигрантами из северо-западной части Бореальной области или северо-восточной части Палеотетиса. Кроме того, появляются представители таких родов, как *Rabeignathus* и *Iranognathus* [69].

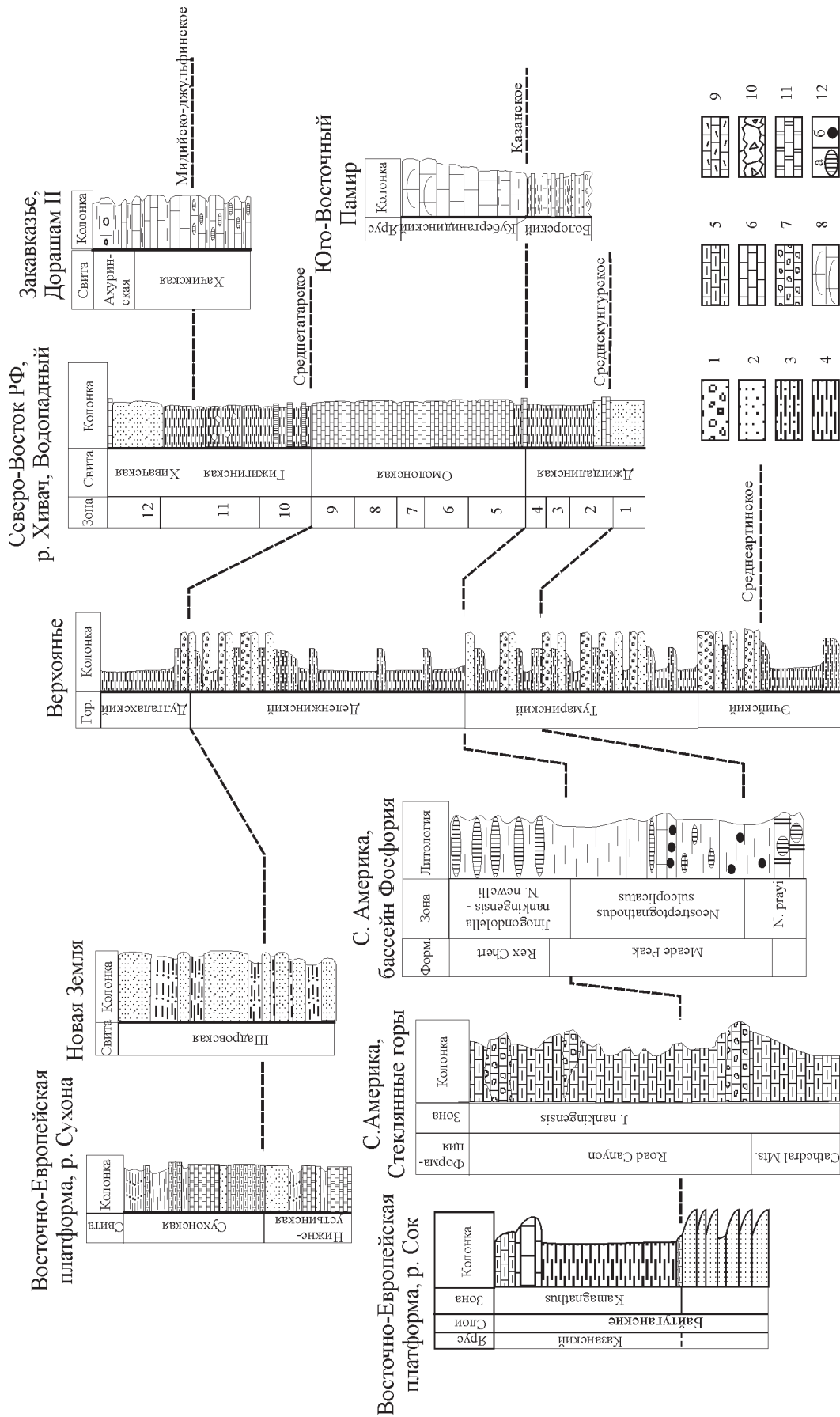
**Среднекунгурское событие** (рис. 4) отмечается существенной перестройкой биоты в середине кунгурского века (иренский горизонт). Событие характеризуется повышением видового разнообразия бентосной (брахиопод, двустворок, фораминифер) и, в меньшей степени, нектонно-планктонной (аммоноидеи, конодонты) биоты (рис. 1). В развитии кораллов событийный уровень отвечает появлению короткоживущих обедненных сообществ без диссепиментных ругоз, появляющихся после интервала с единичными видами кораллов или полным их отсутствием. Основной причиной этого явления, по-видимому, явилась значительная глобальная трансгрессия, отмечаемая как в Бореальной, так и Палеотетической областях.

**Бореальная область.** Аммоноидеи. Обновление аммонитовой фауны в иренское время в восточной части области происходит за счет появления четырех новых видов подродов *Paragastrioceras* (*Pachygastrioceras*) и *Uraloceras* (*Claudouraloceras*) [4, 53], рода *Epijuresanites*, а также рода *Baraioceras*, установленных в отложениях, соответствующих второй половине кунгурского века

в Верхоянье. Сообщество аммоноидей северной части области представлено родами *Tumaroceras*, *Epijuresanites* и *Baraioceras* [1, 34], а в Колымо-Омолонском бассейне указываются, кроме того, *Uraloceras* и *Neouddenites*. Обширная трансгрессия обусловила широкий обмен фаунами в северо-восточной Бореальной области и привела к образованию смешанного урало-верхояно-колымского типа сообществ. Усиление процессов миграции приводит к расширению биохории рода *Epijuresanites* до территории Пай-Хояио-ва Вайгач, встречены они и в Южном Приморье (*Epijuresanites pilnikovensis* Zakharov, абрековский горизонт, бассейн р. Партизанская) [21].

**Конодонты.** Единичные находки неострептогнатодусов и степановитесов в низах кошелевской свиты Приуралья [39] маркируют событийный уровень и свидетельствуют о некотором изменении таксономического состава иренских конодонтов [53]. Особых изменений в разнообразии конодонтов не произошло, их находки редки и известны лишь из западной части Бореальной области, где событийный уровень прослеживается в низах формации Myseryfjellet (площадь Бьерния Баренцево-морского региона, [80]) и в Канадском Арктическом архипелаге, бассейн Свердруп [72], где они представлены неострептогнатодусами мезогондолеллами.

**Брахиоподы.** В пределах восточной части области (Приуралье, Средний Урал) Б.И. Чувашовым отмечено резкое возрастание разнообразия и обновление брахиопод в раннеиренское время (неволинская и елкинская пачки кошелевской свиты), тогда как в предшествующее событие филипповское время наблюдался спад в их развитии [52, 53]. Число родов брахиопод возрастает до 15 по сравнению с филипповским временем, насчитывающим не более трех родов. Более позднее обновление претерпевает видовой состав брахиопод, появляется 26 новых видов [13, 32]. Более значительное увеличение таксономического разнообразия брахиопод наблюдается в более открытой части бассейна (Приполярный и Полярный Урал), где число иренских родов возрастает до 31, а видов — до 36 (время *kuliki-timanica*). В северной части области (Верхояно-Колымский бассейн) событие проявлено более контрастно и выражено в широком расселении космополитных урало-печоро-колымских брахиоподовых сообществ сходного таксономического состава, в которых доминировали *Megousia kuliki*, *Striapustula koninckiana*, *Sowerbina*



**Рис. 4.** Проявление событий и их уровней в разрезах.

Бореальная область: р. Сухона – по [43]; Новая Земля – по [17]; Верхояны – по [26, 34]; Водопадный – по [10, 12] (числами обозначены зоны по брахиоподам: 1 – *Jakitorproductus burgaliensis*; 2 – *Anidanthus agardi*; 3 – *Megousia kuliki*; 4 – *Kolyaella-Bocharella*; 5 – *Mongolostia russiensis*; 6 – *Omolonia sjatkovi*; 7 – *Terrakeaborealis*; 8 – *T. korkodonensis*; 9 – *Magadaniabajkurica*; 10 – *Sacrinelloides obrushewi*; 11 – *S. curvatus*; 12 – *Steranoviellaparacurvata*); стратотипический разрез казанского яруса на р. Сок – по авторам. Палеотетическая область: Дорашам II – по [28]. Пригородная: Юго-Восточный Памир – по [37]. Западная Панталасса: Стекланые горы – по [70]; бассейн Фосфория – по [91]. Условные обозначения: 1 – конгломерат; 2 – песчаник; 3 – алевролит; 4 – аргиллит; 5 – глинистый тонкообломочный известняк; 6 – известняк; 7 – известняковая конгломерация; 8 – биогермные известняки; 9 – детритовый известняк; 10 – брекчированный известняк со стилолитами; 11 – доломит; 12а – кремнистость; 12б – фосфориты.

*timanica*”, крупнораковинные *Spiriferella* и *Cyrtella*. Ряд таксонов, мигрируя в юго-восточном направлении, достигают южной части области, к которой примыкал Южно-Приморский бассейн. Здесь установлен позднекунгурский комплекс брахиопод с *Striapustula*, *Primorewia*, *Spiriferella*, *Tomiopsis* и двустворок с *Praeundulomia petschorica*, *Streblapteriapesilla* [21].

**Кораллы *Rugosa*.** Обеднение коралловых сообществ характерно для кунгурского века в целом. На уровне филипповского горизонта исчезают одиночные кораллы с осевыми структурами (роды *Pseudowannerophyllum*, *Lophophyllidium*, *Cyathocarinia*, *Cyathaxonia*, Gen. et sp. nov. 1, Gen. et sp. nov. 2), широко представленные в саргинское время (артинский ярус). В иренском веке на уровне трансгрессивного максимума (разрез р. Кожым, средняя часть кожымской свиты) появляются единичные мелкие (до 1 см) *Calophyllum gerthi* (Soshkina).

**Двустворчатые моллюски.** В развитии двустворчатых моллюсков (время *andrianovi*) в северной части области отмечен максимум разнообразия для пермского периода — 30 видов [8]. Обновление состава происходит за счет иммигрантов из других бассейнов области. Впервые возникают более 10 родов и 20 видов. Среди них *Ragozina*, *Praeundulomia*, *Vakunella*, *Pyramis*, *Merismopteria* и др. [44]. Характерно появление ряда теплолюбивых родов — *Pseudomonotis*, *Myalina*, *Elimata*, *Plagiostoma*, что связано, вероятно, с некоторым потеплением климата [6].

**Мелкие фораминиферы.** Сообщество мелких фораминифер позднего кунгура (брахиоподовая зона *kuliki*) характеризуется значительной общностью таксономического состава в пределах всей области, повсеместным расселением *Gerkeina komiensis* и *Howchinella prima*.

В пределах Бореальной области среднекунгурское событие прослеживается достаточно широко — оно отмечено в средней части кожымской, влиурьягинской, адзвинской, лекворкутской свитах Полярного и Печорского Приуралья, в низах формации *Museyufjellet* Баренцево-морского региона, в основании верхнетумаринского подгоризонта (зона *Megousia kuliki*) Верхоянья и халалинского горизонта Колымо-Омолонского региона, в средней части абрекского горизонта (основание пильниковских слоев, решетниковская свита) Южного Приморья.

**Палеотетис** (Япония, Южный Китай, Закавказье). **Конодонты.** Событие проявилось в росте видового разнообразия конодонтов за счет по-

явления как обитателей мелководных шельфов (виды родов *Neostreptognathodus*, *Sweetognathus* и *Hindeodus*), такие пелагические формы (представители рода *Mesogondolella*) [40, 69].

Событийный уровень прослеживается в формации Акуда Японии [63], формации Чися Южного Китая [57] и нижней части даваалинской свиты Закавказья [40, 46].

**Кораллы *Rugosa*.** Комплекс, близкий нижне-кочусуйскому, замещает типичную тетическую фауну, имеет ограниченное вертикальное распространение и, в свою очередь, сменяется типичными тетическими миколониальными формами. Так, в Южном Китае в разрезе Тиквао (Tiequaо) в верхней части формации Чися в предшествующем событийному комплексу присутствует типичная теплолюбивая фауна, представленная преимущественно массивным и ветвистым формами (*Polythecalis*, *Chihsiaphyllum*, *Pseudarniaphyllum*, *Yatsengia*). Резкая смена комплексов происходит в отложениях, содержащих комплекс циатаксониевых кораллов и подстилающих непосредственно конодонтовую зону *Jinogondolella nankingensis* [89].

**Перигондвана.** Аммоноидеи. Родовое разнообразие аммоноидей в позднем кунгуре достигло максимума. Наиболее ярко это проявилось на Памире (кочусуйская свита) — крупном центре диверсификации, где, по данным Т. Б. Леоновой [71], аммоноидные сообщества наиболее представительны и насчитывают более 50 родов и 80 видов.

**Конодонты.** Для событийного интервала характерно появление относительно мелководной неострептогнатодусовой ассоциации конодонтов, содержащей также пелагические элементы — *Mesogondolella idahoensis* и *Vjalovognathus* [40, 69]. В южной части области (Северная и Западная Австралия) конодонтовые ассоциации характеризуются крайней бедностью и доминированием представителей рода *Vjalovognathus* [72, 82].

**Кораллы *Rugosa*.** В северной части Перигондваны (кочусуйская свита Юго-Восточного Памира) отмечается обновление видового и родового состава ругоз, представленных только циатаксониевой фауной. Разнообразие нижнего комплекса, выделенного Т. Г. Ильиной, в нижней части свиты [23] несколько выше, чем в ее верхах. В нижнем комплексе встречены *Pentaphyllum*, *Ufimia*, *Timorcarinophyllum*, *Pseudoverbeekiella*, *Lophophyllidium*, *Wannerophyllum* и др. (всего 28 видов). Комплекс приурочен к базальным известнякам. При доминировании одиночных форм без диссепиментов, в отдельных разрезах Цент-

ральной зоны Памира встречаются и ветвистые колонии *Pseuhuangia*. В верхнем комплексе исчезают *Wannerophyllum*, *Lophophyllidium*, *Pseuhuangia*, *Amplexocarinia*, *Pseudoverbeekiella*, *Kabakovitchiella*, *Asserculinia*, *Euryphyllum*, *Basleophyllum*, *Cyathaxonia*. Всего верхний комплекс насчитывает 6 видов. Событийный уровень примерно отвечает появлению обедненного сообщества без диссеппиментных ругоз верхнекочусуйской подсвиты.

**Западная Панталасса** (Североамериканские бассейны). *Аммоноидеи*. Относительное разнообразие аммоноидей несколько уменьшилось [71]. Из 10 родов комплекса вновь появились только три, из них половину составили эндемики (по сравнению с 11 и 5 конца артинского века).

**Конодонты**. Изменения в разнообразии конодонтов были незначительны — отмечается появление *Neostreptognathodus sulcopicatus* и *Hindeodus permicus* [69]. Событийный уровень отвечает подошве конодонтовой зоны *Mesogondolella idahoensis* — *Neostreptognathodus sulcopicatus*. Он прослеживается в бассейне Фосфория и примерно совпадает с началом формирования кремнистых фосфоритоносных аргиллитов, маркирующих углубление бассейна [58, 91].

**КАЗАНСКОЕ СОБЫТИЕ** (рис. 4). Среди пермских биотических кризисов казанское (роудское) событие является наиболее широко масштабным и четко выраженным. Оно охватывает временной интервал, соответствующий примерно стандартной конодонтовой зоне *Jinogondolella nankingensis*. Событие характеризуется мгновенной и широкой экспансией роудских аммоноидей во всех палеобиогеографических областях, появлением первых представителей отряда *Ceratitida*, почти полным вымиранием кунгурских видов, появлением серратных форм гондолеллидных конодонтов (род *Jinogondolella*), существенным обновлением таксономического состава брахиопод, двустворчатых моллюсков. Для кораллов характерно биполярное распределение цитаксониевых фаун, в то время как редкие колониальные формы присутствуют только в отдельных районах Палеотетиса.

**Бореальная область**. Раннеказанская трансгрессия (байтуганские и камышлинские слои) привела к формированию на востоке области мелководного морского бассейна с широким спектром фаций и развитием мшанково-брахиоподовых биогермов вдоль его окраин. Климат этого времени интерпретируется как суббореальный теплоумеренный [22], о чем свидетельствует, в частности, развитие мшанково-брахиоподовых рифогенных сообществ, и отвечает этапу незначительного потепления.

*Аммоноидеи*. Событие фиксирует экспансия бореальных аммоноидей родов *Sverdrupites*, *Daubichites*, *Anuites*, *Pseudosverdrupites*, *Altudoceras* (кочергинская и геркинская свиты Новой Земли, нижняя часть деленжинского горизонта Верхоянья и оломонского надгоризонта Колымо-Оломонского региона, формации Ассистенс Канадского архипелага) [1, 34, 81]. Большинство кунгурских родов и видов вымирают, за исключением единичных представителей родов *Ropanoceras*, *Neouddenites*, *Medlicottia*. Всего на этом рубеже в Бореальной области насчитывается 8 родов, из них вновь возникают 5. Ряд таксонов мигрировали даже в бассейны юго-востока северной части области (Южное Приморье). Здесь был установлен род *Daubichites* (в основании владивостокского горизонта).

**Конодонты**. В самом начале казанского века (начало байтуганского времени) в восточную часть Бореальной области (восток Восточно-Европейского бассейна, возникшего на севере Западной Панталассы) проникают конодонты (фаза *Neogondolella serrata* — *Neostreptognathodus newelli* — *Penicularis bassi* роудского века) рода *Kamagnathus* [50]. Характерно также присутствие конодонтов рода *Stepanovites* [40, 50]. Конодонты Бореальной области характеризуются упрощенным строением аппарата — все элементы имеют рамиформный облик.

**Брахиоподы**. Динамика развития брахиопод этого рубежа изучена недостаточно. Однако можно констатировать, что начало казанского века в Восточно-Европейском бассейне характеризуется резкой сменой состава брахиоподовых сообществ (рис. 1). Практически полностью сменился родовой состав, представленный 7 родами, а возникшие в начале казанского века (байтуганские слои) 8 видов не содержат ни одного кунгурского рода и вида. Доминируют в комплексе представители родов *Aulosteges*, *Licharewia*, *Bajtugania*, *Beecheria*. Вспышка разнообразия брахиопод приурочена к камышлинским слоям, в которых доминирующая роль принадлежит роду *Globiella* и видам *Globiella hemisphaerium* и *Licharewia stuckenbergi*. На этом уровне впервые появляется род *Pinegathyris* и происходит увеличение численности *Canocrinella*.

Большее разнообразие характерно для биогермных фаций. Таксономический состав брахиопод аналогов камышлинских слоев в бас. р. Немды и р. Пинеги отличен от комплексов Волго-Камского региона. Меняется видовой состав аулостегид, глобиелл и лихаревиий, представленных более разнообразно, существенно обновлен видовой состав рода *Canocrinella* (5 видов), появля-

ются роды *Terrakea*, *Spitzbergenia*, *Anemonaria*, *Camarophoria*, *Rhynchopora*, *Blasispirifer*, *Permospirifer*. В северных бассейнах Бореальной области появляется и преобладает сообщество тонкоструйчатых линопродуктид [12]. Возникают роды *Terrakea*, *Spitzbergenia*, *Mongolusia*, несколько позже — *Omolonia* (зоны *Mongolusia russiensis* и *Omolonia snjatkovica* сарынского горизонта оломонского надгоризонта). В Южном Приморье ассоциация брахиопод владивостокского горизонта полностью обновляется, доминирующей группой становятся представители родов *Muirwoodia* и *Yakovlevia*, появляются биполярные роды *Kochi productus*, *Waagenoconcha*, *Liosotella*, *Spiriferella*, *Alispiriferella*, однако тропические роды полностью отсутствуют.

**Двустворчатые моллюски.** В начале казанского века начал формироваться особый тип сообществ двустворчатых моллюсков, в котором доминирующая роль принадлежит представителям рода *Kolymia* [7]. Впервые здесь появляются роды *Kolymia*, *Vnigripecten*, *Septimyalina* (зона *Kolymia inoceramiformis* сарынского горизонта оломонского надгоризонта), а 5 родов вымирают.

**Кораллы *Rugosa*.** В восточной части Бореальной области появляется "калофиллумовая фауна", которая является одним из морфологических вариантов группы кораллов без диссепиментов (циатоксониевых фаун), характерных для трансгрессивных импульсов осадконакопления. Сообщество кораллов байтуганских слоев восточной части Бореальной области характеризуется присутствием первых более крупных, по сравнению с кунгурскими, калофиллумов — *Calophyllum permianum* (Nechaev) [96]. Здесь же зафиксирован *Euryphyllum* sp. Комплекс рудозменяется в камышлинских слоях и наиболее характерным является появление видов *Calophyllum columnare* (Schlotheim) и *Sassendalia turgidiseptata* Tidten. В целом видовое разнообразие незначительно при большом количестве экземпляров. Сходная фауна известна из 5–8 слоев формации Капп Старостин Шпицбергена, где встречены *Calophyllum columnare* (Schlotheim) и *Allotropiochisma svalbardicum* (Heritsch), *Sassendalia turgidiseptata* Tidten. [59]. *S. turgidiseptata* определен также из нижней части формации Тролд Фьрд (Troid Fiord Fm.) и из основания формации Дегерболс (Degerbols Fm.) [60].

**Флора.** Эвстатическая природа казанского (роадского) события обусловила потепление климата, что фиксируется миграцией растений из Субангарского пояса в пределы центральных районов Ангарида. В начале кольчугинского времени, соответствующего примерно казанскому событию, возрастает количество и видовое раз-

нообразии каллиптерид, характерно появление грацилентно-бревифолиевого комплекса кордаитов зоны *Cordaites kuznetskianus* [18, 19]. Вымирают типично верхнебалахонские виды — *Rufloria derzavinii*. Первые элементы кольчугинской флоры приурочены к зоне *Mongolusia russiensis* северной части Бореальной области.

**Палеотетис. Аммоноидеи.** Событие характеризуется появлением первого представителя отряда Ceratitida — рода *Paraceltites*, становлением семейства гониатитов Cyclolobidae, возрастание разнообразия которого приходится на позднюю пермь, значительным обновлением таксономического состава. Первые, наиболее примитивные представители семейства Cyclolobidae роды *Demarezites*, *Tongluceras*, *Mexicoceras* указываются в Китае в нижней части формации Маоку — стандартная зона *Mesogondolella nankingensis* (Kufeng Fm., Hutang Fm., Dongwuli beds) совместно с *Kufengoceras*, *Shengoceras*, *Daubichites*, *Altudoceras*, *Strigogoniatites*, *Stacheoceras* [71]. Впервые появляются 22 рода, 20 кунгурских родов вымирает. В стратотипе кубергандинского яруса на Юго-Восточном Памире присутствуют аммоноидеи *Epiglyphioceras*, *Stacheoceras*, *Paraceltites*, типичные для рудского яруса Северной Америки [49].

**Конодонты.** Событие проявилось в некотором снижении разнообразия конодонтов, значительном обновлении конодонтовых ассоциаций, а также слабо проявленной тенденции к увеличению доли глубоководных родов (в основном — гондолеллид), которая обеспечивается как ростом их числа, так и снижением количества родов-обитателей прибрежной зоны. Событию отвечают зона *Jinogondolella nankingensis*, установленная в разрезах Китая [72]. Событийный рубеж отмечен также разделением двух основных ветвей позднепермских гондолеллид [93] — прохладноводных с гладкой платформой (ветвь *Mesogondolella gracilis*, *M. phosphoriensis*, *M. rosenkrantzi*) и тепловодных с ребристой платформой (ветвь *Jinogondolella nankingensis*, *J. aserrata* и др.).

**Фузулиниды.** В развитии фузулинид событие проявлено в диверсификации отряда Neoschwagerinida, представленного в предкризисный период единственным родом *Misellina*. Появляются три рода (в основании зоны *Armenina* — *Misellina ovalis* кубергандинского яруса Юго-Восточного Памира), в том числе рода *Cancellina*, дающие начало радиации неосвагеринид в мургабско-мидийское время [35]. Исчезает значительная часть хташско-болорских родов (8 родов отряда Schwagerinida и двара отряда Schubertellida).

**Кораллы *Rugosa*.** По данным Т. Г. Ильиной [23], комплекс кубергандинского яруса на Юго-Западном Памире, где в отличие от комплекса подстилающих отложений шиндийской свиты, содержащих только один вид ветвистых *Yatsengia*, появляются массивные колонии *Praewentzelella*, а также рода *Thamasiophyllum*, распространение которого в других регионах Палеотетиса характерно для более молодых отложений.

**Перигондвана. Аммоноидеи.** Событие зафиксировано на Тиморе (слои Тае-Веи) по присутствию родов *Demareziites*, *Stacheoceras*, [61] и в Австралии (Coolkilya Sandstone), где отмечен род *Daubichites* [56].

**Кораллы *Rugosa*.** 18 родов бездиссепиментных кораллов присутствует в нижней и средней части формации Хиала (Xiala Fm.). Ранее эта фауна была названа зоной *Lytvolasma*–*Ufimia*. В состав комплекса входят: *Syathaxonia*, *Syathicarinia*, *Amplexocarinia*, *Duplophyllum*, *Lytvolasma*, *Pentaphyllum*, *Ufimia* и др. [90], среди которых присутствуют бореальные и тетические роды. Отличие от тетической фауны заключается в отсутствии колониальных форм, что является основой для вывода о более низкотемпературных условиях обитания этого сообщества. Комплекс распространен в окраинных морях востока Киммерийского континента, расположенного между Гондваной и Евразией [90]. Сходный комплекс примитивных бездиссепиментных кораллов известен из отложений роуда формации Янгде (Youngde Fm.) в Баошанском блоке, где присутствуют *Lophophyllidium*, *Verbeekiella*, *Ufimia*. Появление массивных *Waagenophyllidae* и ветвистых *Thamasiophyllum* характерно для перекрывающих отложений нижней части ворда.

**Западная Панталасса.** В стратотипическом разрезе формации Road Canyon роудского яруса гваделупского отдела Международной стратиграфической шкалы (МСШ) событие приурочено к стандартной конодонтовой зоне *Jinogondolella nankingensis*.

**Аммоноидеи.** В развитии аммоноидей событие проявилось в появлении первых представителей цератитид – род *Paraceltites*, циклолобид – род *Demareziites*, а также *Epithalassoceras*, *Altudoceras*, *Texoceras*, *Tauroceras* [78, 92]. В штате Айдахов формации Фосфория совместно с *Jinogondolella nankingensis* (= *Jinogondolella serrata*) указываются аммоноидеи родов *Paraceltites*, *Demareziites*, *Spirolegoceras*, *Altudoceras*, *Glossoceras* [76, 77, 79]. Близкий комплекс аммоноидей указан в Мексике (Palo Quemado Fm.).

**Конодонты.** Конодонтовые ассоциации близки по составу к палеотетическим и характеризуются доминированием серратных гондолеллид (*Jinogondolella*) в глубоководной зоне и неострептогнатодусовых индеодусов мелководной [91].

Таким образом, событие проявилось в Северном и Южном полушариях, в различных климатических поясах и отвечает глобальной трансгрессии.

**СРЕДНЕТАТАРСКОЕ (СРЕДНЕМИДИЙСКОЕ, КЕПЕНСКОЕ) СОБЫТИЕ** (рис. 4), отмечено кардинальными перестройками в эволюции биоты и палеомагнетизма, широко проявлено во всех областях. Событие характеризуется крупнейшим биотическим кризисом, охватившим все группы наземной и морской биоты (рис. 1) и совпадает со сменой гиперзоны Киамандлительной обратной полярности на коперенной гиперзоной Иллаварра.

**Бореальная область.** В восточной части области (Восточно-Европейский бассейн) наиболее контрастно биотическое событие проявлено в развитии наземных групп фауны и приурочено к границе нижнего и верхнего подъяруса татарского яруса или уржумского и северодвинского горизонтов.

**Остракоды.** В развитии неморских остракод на рубеже ранне-позднетатарского времени кризис проявился в смене способа питания, что существенно повлияло на морфофизиологическую эволюцию группы и привело к смене палеодарвиновогосуперкомплекса усонелинидным. Предкризисный период, характеризующийся таксонамидревного происхождения и медленной скоростью эволюционных изменений сменился во второй половине татарского века ускоренным темпом эволюции остракод и появлением предковых родов мезозойских видов [41]. В посткризисный период из пяти уржумских родов три вымирают, новозникают три новых семейства и семь родов.

**Тетраподы.** Вблизи нижней границы северодвинского горизонта произошла смена диноцефаловой фауны позвоночных на териодонтовую. Начало териодонтового этапа знаменуется кардинальной перестройкой тетраподового сообщества, которая выразилась в изменении состава всех групп тетрапод на уровне таксонов высокогоранга [14, 15].

**Ихтиофауна.** Перестройка в развитии ихтиофауны проявилась в смене платисамидного суперкомплекса тоемиевым и изменении родового состава [38].

**Флора.** Вблизи этого уровня филладодермовая макрофлора сменилась татариновой [16, 20].

В глубоководных морских бассейнах Бореальной области среднетатарское событие зафиксировано в средней части шадровской свиты Новой Земли, в подошве гижигинского горизонта Колымо-Омолонского региона и дулгалахского горизонта Верхоянья и характеризуется крупной экосистемной перестройкой. Смене режима осадконакопления отвечает эвстатический минимум, обусловивший резкое обеднение бентосных сообществ. Вблизи рубежа отмечено важнейшее палеомагнитное событие — смена гиперзон Киа-мани Иллаварра [25].

**Двустворки и брахиоподы.** Начало этапа отмечено крупным биотическим кризисом. Вымирает более 80 % бивальвий и 7 родов брахиопод. Возникший в предкризисный период род *Canocrinelloides* становится доминантом. Резкое падение уровня моря в самом начале периода сменилось быстрой трансгрессией, в результате которой открылись связи между бореальными и тетическими бассейнами и широкое развитие получили экотонные фауны. Среди двустворок появились перигондванские роды *Merismopteria*, *Gleptoleda* и тетический род *Fasciculiconcha*, виды рода *Maitaia*, *Atomodesma variabile* Wanner [7].

**Конодонты.** Начиная со среднетатарского времени, практически исчезают бореальные виды конодонтов. В умеренные климатические зоны проникают лишь наиболее устойчивые таксоны из тропической области (такие как *Mesogondolella* и *Merrillina*, *Hindeodus*), и их распространение в значительной степени контролируется вариациями климата.

**Аммоноидеи.** Характерно проникновение в бореальные бассейны тетических родов аммоноидей *Timorites* и *Mexioceras*. В забайкальском бассейне (в низах тоготуйского горизонта) род *Timorites* встречен совместно с *Maitaiabella*.

**Палеотетис.** Аммоноидеи. Биотический кризис выразился в массовом вымирании аммоноидей (7 семейств, 2 подсемейства и 27 родов), появляется лишь три новых рода. [3, 71, 97]. Снижается разнообразие брахиопод, кораллов, существенно меняются сообщества мелких фораминифер. В западной части Палеотетиса в основании хачикской свиты исчезают практически все высоко специализированные фузулиниды, массивные колониальные кораллы, происходит смена доминант в сообществах мелких фораминифер [29].

**Брахиоподы.** Событийный уровень в восточной части Палеотетиса характеризуется широким развитием экотонных фаун, первое появление которых приурочено к узкому временному интервалу (зона *Monodioxodina* чандалазского гори-

зонта). Наряду с тетическими родами *Enteletes*, *Leptodus*, *Tyloplecta*, *Spinomarginifera*, *Compressoproductus*, *Echinauris*, *Prorichthofenia*, *Richthofenia* присутствуют бореальные роды *Anidanthus*, *Megousia*, *Kochi productus*, *Anemonaria*, *Yakovlevia*, *Kaninospirifer*. Комплекс приурочен к зоне *Parafusulina stricta* чандалазского горизонта Южного Приморья и содержит, кроме того, высоко развитые фузулиниды родов *Yabeina*, *Lepidolina*, единичные *Monodioxodina*, а также ланчихитесы, сихотенеллы, рейхелины, кодонофузиеллы, из мелких фораминифер характерны *Baisalina*, *Abadehella*, *Pachyphloia*. В Корьякии известны совместные находки рода *Canocrinelloides* и тетических родов фузулинид *Yabeina* и *Lepidolina* [55].

**Конодонты.** На событийном рубеже существенно снижается разнообразие конодонтов (вымирает около 25% видов). Вымирают преимущественно обитатели мелководий (представители родов *Sweetognathus*, *Iranognathus*, *Gullodus*). При этом разнообразие конодонтов снижается только на видовом уровне, на уровне родов и основных морфологических типов существенных изменений не происходит (рис. 1). Изменяется соотношение разнообразия глубоководных и мелководных конодонтовых фаун: родовое разнообразие глубоководных конодонтов возрастает, а мелководных — понижается. Это может быть обусловлено сокращением площади тепловодных мелководных шельфов.

В **Перигондване** широко развит практически повсеместно присутствует род *Timorites* — в слоях Базлео Тимора, где помимо аммоноидей отмечен смешанный комплекс брахиопод. В конодонтовых комплексах исчезают последние *Vjalovognathus* и формируются ассоциации с доминированием прохладноводных мезогондолелл и мерриллин.

В **Западной Панталассе** событийный уровень установлен прежде всего на основании палеомагнитных данных, где в основании кептенско-гоярусса установлены зоны прямой и обратной полярности [5].

**Аммоноидеи.** Событие фиксируется появлением и широким распространением рода *Timorites*, индексирующим кептенский ярус МСШ [71].

**Конодонты** в бассейне Фосфория, как и в Перигондване, представлены прохладноводными мезогондолеллами и мерриллинами (*Mesogondolella bitteri*, *Merrillina*). Более тепловодные конодонтовые комплексы (джиногондолеллы и свитогнатусы), близкие к тетическим, известны из приэкваториальной части Западной Панталассы (Техас) [72]. Событийный рубеж отвечает подо-



шве зоны *Jinogondolella postserrata* кептенского яруса.

**Мидийско/джульфинское событие** (рис. 4) рассматривается как первая фаза пермо-триасового массового вымирания [30, 64, 66]. В Палеотетисе в основании джульфинского или вучапинского ярусов (лопинский отдел МСШ) вымирает 70 процентов фузулинид [84] или 76 процентов мирового разнообразия [85]. Среди кораллов происходит исчезновение массивных ваагенофиллид, хотя ветвистые формы доживают до конца перми [30, 87]. Сообщество преимущественно колониальных ругозменяется плерофиллоидным комплексом. В восточной части Палеотетиса вымирает 44 процента родов и 67 процентов видов брахиопод. Некоторое исключение составляют гастроподы и аммоидеи, хотя на последнее событие оказало значительное влияние. Видовой и родовой состав конодонтов обновился в значительной степени. Наиболее яркое событие проявлено в Палеотетисе, в пределах Бореальной области событие распознается условно как в морских, так и в континентальных фациях.

**Палеотетис. Фораминиферы.** Происходит смена швагеринидо-вербеекинидовой ассоциации фузулинидшубертелидовой. Полностью исчезают швагериниды и вербеекинацеи, получают массовое развитие аберрантные фузулиниды, появившиеся значительно раньше. На этом рубеже вымирает 70 % фузулинид. В развитии мелких фораминифер произошла смена доминант — хемигордиопсидовые сообщества сменились нодозариидовыми, вымерло 40 % родов. Снизилась численность и разнообразие родов семейств *Nemigordiopsidae* и *Baisalidae* [29].

**Аммоидеи.** Глубокие эволюционные преобразования отмечены в развитии аммоидей. В конце мидийского (кептенского) века вымирают 3 семейства аммоидей (*Sundaitidae*, *Thalassoceratidae*, *Nyattoceratidae*) и 10 родов, общее число родов составляет 33. Впервые на этом рубеже появились араксцератиды — роды *Anderssonoceras*, *Araxoceras*, *Prototoceras* и другие (всего 22 рода).

**Кораллы *Rugosa*.** Происходит существенная перестройка коралловых сообществ, вымерли массивные колониальные ругозы, сменившиеся примитивным плерофиллоидным комплексом [28, 66]. Существенное сокращение таксономического разнообразия характерно для позднепермских бассейнов Восточного Тетиса (Южный и Западный Китай). Это событие привело к исчезновению 76% семейств, 78% родов, 82% видов кораллов. В течение джульфинского (уша-

пиньского) века существуют только 26 родов и 107 видов (по сравнению со 117 родами и 601 видом в течение кептенского века) [87].

**Конодонты.** На смену широко представленным в кептенском (мидийском) веке родов *Mesogondolella* и *Jinogondolella* пришли представители вновь возникшего рода *Clarkina*. Видовое разнообразие снизилось за счет вымирания ряда мезогондолеллихиндеодусов. Возникшие таксоны представлены в основном кларкинами. В итоге видовой состав конодонтов обновился примерно на 50% (вымерло 8 видов, появилось 5, 7 видов являются проходящими).

**Брахиоподы.** Значительные изменения произошли в развитии брахиопод. В начале джульфинского века резко возрастает разнообразие — комплекс представлен 27 видами 20 родов, из них 8 родов и 15 видов появились впервые. Это наиболее существенный рубеж в развитии позднепермских брахиопод, который связан с коренной сменой сообществ и доминантов: впервые появился и получил широкое развитие род *Araxathyris*, произошедший от мидийского рода *Spirigerella*. Роль доминантов перешла к спиномаргиниферам, араксатирисами пермофрикодтирисам. Этот достаточно четкий рубеж в развитии брахиопод, фиксируемый в западных бассейнах Палеотетиса, менее резко выражен в восточной части области, где появляется незначительное число родов, таких как *Peltichia*, *Enteletina*, *Cathaysia*, *Chengsianoproductus*, *Paryphella*.

**Радиолярии.** В радиоляриевой последовательности мидийско-джульфинский рубеж отмечен появлением рода *Neoalbaillella* и резким сокращением представителей рода *Follicuculus*.

**Бореальная область. Конодонты.** В западной части области (Западно-Европейский бассейн (Цехштейн) примерно на этом уровне установлены прохладноводные ассоциации конодонтов (*Merrillina divergens*, *Mesogondolella britannica*) [73]. Их появление, вероятно, связано с миграцией из бассейнов Западной Панталассы, где в это время установились неблагоприятные условия.

**Кораллы.** Предкризисное сообщество из нижней части формации Цехштейн включает два вида. Первый — *Calophyllum quadrifidum* (Howse) — одиночные мелкие кораллы цилиндрической и цилиндро-конической формы, несущие шиповидные образования на эпитеке, встреченные в массовом количестве на территории Германии [94]. В сообществе высокий процент вымерших молодых экземпляров (foto 6, s. 30, [95]), что может указывать на катастрофический характер процесса вымирания. Второй вид — *Calophyllum columnare* (Schlotheim) — встречается и в более

древних комплексах. Появление сообщества в бассейнах Цехштейна также связывается с процессами миграции из северных частей Панталассы. В восточной части области (Восточно-Европейский бассейн) данному рубежу может соответствовать основание вятского горизонта, характеризующееся существенным обновлением миротаксономического разнообразия остракод [42]. Рубеж отмечен как переломный момент в развитии остракод надсемейства Suchonellacea — вымирает семейство Prasuconellidae и появляется семейство Suchonellidae. В надсемействе Darwinulacea появилось семейство Gerdaliidae. В северной части Бореальной области событие устанавливается с некоторой долей условности в основании хивачского горизонта. Начало этапа характеризуется крупным биотическим кризисом. Практически полностью исчезают брахиоподы, фораминиферы, двустворки представлены единичными видами. Вторая половина этапа связана с резким возрастанием разнообразия брахиопод, мелких фораминифер и двустворок второй половины хивачского времени — подошва брахиоподовой зоны *Stepanoviellaparacurvata*.

**Фораминиферы.** На этом уровне (фораминиферная зона *Howchinella maxima*) резко увеличилось разнообразие мелких фораминифер, представленных 50 видами 10 родов, в то время как в начале хивачского времени они полностью отсутствовали. Впервые появляются роды *Cornuspira* и *Tristix* [24].

**Двустворчатые моллюски.** Новый этап развития отмечен в развитии двустворчатых моллюсков [7]. Появляются *Intomodesma*, *Cyrtorostra*, *Streblochondria*, *Euchondria*, *Promytilus*. Исчезают 6 родов. Всего комплекс, выделенный в зону *Intomodesmacostatium*, насчитывает 25 видов 14 родов. В подстилающей зоне присутствует всего 4 вида четырех родов. Роды *Cyrtorostra*, *Streblochondria*, *Euchondria* широко развиты в джульфинском веке области Тетис.

**Кораллы *Rugosa*.** Одиночные кораллы рода *Paracaninia* приурочены к верхней части хивачской свиты (брахиоподовая зона *Stepanovella paracurvata*) [25].

В остальной части Бореальной области рубеж проходит в континентальных фациях и может соответствовать подошве тутончанского горизонта [48].

В шельфовых бассейнах **Западной Панталассы** событийному уровню отвечают либо перерыв в осадконакоплении (бассейн Фосфория), либо накопление эвапоритов (эвапориты Очоан, Техас).

## ВОЗМОЖНЫЕ ПРИЧИНЫ СОБЫТИЙ

Глобальные биотические события являются отражением крупных перестроек биосферы, вызванных эвстатическими колебаниями уровня мирового океана, существенным изменением климата, чередованием периодов ледниковья и межледниковья, усилением вулканической активности и дрейфом континентальных плит. Пермская эпоха рассматривается как последний временной интервал существования холодной биосферы, предвещающий переход к теплой мезозойской биосфере [54].

Рассмотренные биотические события имеют различную природу, и некоторые из них вызваны одновременными воздействиями различных факторов (рис. 5). Они характеризуются коренной сменой биоты, ее миграцией в смежные климатические пояса и формированием пропавинциальных и экотонных фаун.

Сокращение площадей распространения покровных ледников в постсакмарское время в Южном полушарии приводит к повышению уровня мирового океана и к глобальной позднеартинской трансгрессии, следствием которой в Южном полушарии (Юго-Восточный Памир) является трансгрессивный характер залегания отложений яхташского яруса. В Северном полушарии результатом позднеартинской трансгрессии холодных вод из океана Панталассы явилось формирование умеренно-тепловодной биоты. Похолодание устанавливается по изменению соотношения изотопов кислорода в биогенных карбонатах (положительный сдвиг) [67]. Климат западной и восточной частей Бореальной области сменился от субтропического к умеренному. В отличие от недавно опубликованной точки зрения [72], мы рассматриваем начало формирования северной холодноводной провинции начиная с позднеартинского, а не с раннекунгурского времени.

Последующая аридизация климата начала кунгурского века и сокращение эпиконтинентальных бассейнов восточной части Бореальной области, располагавшихся в умеренном поясе, приводит к общему обеднению фауны.

Трангрессия иренского времени (поздний кунгур) привела к широкому проникновению северных элементов (Северо-Восток, Верхоянье) в восточную часть Бореальной области. Проявления глобальной трансгрессии отмечаются в Бореальной и Палеотетической областях, а также на шельфах Западной Панталассы. Результаты Са/Мг термометрии (данные авторов в восточной части Бореальной области) свидетель-

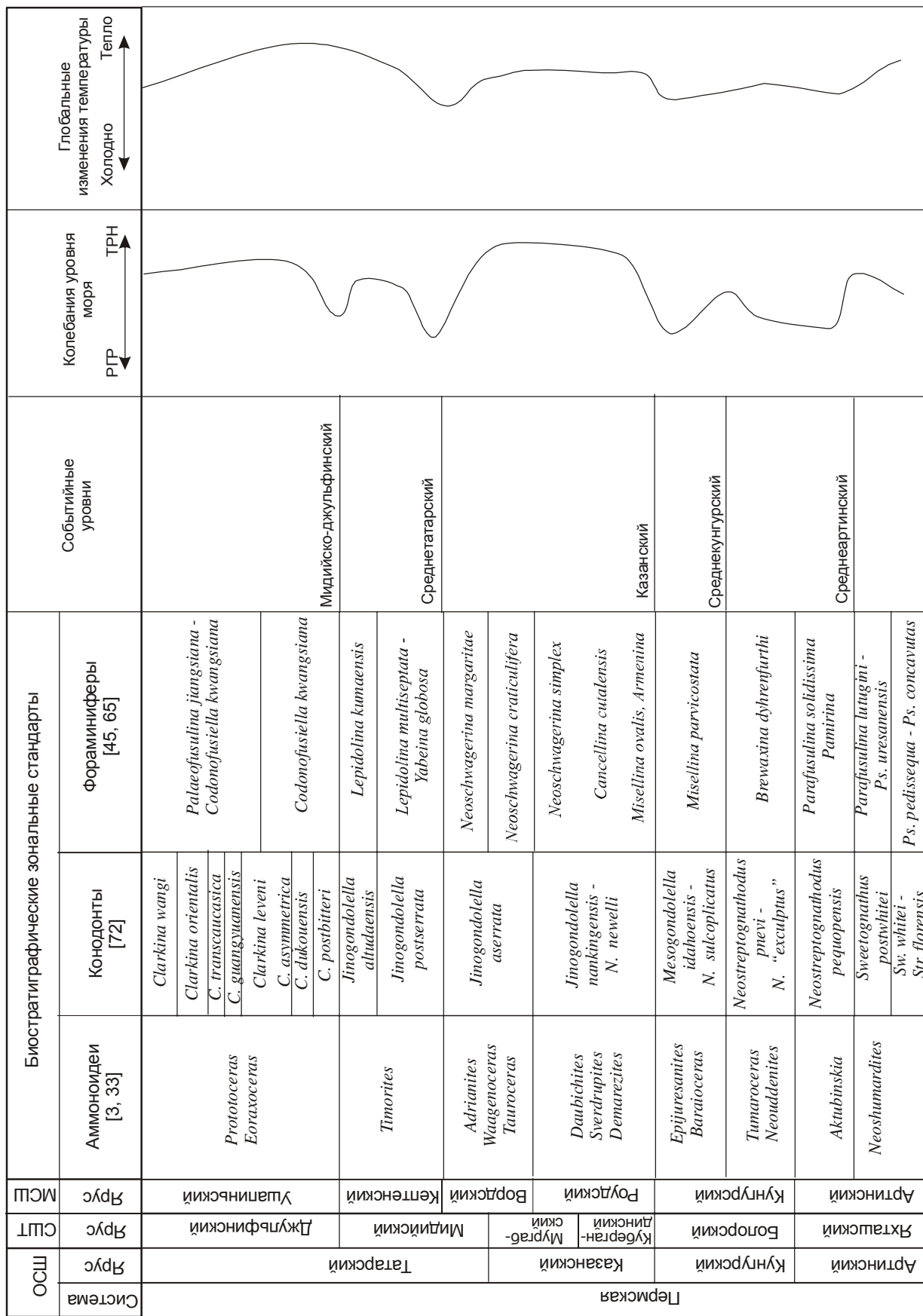


Рис. 5. Схема событийных уровней в пермии изменения абиотических параметров. Глобальные изменения температуры реконструированы по [86], эвстатические колебания по [62, 75] с упрощениями.

ствуют о некотором потеплении в конце иренско-го времени. На это указывают также данные об изменении изотопного состава кислорода, полученные по брахиоподам из вильской свиты позднего кунгура Северного Тимана [67]. Выявленный в конце ранней перми положительный тренд изменения температур подтверждает данные о завершении стадии гондванской гляциоэры в конце ранней перми [54].

Начало казанского века характеризуется глобальной трансгрессией. В Бореальной области она приводит к проникновению мигрантов из западной Панталассы и формированию близких пелагических фаун. В Южном полушарии террейны Перигондваны постепенно сдвигаются к северу, появляются близкие таксоны кораллов в Палеотетисе и Перигондване. Одной из причин казанского события может рассматриваться глобальное потепление [75, 86].

Абиотические изменения в середине татарского века интерпретируются как проявление кратковременной глобальной регрессии, одной из причин которой может быть похолодание, за которой следует быстроразвивающаяся трансгрессия и потепление [62, 75].

Мидийско/джульфинское событие характеризуется обширной регрессией, сменившейся трансгрессией и потеплением [64, 84]. Связанное с глобальным потеплением расширение тропического пояса приводит к некоторому снижению биогеографической дифференциации фаун. Регрессивный тренд может объяснить закрытие эпиконтинентальных морей в Гондване и восточной части Бореальной области, Западной Панталассе, но в Западном (Закавказье) и Восточном (Китай) Палеотетисе морской режим сохранялся. Возможно, в Восточном Палеотетисе (Китай) вымирание связано с формированием мощных покровов Омейшанских базальтов в течение позднего Маокоу и раннего Лопина [87]. В то же время, причины вымирания биоты в Западной Палеотетисе остаются неясными, и их возможной причиной является регрессия.

В целом, для событий, связанных с эвстатическими и, особенно, гляциоэвстатическими (сопряженными с потеплением) трансгрессиями, характерно широкое расселение фаун, в том числе — миграции из шельфов Западной Панталассы в бассейны Бореальной области. Для восточного Палеотетиса и Перигондваны характерно формирование экотонных фаун [31]. Значительные регрессии, приводившие к сокращению площади эпиконтинентальных бассейнов, вызвали снижение разнообразия как бентосной, так и нектонно-планктонной биоты.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные события связаны, прежде всего, с эвстатическими колебаниями и изменениями климата, приводящими в случае крупных трансгрессий к появлению смешанных полипровинциальных фаун. Самое существенное и глобально прослеживаемое обновление биоты зафиксировано в начале казанского века (байтуганское время). Наиболее крупные вымирания приурочены к кунгурско-казанскому, среднетатарскому и мидийско-джульфинскому рубежам. Среднеартинское событие характеризуется существенной экосистемной перестройкой.

Глобальные биотические события в перми, отражающие переломные моменты в эволюции органического мира и значительные изменения окружающей среды, являются надежными корреляционными уровнями, которые позволяют сопоставлять разрезы палеогеографически удаленных областей. Использование этих уровней дает возможность подойти к решению сложной задачи корреляции провинциальных стратиграфических шкал Бореальной области, Палеотетиса, Перигондваны и Западной Панталассы.

Высокие ранги казанского и среднетатарского событий свидетельствуют о наличии двух крупных историко-геологических этапов в поздней перми — казанско-уржумского и верхнетатарского — и служат убедительным аргументом для выделения двух самостоятельных отделов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 03-05-65118).

## ЛИТЕРАТУРА

1. Андрианов В. Н. Пермские и некоторые каменноугольные амmonoидеи Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1985. 177 с.
2. Аристов В. А. Таксономическое разнообразие и темпы эволюции конодонтов в девоне-триасе // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. Вып. 1. М.: Недра, 1994. С. 109–118.
3. Богословская М. Ф., Кузина Л. Ф., Леонова Т. Б. Классификация и распространение позднепалеозойских амmonoидей // Ископаемые цефалоподы: новейшие достижения в их изучении. М.: ПИИРАН, 1999. С. 89–124.
4. Бойко М. С. Эволюционная и функциональная морфология семейства Paragastrioceratidae и некоторых других раннепермских амmonoидей: Автореф. дис. ... М., 2003. 24 с.
5. Буров Б. В., Есаулова Н. К., Жарков И. Я., Ясонов П. Г., Нургалиев Д. К. Материалы предварительных палеомагнитных исследований серий (слоев) ламар и манзанита гваделупского отдела перми (Техас, США) // Георесурсы. 2003. 1(13). С. 2–6.
6. Бякова С. Изменения сообществ двусторчатых моллюсков Северо-Востока Азии в середине ранней перми // Палеонтология и естественные науки: Тез. докл. 45 сес. ВПО. СПб., 1999. С. 17–18.
7. Бяков А. С. Этапность развития и экосистемные перестройки сообществ пермских двусторчатых моллюсков Северо-Востока Азии // Палеонтология и естественные науки: Тез. докл. 45 сес. ВПО. СПб., 1999. С. 17–18.

- ка Азии // Проблемы биохронологии и палеонтологической геологии: Тез. докл. 48 сес. ВПО. СПб., 2000. С. 24–25.
8. Бяков А. С. Биотические события в эволюции пермских бивальвий Северо-Востока Азии // Биоразнообразие в истории Земли: Тез. докл. 47 сес. Палеонтол. о-ва. СПб., 2001. С. 16–17.
  9. Бяков А. С. Опермской геодинамике и палеогеографии Северо-Востока Азии (поседиментологическими биогеографическим данным) // Геодинамика, магматизм и минерализация континентальных окраин Севера Пацифики: Материалы Всерос. совещ., посвящ. 90-летию Н. А. Шило. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. Т. 1. С. 131–134.
  10. Ганелин В. Г. Таймыро-Колымская подобласть // Основные черты стратиграфии пермской системы СССР / (Ред. Г. В. Котляр, Д. Л. Степанов). Л.: Недра, 1984. С. 111–142. (Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер.; Т. 286).
  11. Ганелин В. Г., Бяков А. С., Карваева Н. И. Биостратиграфия пермских отложений Омолонского массива // Опорный разрез перми Омолонского массива. М.: Наука, Ленингр. отд-ние, 1990. С. 102–117.
  12. Ганелин В. Г., Бяков А. С., Карваева Н. И. Некоторые вопросы теории стратиграфии и стратиграфическая шкала перми Северо-Востока Азии // Пути детализации стратиграфических схем и палеонтологических реконструкций. М.: ГЕОС, 2001. С. 194–209.
  13. Герасимов Н. П., Девингаль В. В., Журавлева Ф. А., Каширцев А. С., Мирская М. Ф., Чудинова И. И., Шестакова М. Ф. Продуктиды кунгурских и артинских отложений Молотовского Приуралья. Молотовское кн. изд-во, 1953. 160 с. (Тр. Естественно-науч. ин-та при Молотов. Гос. ун-те им. А. М. Горького. Т. X, вып. 3–4.).
  14. Голубев В. К. Биостратиграфия верхней перми Европейской России по наземным позвоночным и проблемы межрегиональных корреляций пермских отложений // Докл. Междунар. симпозиума "Верхнепермские стратотипы Поволжья". М.: ГЕОС, 1999. С. 228–240.
  15. Голубев В. К. Стратиграфия пограничных отложений средней и верхней перми (средняя часть татарского яруса) Русской плиты // IV Всероссийская конференция "Палеонтология и стратиграфия перми и триаса Северной Евразии". М.: ПИНРАН, 2002. С. 41.
  16. Гоманькова В., Мейен С. В. Татаринская флора (состав и распространение в поздней перми Евразии). М.: Наука, 1986. 174 с. (Тр. ГИНАН СССР, вып. 401).
  17. Гуревич Е. Л., Слауцитайс И. П. Палеомагнитный разрез верхнепермских и нижнетриасовых отложений полуострова Адмиралтейства (Остров Новая Земля) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 1. С. 102–110.
  18. Дуранте М. В. Основные проблемы фитостратиграфии перми Северной и Центральной Азии // Историческая геология: итоги и перспективы. М.: изд-во Моск. ун-та, 1987. С. 134–162.
  19. Дуранте М. В. Позднепалеозойские флоры Ангариды (палеоэкосистемный подход, климатические реконструкции) // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. Вып. 1. М.: Недра, 1994. С. 248–258.
  20. Есаулова Н. К. Зональные подразделения верхней перми Волго-Уральской области по макрофлоре // Докл. Междунар. симпозиума "Верхнепермские стратотипы Поволжья". М.: ГЕОС, 1999. С. 110–115.
  21. Захаров Ю. Д., Олейников О. В., Котляр Г. В., Бураго В. И., Руденко В. С., Доруховская Э. А. Первая находка раннепермского гониатита в Южном Приморье // Тихокеан. геология. 1997. Т. 16, № 5. С. 116–122.
  22. Игнатьев И. А., Наугольных С. В. Раннеказанская флора реки Сояна и ее положение в ряду разновозрастных флор и растительных зон Ангариды // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9, № 3. С. 58–75.
  23. Ильина Т. Г., Стратиграфия перми и комплексы ругоз Юго-Восточного Памира // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6, № 1. С. 12–35.
  24. Карваева Н. И. Слои с фораминиферами // Опорный разрез перми Омолонского массива. Л.: Наука, Ленингр. отд-ние, 1990. С. 118–127.
  25. Кашик Д. С. (ред.). Опорный разрез перми Омолонского массива. Л.: Наука, 1990. 200 с.
  26. Клец А. Г., Будников И. В., Кутыгин Р. В., Гриненко В. С. Опорный разрез пограничных отложений нижней и верхней перми Верхоянья и его корреляция // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9, № 3. С. 41–57.
  27. Коссовая О. Л. Посткризисная эволюция бентосных сообществ на примере пермских холодноводных коралловых фаун. // Биосферные процессы: палеонтология и стратиграфия: Тез. докл. 50-ой сес. Палеонтол. о-ва. 2004. С. 71–72.
  28. Котляр Г. В., Захаров Ю. Д., Кочиркевич Б. В., Кропачева Г. С. и др. Позднепермский этап эволюции органического мира. Жельфинский и дорашамский ярусы СССР. Л.: Наука, Ленингр. отд-ние, 1983. 199 с.
  29. Котляр Г. В., Захаров Ю. Д., Кропачева Г. С., Пронина Г. П., Чедия И. О., Бураго В. И. Позднепермский этап развития органического мира. Мидийский ярус СССР. Л.: Наука, 1989. 184 с.
  30. Котляр Г. В., Коссовая О. Л. Позднемидийское (поздневаделупское) событие // Использование событийно-стратиграфических уровней для межрегиональной корреляции фанерозоя России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. С. 56–57.
  31. Котляр Г. В., Никитина А. П., Журавлев А. В., Коссовая О. Л. Мидийские (вордско-кептенские) транзитные фауны Юго-Восточной Азии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2003. Т. 78, Вып. 1. С. 33–48.
  32. Куликов М. В. Брахиоподы кунгурского яруса // Водоросли, брахиоподы и мiosпоры из пермских отложений Западного Урала. Свердловск: УрНЦАН СССР, 1974. С. 77–123.
  33. Кутыгин Р. В. О развитии гониатитов Северо-Востока Азии // Наука и образование. 1999. 2. С. 69–71.
  34. Кутыгин Р. В., Будников И. В., Бяков А. С., Клец А. Г. Слои с аммоноидеями пермской системы Верхоянья // Отеч. геология. 2002. № 4. С. 66–71.
  35. Левен Э. Я., Леонова Т. Б., Дмитриев В. Ю. Пермь Дарваз-Заалайской зоны Памира. Фузулиниды, аммоноидеи, стратиграфия. М.: Наука, 1992. 203 с. (Тр. ПИНРАН; Т. 253).
  36. Левен Э. Я., Богословская М. Ф., Ганелин В. Г., Грунт Т. А., Леонова Т. Б., Реймерс А. Н. Перестройка морской биоты в середине раннепермской эпохи // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4, № 1. С. 61–70.
  37. Леонова Т. Б., Дмитриев В. Ю. Раннепермские аммоноидеи Юго-Восточного Памира // М.: 1989. 198 с. (Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. Т. 235.).
  38. Миних А. В., Миних М. Г. Ихтиофауна // Татарские отложения реки Сухоны. Саратов: Науч. кн., 2001. С. 82–95.
  39. Мовшович Е. В. Конодонты // Основные черты стратиграфии пермской системы СССР / (Ред. Г. В. Котляр, Д. Л. Степанов). Л.: Недра, 1984. С. 263–270.
  40. Мовшович Е. В. Пермские конодонты СССР и проблемы корреляции перми Лавразии // Корреляция пермо-триасовых отложений Востока СССР. Владивосток., 1986. С. 33–49.
  41. Молостовская И. И. Зональная схема верхней перми по неморским остракодам // Доклады Международного симпозиума "Верхнепермские стратотипы Поволжья". М.: ГЕОС, 1999. С. 157–160.
  42. Молостовская И. И., Молостовский Э. А., Миних А. В., Миних М. Г. Корреляция татарских отложений Русской плиты по комплексу палеонтологических и палеомагнитных данных // IV Всероссийская конференция "Палеон-

- тология и стратиграфия перми и триаса Северной Евразии". М.: ПИНРАН, 2002. С. 69–70.
43. Молостовский Э. А., Миних А. В., Молостовская И. И., Миних М. Г. Стратиграфическая схема расчленения татарских отложений. Сухоны // Татарские отложения. Сухоны. Саратов: Науч. кн., 2001. С. 155–159.
  44. Муромцева В. А., Гуськов В. А. Пермские морские отложения и двусторчатые моллюски Советской Арктики. Л.: Недра, 1984. 208 с.
  45. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 19. Л.: ВСЕГЕИ, 1981. 15 с.
  46. Пятакова М. В. Конодонты перми и нижнего триаса Закавказья их стратиграфическое значение. Автореф. дис. канд. геол.-минер. наук. М.: МГРИ, 1983. 17 с.
  47. Реймерс А. Н. Нижнепермские конодонты Памира и Дарваза // Бюл. МОИП, отд. геол. 1991. Т. 66, 5. С. 59–71.
  48. Садовников Г. Н., Орлова Э. Ф. Таймырский ярус – терминальный ярус континентальной перми // Докл. АН. 1994. Т. 338, № 5. С. 658–661.
  49. Чедия И. О., Богословская М. Ф., Давыдов В. И., Дмитриев В. Ю. Фузулиниды и аммоноидеи в стратотипе кубергандинского яруса (Юго-Восточный Памир) // Ежегодник Всесоюз. Палеонтол. о-ва. Л.: Наука, 1986. Т. 29. С. 28–53.
  50. Черных В. В., Халымбаджа В. Г., Силантьев В. В. Представители рода *Kamagnathus* gen. nov. (конодонты) изотложенный казанского яруса Поволжья // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Урала. 2001. Вып. 3. С. 74–82.
  51. Черных В. В. Глобальная корреляция артинского и кунгурского ярусов по конодонтам // Литосфера. 2003. № 1. С. 64–71.
  52. Чувазов Б. И. Кунгурский ярус пермской системы (проблемы выделения и корреляции) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5, 3. С. 10–28.
  53. Чувазов Б. И., Черных В. В., Богословская М. Ф. Биостратиграфическая характеристика стратотипов ярусов нижней перми // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10, № 4. С. 3–19.
  54. Чумаков Н. М., Жарков М. А. Климат во время пермского биосферного перестроения. Статья 1. Климат ранней перми // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10, № 6. С. 62–81.
  55. Эпштейн О. Г., Терехова Г. П., Соловьева М. Н. Палеозой Корякского нагорья (фауна фораминифер, биостратиграфия) // Вопросы микропалеонтологии. 1985. Вып. 27. С. 47–76.
  56. Archbold, N. W. and Dickins J. M. Permian (Chart 6) // An Australian Phanerozoic Timescale. Eds. G. C. Yong and J. R. Laurie. Oxford Univ. Press. 1996. Melbourne. P. 127–135.
  57. Bando Y., Bhatt D. K., Gupta V. J., Hayashi S., Kozur H., Nakazawa K., Wang Z. -H. Some remarks on the conodont zonation and stratigraphy of the Permian // Rec. Res. Geol. 1980. N. 5. P. 1–53.
  58. Behnken F. H., Wardlaw B. R., Stout L. N. Conodont biostratigraphy of the Permian Meade Peak Phosphatic Shale Member, Phosphoria Formation, southeastern Idaho // Contribution to Geology, University of Wyoming. 1986. Vol. 24. N. 2. P. 169–190.
  59. Ezaki, Y. and Kawamura, T. Carboniferous-Permian corals from Skansen and Festningen, Central Spitsbergen: their faunal characteristics // Investigations on the Upper Carboniferous-Upper Permian Succession of West Spitsbergen 1989–1991/Ed. K. Nakamura. Hokkaido Univ. Sapporo, 1992. P. 59–75.
  60. Fedorowski J., Bamber E., W. Guadalupian (Middle Permian) solitary rugose corals from the Døgerbols and Trold Fiord formation, Ellesmere and Melville islands, Canadian Arctic Archipelago // Acta Geologica Polonica. 2001. V. 51, N. 1. P. 31–79.
  61. Gerth, H. Die Ammonoiten des Perms von Timor und ihre Bedeutung für die stratigraphische Gliederung der Permformaschen // Neues Jahrb. Miner., Geol., Paleontol. Abh. Abt. B. 1950. Bd. 91. Hf. 2. S. 233–320.
  62. Henderson, Ch. M., Mei, Sh. Preliminary Cool Water Permian Conodont Zonation in North Pangea: a Review // Permophiles. 2000. 36. P. 16–23.
  63. Igo H. Permian conodont biostratigraphy of Japan // Spec. Paper, Paleontol. Soc. Japan. 1981. N. 24. P. 1–51.
  64. Jin, Y. -G., Zhang, J. and Shang Q. -h. Two phases of the end-Permian mass extinction // Canadian Society of Petroleum Geologists. Memoir 17. 1994. P. 813–822.
  65. Jin Yugan, Wardlaw, B. R., Glenister B. F. and Kotlyar, G. V. Permian chronostratigraphic subdivision // Episodes. 1997. V. 20, N. 1. P. 10–15.
  66. Kossovaya O. L. The morphocotypes differentiation of the Rugosa in the Late Paleozoic // Paleontol. Journ. 1995. V. 29, N. 4. P. 11–19.
  67. Kossovaya O. L., Guseva E. A., Lukin A. E., Zhuravlev A. V. Middle Atrinskian (Early Permian) ecological event: a case study of the Urals and Northern Timan // Proc. Estonian Sci. Geol., 2001. V. 50, N. 2. P. 91–113.
  68. Kossovaya O. L., Kotlyar G. V., Shishliv S. B., Zhuravlev A. V. Integrated approach to Mid-Artinskian correlation. // Carboniferous and Permian of the World, Canadian Society of Petroleum Geologists. 2002. Memoir 19 / Eds: Hill L. V., Henderson C. M., Bamber W. P. 753–775.
  69. Kozur H. Permian conodont zonation and its importance for the Permian stratigraphic standards scale // Geol. Palaont. Mitt. Innsbruck. 1995. Bd. 20. S. 165–205.
  70. Lambert, L. L., Lehrmann, D. J. and Harris, M. T. Correlation of the Road Canyon and Cutoff Formations, West Texas, and its Relevance to Establishing an International Middle Permian (Guadalupian) Series // The Guadalupian Symposium. Eds B. R. Wardlaw, R. E. Grant and D. M. Rohr. Smithsonian Institution Press. Washington, D. C. 2000. P. 153–184.
  71. Leonova T. B. Permian Ammonoids: Classification and Phylogeny // Paleontological Journal. 2002. V. 36. S. 1. P. 1–114.
  72. Mei S. -L., Henderson C. M. and Jin Yugan. Permian conodont provincialism, zonation and global correlation // Permophiles. 1999. N. 35. P. 9–16.
  73. Mei S. -L., Henderson C. M. Permian conodont provincialism, evolution and their controlling factors // Acta Palaeontologica Sinica. 2001. V. 40, N. 4. P. 471–485.
  74. Mei S. -L., Henderson C. M. Comments on some Permian conodont faunas reported from Southern Asia and adjacent areas and their global correlation // Journal of Asian Earth Sciences. 2002. V. 20. P. 599–608.
  75. Mii H. -S., Grossman E. L., Yancey T. E. Stable carbon and oxygen isotope shifts in Permian seas of West Spitsbergen - Global change or diagenetic artifact // Geology. 1997. V. 25. N. 3. P. 227–230.
  76. Mikesch, D. L., Glenister B. F., and Furnish, W. M. *Stenolobulites* n. gen., Early Permian ancestor of predominantly Late Permian Paragastrioceratid subfamily Pseudogastrioceratinae. Univ. Kansas Paleont. Contrib. 1988. Paper 123. 19 p.
  77. Miller, A. K. and Cline, A. M. The cephalopods of the Phosphoria formation of northwestern United States // Journal Paleontol. 1934. V. 8. P. 281–302.
  78. Miller, A. K. and Furnish, W. M. Permian ammonoids of the Guadalupe Mountain region and adjacent areas // Spec. Pap. Geol. Soc. Amer. 1940. N. 26. P. 1–242.

79. Miller, A.K., Furnish, W.M. and Clark, D.L. Permian ammonoids from western United States // *Journal Paleontol.* 1958. V.31. N.6. P.1057–1068.
80. Nakrem H. A., Szaniawski H., Mork A. Permian-Triassic scolecodonts and conodonts from the Svalis Dome, central Barents Sea, Norway // *Acta Geologica Polonica.* 1991. V.46, N.1. P.69–86.
81. Nassichuk W.W. Permian ammonoids in the Arctic Region of the World // *The Permian of Northern Pangea* / Eds. P.A. Stolle, T.M. Peryt, D.S. Ulmer-Scholle. Berlin. Springer-Verlag. 1995. P.210–235.
82. Nicoll R.S., Metcalfe I. Early and Middle Permian conodonts from the Canning and southern Carnarvon basins, Western Australia, their implication for regional biostratigraphy and palaeoclimatology // *Proceedings of the Royal Society of Victoria.* 1998. V.110, N.1–2. P.419–461.
83. Ritter, S.M. Biofacies-based refinement of Early Permian conodont biostratigraphy, in Central and Western USA // *Conodont investigation techniques and application* (Aldridge R.L., ed.) Ellis Harwood, Chichester, 1987. P.383–403.
84. Shi G.R., Shen S.-Z., Tong, J.-N. Two discrete, possibly unconnected, Permian marine mass extinction // Jin H.-F. & Tong J.-N. (eds.): *Proceedings of the International conference on Pangea and the Paleozoic-Mesozoic transition.* China University of Geoscience Press. Wuhan, China. 1999. P.148–151.
85. Stanley S.M. & Yang X.-N. A double mass-extinction at the end of the Paleozoic Era // *Science.* 1994. 226. 1340–1344.
86. Veizer, J.; Ala, D.; Azmy, K.; Bruckschen, P.; Bruhn, F.; Buhl, D. Carden, G.; Diener, A.; Ebner, S.; Goddard, Y., Jasper, T.; Korte, C.; Pawellek, F.; Podlaha, O. and Strauss, H.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  Evolution of Phanerozoic seawater // *Chemical Geology.* 1999. 161. P.59–88.
87. Wang X.D., Sugiama, T. Diversity and extinction patterns of Permian coral faunas of China // *Lethaia.* 2000. V.33. P.285–294.
88. Wang X.D., Ueno K., Misino T., Sugiama T. Late Paleozoic faunal, climatic, and geographic changes in the Baoshan block as a Gondwana-derived continental fragment in southwest China // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* 2001. N.170. P.197–218.
89. Wang X.D., Sugiama, T. Middle Permian Rugose corals from Laibin, Guangxi, South China // *Journal of Paleontology.* 2001. V.75. N.4. P.758–782.
90. Wang X.D., Sugiama, T. Permian coral faunas of the Eastern Cimmerian Continent and their biogeographical implications // *Journal of Asian Earth Science.* 2002. N.20. P.589–597.
91. Wardlaw B.R., Collinson J.W. Paleontology and deposition of the Phosphoria Formation // *Contribution to Geology, University of Wyoming.* 1986. V.24, N.2. P.107–142.
92. Wardlaw, B.R. Range charts for the Permian of West Texas // *Second International Guadalupian Symposium* / Eds B.R. Wardlaw, D.M. Rohr. Washington, 1996. P.61–80.
93. Wardlaw B. R., Mei S. A discussion of the early reported species of *Clarkina* (Permian Conodonts) and the possible origin of the Genus // *Palaeoworld.* 1998. V.9. P.33–52.
94. Weyer D. Korallen-Funde im europaischen Zechstein-See // *Z. Geol. Wiss. Berlin.* 1978. N.7. S.981–1021.
95. Weyer D. Korallen im Palaeozoikum von Thuringen // *Hallesches Jahrbuch Geowissenschaften.* 1984. N.9. P.5–33.
96. Weyer D. Korallen im oberpermischen Kazan-See von Russland // *Freiberger Forschungsheft.* 1997. N.466. S.85–107.
97. Zhou, Z., Glenister B.F. and Spinosa C. Multi-Episodal extinction and ecological differentiation of Permian ammonoids // *Ископаемые цефалоподы: новейшие достижения в изучении.* М.: ПИНРАН, 1999. С.195–212.

Поступила в редакцию 7 апреля 2004 г.

Рекомендована к печати Л. И. Попеко

**G. V. Kotlyar, O. L. Kossovaya, A. V. Zhuravlev**

### **Interregional correlation of the main event boundaries in the Permian system**

The paper considers the main event boundaries in the development of biota: Middle Artinskian, Middle Kungurian, Kazanian, Middle Tatarian and Midian/Dzhulfian regarded as the first phase of global extinction at the Permian-Triassic boundary. The revealed boundaries are traced in the most complete sections of different paleoclimatic areas. Based on data of these sections of the Urals, Northeast Russia and the Russian Far East, an analysis was made of the dynamics of taxonomic diversity, and the levels of dying out and renewal of brachiopods, *Rugosa*, bivalves, ammonoids, conodonts and foraminifera. The Middle Kungurian, Kazanian, and Middle Tatarian events have been established for the first time in Northeast Russia and in the Pacific region. The appearance of ecotone faunas in South Primorye in Middle Tatarian (Wodian/Capitanian or Middle Midian) time is regarded as a result of extensive transgression and warming. Changes in the direction of interprovincial migrations of species in some faunal groups have been established. Focal reconstructions of biota were due to abrupt transgressions or regressions and climatic changes ascertained from Ca/Mg thermometry evidence and oxygen isotope ratios.

**КУЛТУХИНСКАЯ “СВИТА” – ТЕКТОНО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ  
КОМПЛЕКС ЮРСКО-БЕРРИАССКОЙ АККРЕЦИОННОЙ ПРИЗМЫ  
ЗАПАДНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ**

*А.Н. Филиппов, И.В. Кемкин*

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

Приведены результаты литолого-стратиграфического изучения вулканогенно-осадочных образований юрско-берриасской аккреционной призмы правобережья верхнего течения р. Улитка, правого притока р. Бикин (западный Сихотэ-Алинь), которые ранее относились к култухинской свите. Установлено, что култухинская «свита» представляет собой пакет тектонических пластин, сложенных различными по возрасту и происхождению отложениями. Среди них выделяются триасово-юрские кремни и поздне-триасовые известняки, позднеюрские кремнистые аргиллиты, берриасские алевроаргиллиты, алевролиты и песчаники, ассоциирующие с различными по мощности телами основных вулканитов. Эту структурную единицу предлагается назвать култухинским тектоно-стратиграфическим комплексом. Он отражает берриасский этап формирования аккреционной призмы.

**Ключевые слова:** аккреционная призма, тектоно-стратиграфический комплекс, берриас, Сихотэ-Алинь.

**ВВЕДЕНИЕ**

В складчатых областях восточной окраины Азии широко распространены структурно-вещественные комплексы или террейны аккреционных призм [12, 20, 22, 23, 30, 32]. Они являются объектом детальных исследований геологов многих направлений. Это обусловлено тем, что аккреционные призмы отражают важные моменты взаимодействия континентальных и океанических блоков земной коры и содержат разнообразную информацию не только об этих событиях, но и о составе и геологической истории древних континентов и океанов. Однако многие вопросы строения и образования аккреционных призм освещены еще слабо, а иногда базируются на неверных представлениях. Во многом это вызвано различными подходами при изучении их состава и структуры. Так, для расчленения древних аккреционных призм в Сихотэ-Алинском орогенном поясе предлагалось выделять аллохтонные элементы и матрикс [17, 28, 29], субтеррейны [3, 4], тектоно-стратиграфические [19] и тектоно-осадочные [48] комплексы, структурные уровни или тектоно-стратиграфические единицы [9, 11]. При их характеристике также используют понятия свита или толща [13]. Очевидно, что комплексное изучение отдельных участков аккреционных призм позволит полу-

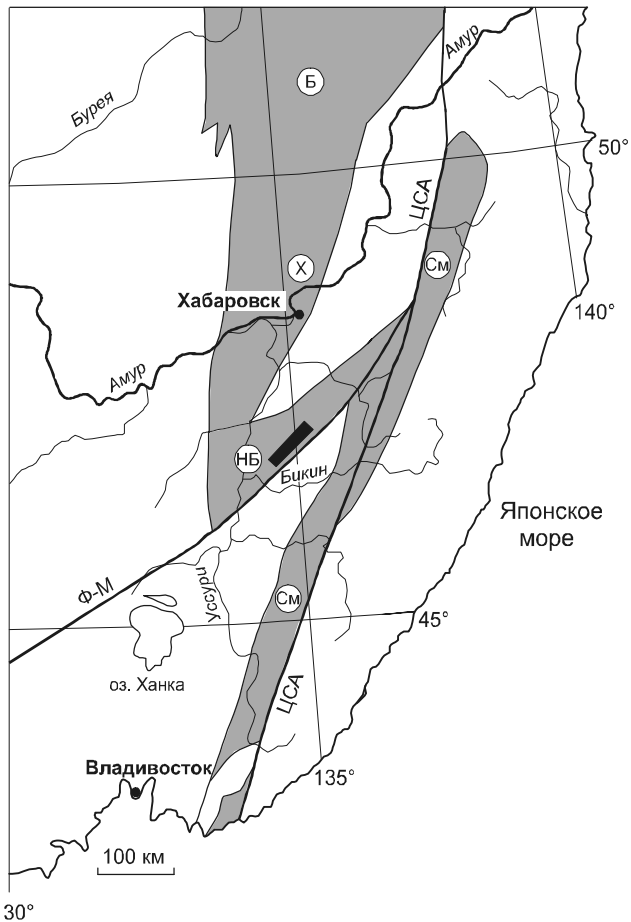
чить дополнительную информацию об их строении и приблизит решение многих спорных вопросов.

В статье приведены новые данные о возрасте и строении вулканогенно-осадочных образований юрской аккреционной призмы Западного Сихотэ-Алиня, полученные в результате литолого-стратиграфических исследований на правобережье среднего течения р. Улитка, правого притока р. Бикин. Ранее эти отложения рассматривались в составе култухинской свиты [16], с которой пространственно связано крупное месторождение вольфрама [7]. Поэтому полученные сведения не только уточняют геологическое строение региона, но и могут помочь в прогнозно-оценочных работах, а также позволяют предложить методические подходы и приемы для изучения структуры аккреционных призм.

**РЕГИОНАЛЬНАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И  
ПРЕДЫДУЩИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ**

Район исследований расположен в восточном сегменте Наданьхада-Бикинского террейна (рис. 1), который вместе с аналогичными по составу и строению Баджалским, Хабаровским и Самаркинским террейнами являются составными частями юрской аккреционной призмы [19, 30–32]. Террейн сложен пакетами тектонических пластин, в которых выделяются триасово-юрские кремни с линзами известня-



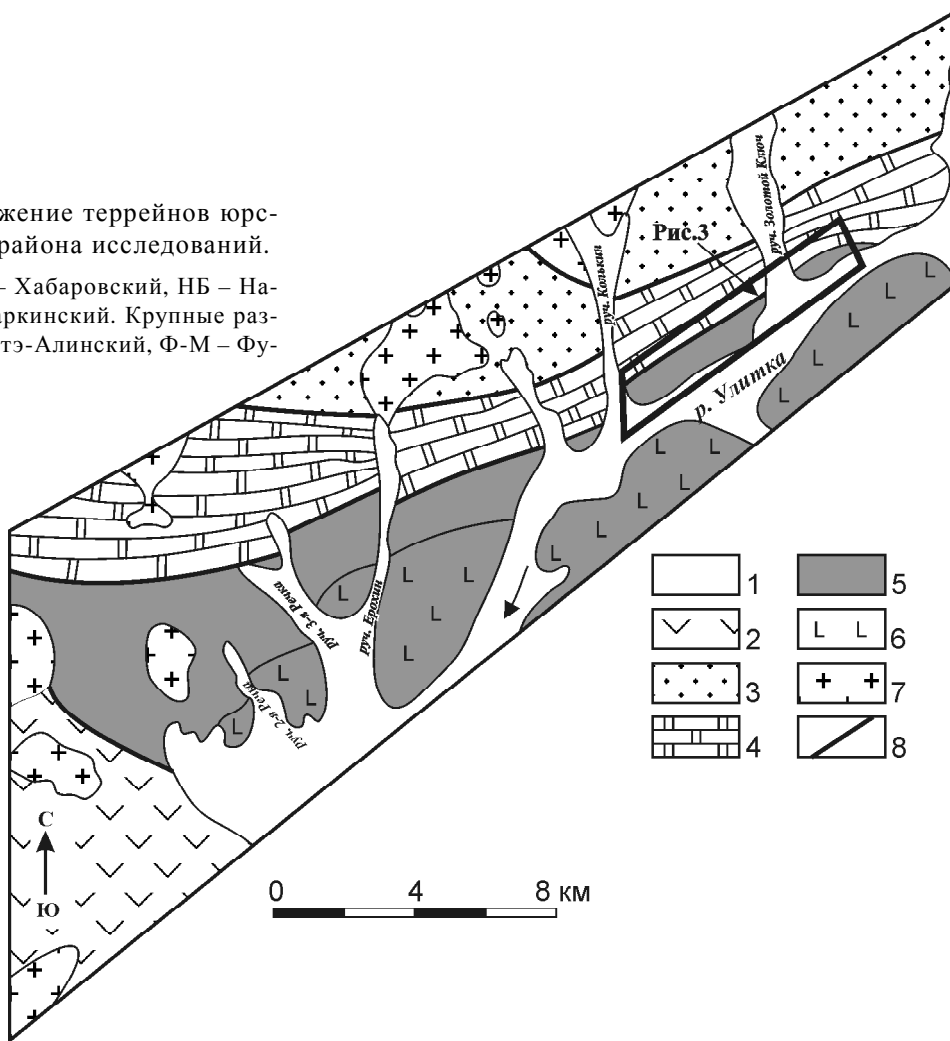


**Рис. 1.** Географическое положение террейнов юрской аккреционной призмы и района исследований.

Террейны: Б – Баджалский, Х – Хабаровский, НБ – Наданьхада-Бикинский, См – Самаркинский. Крупные разломы: ЦСА – Центральный Сихотэ-Алинский, Ф-М – Фушунь-Мишаньский.

**Рис. 2.** Геологическая карта бассейна среднего течения р. Улитка (по материалам Ф.Р. Лихта, Ю.И. Максименко и А.Т. Кандаурова).

1 – четвертичные отложения; 2 – меловые вулканы; 3–5 – тектоно-стратиграфические комплексы аккреционной призмы с преобладанием: 3 – глинистых и 4 – кремневых пород, 5 – “култухинская свита”; 6 – основные вулканы; 7 – граниты; 8 – разломы.



ков, средне(?)-позднеюрско–раннемеловые глинистые и обломочные породы, хаотические образования с глыбами и обломками позднепалеозойских известняков, базальтов и триасовых кремней. Его отличительная особенность – широкое развитие высокотитанистых меймечит-пикритовых вулканитов [19, 30].

Рассматриваемый участок – стратотипическая местность позднеюрско-раннемеловой култухинской свиты (рис. 2). Ее сводный стратотипический разрез был составлен по нескольким частным разрезам на правом берегу р. Улитка [16]. Нижняя часть свиты мощностью 500–600 м, как считалось прежде, состоит из переслаивания горизонтов и линз (30–120 м) алевролитов, глинистых пород, кремней, основных вулканитов и известняков, а верхняя (до 1500 м) – сложена лавами и туфами базальтов с редкими прослоями кремней. Возраст свиты был обоснован находками бухий в алевролитах верхней части разреза. Предполагалось, что она несогласно залегает на позднепермской кремневой толще.

Позднее в свите были выявлены олистостромы с глыбами и пластинами триасовых кремней и известняков, в кремнисто-глинистых породах обнаружены радиолярии [7, 25], и ее возраст трактовался как позднеюрский [21]. В конце 90-х годов прошлого столетия В.П. Коновалов дополнительно изучил фауну на местонахождении около устья руч. Золотой Ключ и отнес ее к раннему берриасу [14]. Содержащие фауну алевроаргиллиты он предложил выделять как улиткинскую толщу [18]. Нами получены новые данные, уточняющие строение и возраст этих отложений.

### СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗОВ И ВОЗРАСТ ОТЛОЖЕНИЙ

Отложения изучались литологическими и структурными наблюдениями на обнажениях, в магистральных канавах и других горных выработках, пройденных геолого-разведочной партией Таежной экспедиции под руководством П.В. Кораблинова, и сопровождалась отбором проб на микрофауну. В результате установлено, что култухинская "свита" представляет собой пакет тектонических пластин, иногда осложненных складчатостью и наклоненных на юго-восток под углами 30–60° (рис. 3). Она по крупному разлому контактирует с пакетом тектонических пластин и чешуй, в которых много кремневых пород. Состав и строение "свиты" демонстрируют тектоно-стратиграфические колонки (рис. 4).

Наиболее представительной является колонка по левобережью руч. Солдатского, составленная по магистральной канаве. Здесь выделено восемь тектонических пластин, сложенных различными ассоциациями пород. Структурно нижняя пластина I представлена кремнистыми аргиллитами (20 м), которые постепенно сменяются темно-серыми алевроаргиллитами и алевролитами с прослоями в верхней части песчаников (70 м). Пластина II сложена серыми плитчатыми кремнями – 50 м. В третьей пластине выделены (снизу – вверх): 1 – аргиллиты и алевроаргиллиты темно-серые с редкими тонкими слоями тонкозернистых песчаников; внизу желтовато-серые кремнистые аргиллиты – 100 м; 2 – базальтоиды зеленовато-серые миндалекаменные и массивные, содержащие прослои зеленовато-серых туфоалевроаргиллитов – 25 м; 3 – песчаники и туфопесчаники зеленовато-серые – 50 м. Следующая пластина сложена серыми среднелитчатыми кремнями и зеленовато-серыми кремнистыми аргиллитами (50 м). В пластине V выделены: 1 – аргиллиты кремнистые зеленовато-серые – 20 м; 2 – базальтоиды серые и зеленовато-серые массивные, сверху – миндалекаменные – 50 м; 3 – аргиллиты кремнистые серые и зеленовато-

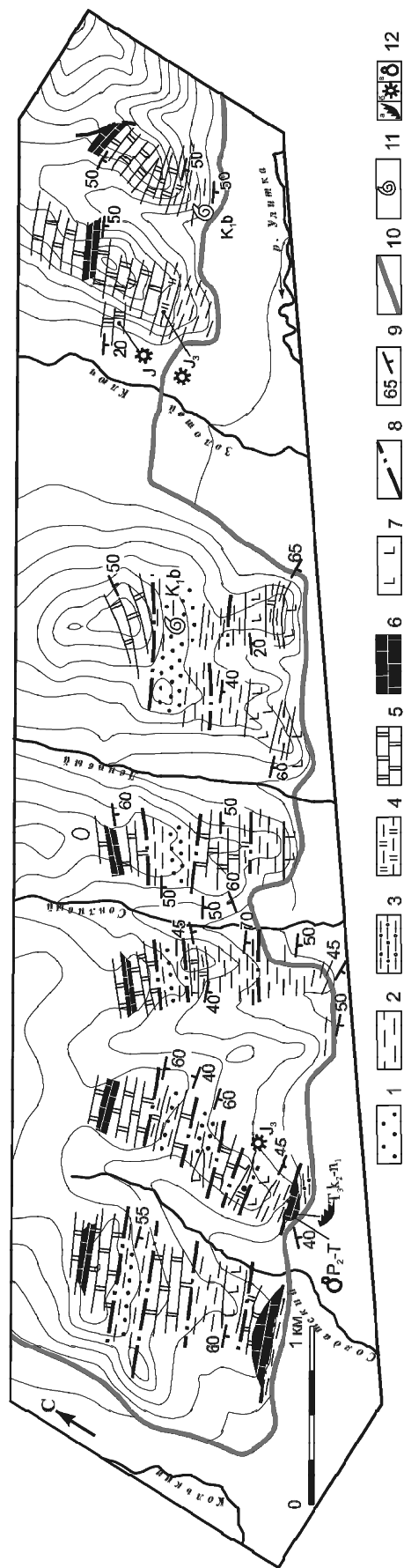


Рис. 3. Строение аккреционной призмы на правобережье среднего течения р. Улитка.

1 – песчаники; 2 – алевроаргиллиты и алевролиты; 3 – галечно-глинистые микститы; 4 – кремнистые аргиллиты; 5 – кремни; 6 – известняки; 7 – основные вулканы; 8 – разломы; 9 – элементы залегания; 10 – автомобильная дорога; 11 – микрофауна; 12 – макрофауна; а – конодонты, б – радиолярии, в – фораминиферы.

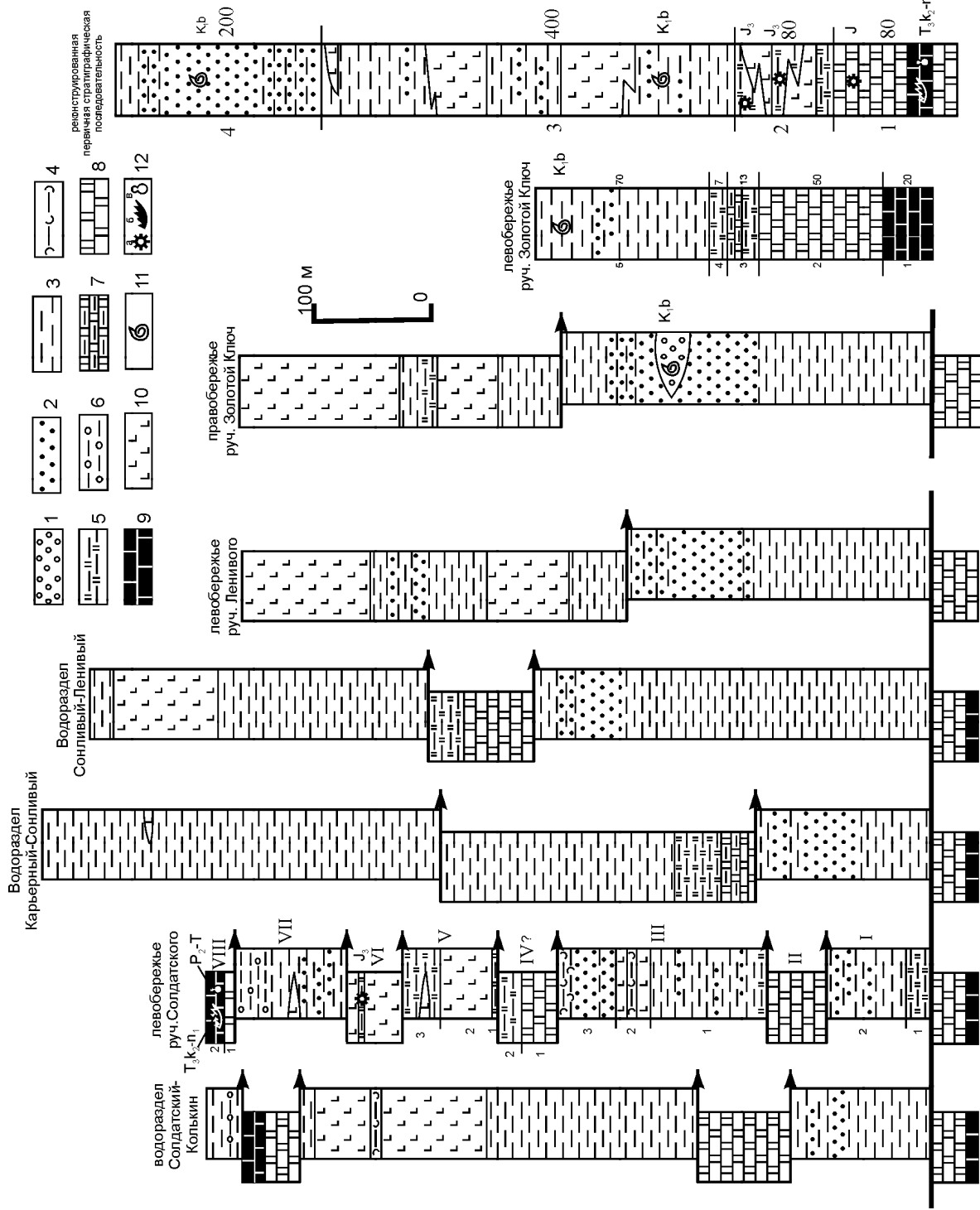


Рис. 4. Тектоно-стратиграфические колонки на правобережье среднего течения р. Улитка.

1 – гравелиты; 2 – песчаники; 3 – алевроаргиллиты и алевролиты; 4 – туфоалевроаргиллиты; 5 – кремнистые аргиллиты; 6 – галечно-глинистые микститы; 7 – глинистые кремни; 8 – кремни; 9 – известняки; 10 – основные вулканиты; 11 – макрофауна; 12 – микрофауна; а – радиолярии, б – конодонты, в – фораминиферы. Цифры слева от колонок – номера слоев, справа – их мощность. Римские цифры – номера тектонических пластин. Линии со стрелками – тектонические границы пластин. Толстая линия – нижняя граница култухинской “свиты”.

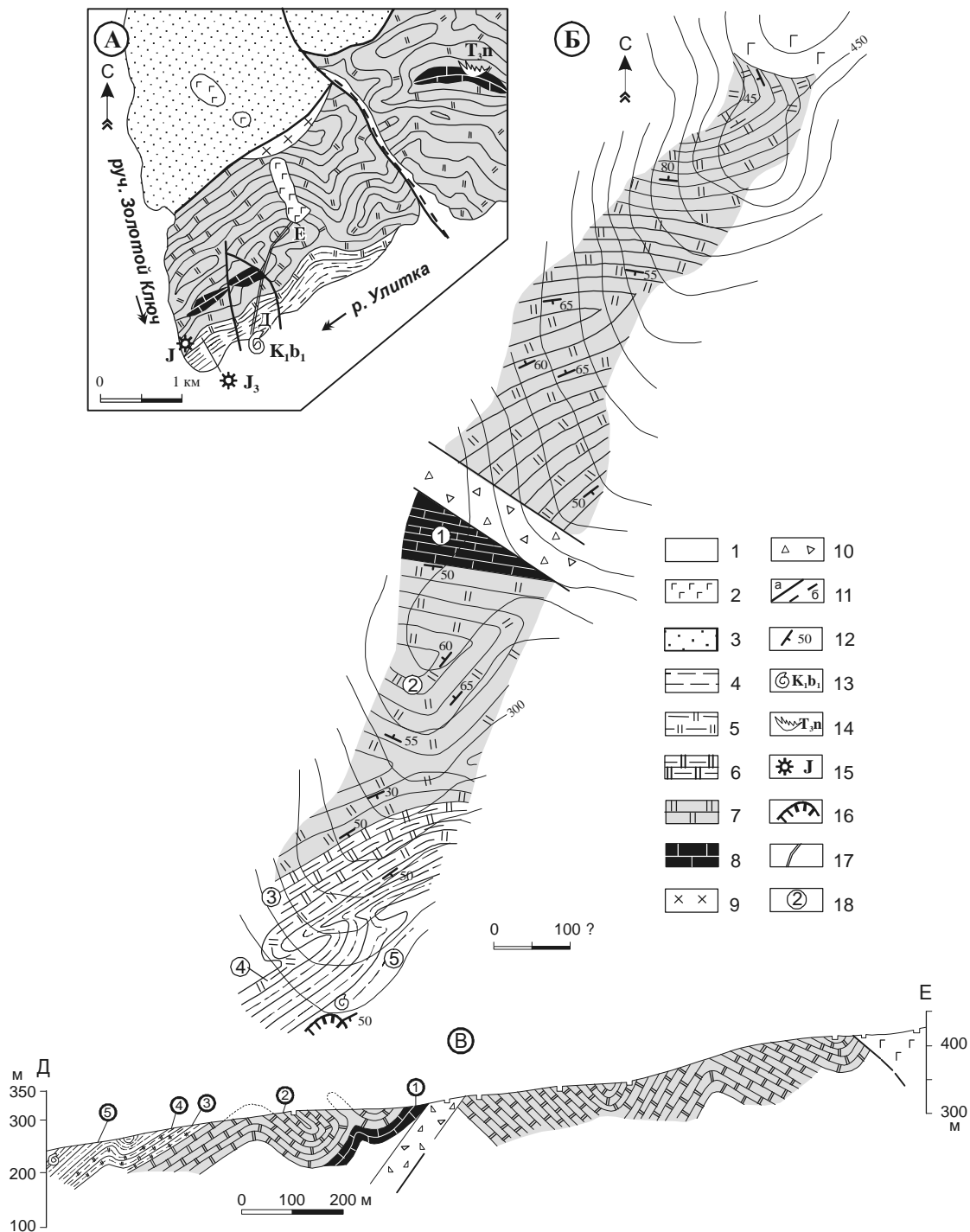
серые, содержащие пласт до 4 м пористых базальтов – 35 м. Пластина VI сложена базальтами (45 м) серыми и зеленовато-серыми, пористыми и миндалекаменными, с прослоем до 4 м красно-коричневых кремнистых аргиллитов с позднеюрскими радиоляриями [25]. Следующая пластина представлена темно-серыми алевроаргиллитами с маломощными до 0,2 м прослоями тонкозернистых песчаников и пластами до 3 м базальтов. Вверху алевроаргиллиты содержат 10–20 % округлых и неправильной формы обломков песчаников, кремней и вулканитов (95 м). Завершает разрез пластина VIII, которая сложена серыми плитчатыми кремнями (5 м) и темно-серыми пелитоморфными грубоплитчатыми известняками с желваками и линзами 3–7 см кремней (10 м). В известняках обнаружены позднекарнийско-ранненорийские конодонты *Metapolygnathus* aff. *vialovi* Bugyi [25] и, по сборам Л.И. Изосова, позднепермско-триасовые фораминиферы *Nodosaria* sp., *Fronicularia* ? sp. (заключение А.П. Никитиной).

Юго-западнее, на водоразделе ручьев Колькин – Солдатский, тектоно-стратиграфическая колонка сходна с вышеописанной (рис. 4), и в ее верхней части также есть кремни и темно-серые известняки. В северо-восточном направлении, на водоразделах Карьерный – Сонливый, Сонливый – Ленивый и на левобережье руч. Ленивого, строение колонок другое. Здесь в основном развиты тектонические пластины нижних структурных уровней, в которых много темно-серых алевроаргиллитов. Алевроаргиллиты обычно вмещают мощные потоки базальтов. Эти отличия, возможно, обусловлены тектоническим выклиниванием некоторых пластин, но может быть связаны с недостатком наблюдений по обнаженным участкам. На правобережье руч. Золотой Ключ нижняя тектоническая пластина сложена песчаниками, которые образуют с алевролитами ритмы или тонко (первые см) с ними переслаиваются. Наблюдаемые в ритмах последовательности текстур abc, acde, cde А. Бума, эрозионные знаки в подошве слоев свидетельствуют, что это турбидиты. Кроме того, в песчаниках есть линзы гравелитов и гравийных алевролитов с хаотическим распределением обломочного материала, в которых И.А. Осипов и авторы статьи нашли фауну – неупорядоченно расположенные одиночные раковины и их обломки. Основная масса принадлежит двустворчатым моллюскам рода *Buchia*. Встречаются также обломки призматического слоя иноцерам и остатки деформированных раковин гастропод. Среди двустворок Е.А. Калинин определил *Buchia* cf. *unshensis* (Pavl.) и *B.* cf. *okensis* (Pavl.). По его мнению, эти виды – типичные представители фаунистиче-

ских слоев нижней части берриаса на Сихотэ-Алине. Их совместное нахождение по региональной биостратиграфической схеме поздней юры–раннего мела [8], которая хорошо коррелируется с биостратиграфическими зонами поздней юры–неокома борельской палеозоогеографической области [5], указывает на рубеж раннего и среднего берриаса. Текстульные особенности грубообломочных пород, генетический состав песчаников, а также беспорядочное расположение и плохая степень сохранности фауны позволяют предположить, что она переотложена.

Взаимоотношение основных разновидностей пород иллюстрирует разрез, составленный на правобережье р. Улитка в устьевой части руч. Золотой Ключ (рис. 4, 5). Здесь серые плитчатые кремни и полосчатые яшмы (более 70 м) с грубоплитчатыми известняками в основании сменяются зеленовато- и желтовато-серыми массивными глинистыми кремнями (13 м). В их нижней части – слой до 2 м зеленовато-серых кремнистых аргиллитов с прослоями (1–5 см) кремней. Глинистые кремни постепенно переходят в зеленовато-серые и серые кремнистые аргиллиты и алевроаргиллиты (7 м), которые перекрыты темно-серыми алевроаргиллитами мощностью около 70 м с редкими прослоями до 20 см тонкозернистых песчаников. В верхней части слоя ранее были собраны двустворки, среди которых определены *Buchia piochi* (Gabb), *B. tenuicollis* (Pavl.), *B. fisheriana* (Orb.), *B. ex gr. volgensis* (Lah.), *Thracia* sp. indet., уверенно, по мнению В.П. Коновалова [14, 18], датирующие вмещающие отложения ранним берриасом.

В кремнисто-глинистых породах этого разреза, как и в других местах междуречья Колькин – Золотой Ключ, много скелетов радиолярий, но химическое препарирование многочисленных проб разбавленной плавиковой кислотой показало, что их сохранность плохая. Радиолярии удовлетворительной сохранности удалось выделить только из кремнистых аргиллитов на левобережье руч. Золотой Ключ (рис. 3 и 5). Здесь определены *Archaeodictyomitra* cf. *minoensis* (Mizutani), *Podobursa* sp., *Pseudodictyomitra* cf. *primitiva* Matsuoka et Yao, *Spongocapsula* cf. *perampla* (Rust), *Stichocapsa* ex gr. *cribata* Hinde и *Xitus* sp. Интервалы распространения этих видов, определенные в основном для отложений западной части Тетиса, свидетельствуют, что возраст содержащих их пород – средний оксфорд–поздний титон [34]. Однако *Pseudodictyomitra primitiva* является типовым видом одноименной радиоляриевой зоны, соответствующей титону и установленной в Японии и западной части Тихого океана [43, 44]. Поэтому возможно, что рассматриваемые породы имеют только



**Рис. 5.** Геологическая карта междуречья Улитка – Золотой Ключ (А), геологический план кремнисто-терригенных отложений на водоразделе Улитка – Золотой Ключ (Б) и геологический разрез (В) по линии Д-Е (по А.Т. Кандаурову и др., 1974 г.).

1 – четвертичные отложения; 2 – неогеновые базальты; 3 – тектоно-стратиграфический комплекс с преобладанием глинистых пород; 4 – алевроаргиллиты и алевролиты; 5 – кремнистые аргиллиты; 6 – глинистые кремни; 7 – кремни; 8 – известняки; 9 – диоритовые порфириты; 10 – зона дробления; 11 – разломы: а – установленные, б – предполагаемые; 12 – элементы залегания; 13–15 – места находок фауны и ее возраст: 13 – двустворок, 14 – конодонтов, 15 – радиолярий; 16 – карьер; 17 – линия горных выработок; 18 – номера слоев.

титонский возраст. Кремни этого участка также радиоляриевые, но и в них сохранность микрофауны не позволяет уверенно определить возраст вмещающих их пород. По морфологии раковин можно только предположить, что во многих пробах есть триасовые, а в глинистых кремнях на левом борту руч. Золотой Ключ (рис. 3) возможно присутствуют юрские виды.

По взаимоотношениям между различными типами пород и полученным возрастным датировкам реконструируется первичная последовательность напластования, в которой выделены следующие литолого-стратиграфические элементы (рис. 4):

1. Кремни и яшмы плитчатые с линзами пелитоморфных известняков. Их предполагаемый возраст – поздний триас–средняя юра, а мощность не превышает 80 м.

2. Позднеюрские кремнистые аргиллиты и, в меньшей степени, глинистые кремни серые, зеленовато-серые или красно-коричневые. На некоторых участках кремнисто-глинистые породы вмещают основные вулканиты. Мощность слоя достигает 80 м.

3. Алевроаргиллиты, реже туфоалевроаргиллиты и алевролиты, темно-серые с редкими тонкими слоями песчаников и более мощными (иногда свыше 100 м) телами щелочных базальтов и гиалокластитов. Возраст пород – ранний берриас, мощность – 400 м.

4. Песчаники серые и светло-серые мелкозернистые, образующие с алевролитами ритмы мощностью 20–40 см или тонко (первые см) с ними переслаивающиеся; реже встречаются темно-серые слоистые алевроаргиллиты и алевролиты. В песчаниках есть линзы гравелитов; в алевроаргиллитах – пласты основных вулканитов. Мощность отложений превышает 200 м, а их возраст, вероятней всего, позднеберриасский.

Таким образом, култухинская “свита” представляет собой пакет тектонических пластин, сложенных различными по возрасту (от среднего? триаса до раннего мела) отложениями. В пластинах нижних структурных уровней развиты наиболее молодые отложения, а в верхних – чаще встречаются более древние. Мощность в тектонических пластинах на изученном участке отложений достигает 800 м. Они структурно залегают на существенно кремневых образованиях, а их верхняя граница не изучена.

#### **ТЕКТОНО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ – ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЕДИНИЦЫ ДРЕВНИХ АККРЕЦИОННЫХ ПРИЗМ**

Для реконструированной первичной стратиграфической последовательности култухинской “свиты” (рис. 4) характерны: 1 – небольшая мощность (700–800 м) при значительном, более 100 млн лет, времен-

ном отрезке их накопления; 2 – преобладание в нижней части пелагических планктоногенных кремневых пород; 3 – постепенная смена их вверх по колонке кремнисто-глинистыми и глинистыми гемипелагическими отложениями; 4 – приуроченность терригенных кластических образований только к завершающим разрез горизонтал. Состав и строение этих отложений такие же, как и в литологических комплексах современных океанических плит вблизи зон конвергенции [35, 41 и др.], и сходны со стратиграфическими последовательностями осадочного чехла их древних аналогов других участков аккреционных призм Сихотэ-Алиня и Японии [6, 10, 11, 26, 37, 42, 45 и др.]. Они представляют собой результат осадконакопления на дрейфующей к зоне конвергенции океанической плите, где смена обстановок седиментации отражена изменением литологии пород.

При субдукции эти стратифицированные толщи деформируются, разбиваются тектоническими нарушениями на блоки и в составе тектонических чешуй последовательно причленяются к континенту или вулканической островной дуге, формируя аккреционную призму [12, 33, 40, 49]. В результате этого процесса и последующих деформаций образуются пакеты тектонических пластин, где структурно перемешаны отложения, накопившиеся в удаленных от континента или островной дуги обстановках, и породы приконтинентальной (приостроводужной) области седиментации. Кроме того, здесь часто встречаются тектонический меланж и осадочные хаотические образования с беспорядочным распределением глыб и обломков разных пород, а также терригенные шельфовые отложения. Очевидно, что в таких структурах применить методы классических стратиграфических исследований, основанные на принципах последовательного накопления слоев и их значительной латеральной выдержанности с выделением свит или толщ\*, затруднительно. Для изучения аккреционных призм больше подходят правила тектоностратиграфии [36], разработанные на примере меланжевых образований францисканского комплекса Калифорнии, который относится к древней аккреционной призм. Основными тектоно-стратиграфическими единица-

---

\* К свите (толще) относят естественные ассоциации слоев, характеризующиеся общностью литологического состава, определенной закономерной направленностью своей фациальной изменчивости и устойчивостью большинства литолого-фациальных признаков на большой площади. Свита (толща) формируется в определенный этап геологического развития того или иного участка земной коры, проявляющийся своеобразием осадконакопления седиментационного бассейна или его части [15, 24, 27].

ми для этих структур принимаются “*тектоно-стратиграфические комплексы*”. Они выделяются по различиям в составе тектонических блоков, возрасте слагающих их отложений, а также в природе и составе матрикса меланжа.

В этой связи, култухинскую “свиту” можно определить как пакет тектонических пластин, сложенных берриасскими алевроаргиллитами, алевролитами, песчаниками с различными телами базальтов и гиа-локластитов, позднеюрскими кремнисто-глинистыми породами и триасово-юрскими кремнями с линзами известняков. Этот разрез, очевидно, наращивают тектонические пластины с мощными телами основных вулканитов и хаотическими образованиями с глыбами и обломками различных пород, развитые в междуречье 2-я – 3-я Речка и на левобережье р. Улитка (рис. 2). В целом, облик этого тектоно-стратиграфического комплекса определяют тектонические пластины с темно-серыми алевроаргиллитами, ассоциирующими с основными вулканитами. Его суммарная мощность, с учетом тектонических пластин с вулканогенно-осадочными образованиями в междуречье 2-й и 3-й Речек, вероятно, превышает 2000 м.

Култухинский тектоно-стратиграфический комплекс значительно отличается от другого тектоно-стратиграфического комплекса, на котором он структурно залегает. Последний наиболее полно изучен в верховьях р. Правая Предгорка – левого притока р. Алчан [1, 2]. Его специфика – обилие тектонических пластин с триасовыми кремнями с линзами норийских пелитоморфных известняков. Меньше развиты позднеюрские кремнистые аргиллиты, имеющие постепенные переходы с кремнями, и алевроаргиллиты неясного возраста.

В аккреционных призмах выделяют два типа разрезов: когерентный и хаотический [13, 38, 39, 46, 47]. Когерентный тип представлен пакетом пластин, внутри которых стратиграфическая последовательность в основных чертах сохраняется. Хаотический тип – это беспорядочно распределенные в глинистом рассланцованном матриксе тектонические линзы, блоки, глыбы и обломки пород различного состава. Эти образования часто описываются как меланж, микститы или олиостромы. Култухинский тектоно-стратиграфический комплекс относится к когерентному типу. Выделение тектоно-стратиграфических комплексов среди хаотических образований, очевидно, нужно производить по различиям в составе блоков или обломков, возрасте слагающих их пород, а также по различиям в происхождении и возрасте матрикса.

В целом, для выделения тектоно-стратиграфического комплекса необходима серия тектоно-стра-

тиграфических колонок с разных участков, по которым можно представить его строение, распределение в разрезе тектонических пластин, литологический состав и возраст слагающих их отложений. Кроме того, важной характеристикой является реконструированная первичная стратиграфическая последовательность развитых в нем отложений. Она представляет ненарушенный разрез осадочного чехла определенного участка субдуцированной океанической плиты, который отражает хронологию обстановок седиментации во время дрейфа от спредингового хребта к зоне конвергенции [37, 46, 47]. Возраст океанической плиты определяют самые древние пелагические породы, длительность пелагической и гемипелагической седиментации – время ее существования, смена пелагических пород гемипелагическими указывает на приближение океанической плиты к зоне субдукции, а появление в разрезе терригенных отложений – на захоронение в желобе. О начале аккреционных процессов и, следовательно, о возрасте тектоно-стратиграфического комплекса можно судить по самым молодым слоям в этой последовательности. Аккреционные призмы Сихотэ-Алиня формировались в течение длительного времени – 20–30 млн лет [11, 26]. Поэтому тектоно-стратиграфический комплекс будет отражать определенный этап формирования аккреционной призмы. Дополнительным признаком, по которому можно судить о его возрасте, является возрастная датировка гемипелагических кремнисто-глинистых пород в разрезе. Они, как правило, содержат богатые комплексы микрофауны хорошей сохранности и могут быть своеобразными маркирующими горизонтами, по которым с определенной долей условности можно установить время формирования комплекса [11, 12].

Самые молодые слои култухинского тектоно-стратиграфического комплекса – позднеберриасские турбидитовые песчаники. Они не только определяют его возраст, но также позволяют уточнить время формирования вмещающей его аккреционной призмы. Она считалась только юрской [12, 32]. Однако полученные материалы и находки берриасских бухий в терригенных породах верховьев рек Хор и Джаур северной части Самаркинского террейна, которые связаны постепенными переходами с позднеюрскими кремнисто-глинистыми отложениями [14, 18], позволяют расширить ее возрастной диапазон. Вероятно, на отдельных участках восточной окраины Палеоазиатского континента формирование аккреционной призмы, которое сопровождалось извержениями щелочной магмы, продолжалось и в берриассе.

В целом, тектоно-стратиграфические комплексы, выделенные по предлагаемым методическим

подходам и приемам, можно предложить в качестве основных структурных единиц древних аккреционных призм, которые позволят расшифровать их строение и последовательность формирования. По их строению и составу можно будет судить об аккреционной тектонике, а реконструированная первичная последовательность отложений обеспечит информацией о стратиграфии осадочного чехла океанической плиты и времени аккреции.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Култухинская “свита” представляет собой пакет тектонических пластин, иногда осложненных складчатостью и наклоненных под различными углами на юго-восток. В их составе выделяются различные по происхождению и возрасту отложения: триасово-юрские кремни с линзами известняков, позднеюрские кремнисто-глинистые породы, берриасские алевроаргиллиты, алевролиты и песчаники, ассоциирующие с различными по мощности телами базальтов и гиалокластитов, а также хаотические образования с глыбами и обломками различных пород. Преобладают тектонические пластины с алевроаргиллитами, алевролитами и основными вулканитами. Они определяют облик этой структурной единицы, которую можно назвать тектоно-стратиграфическим комплексом. Он отражает берриасский этап формирования аккреционной призмы.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны сотрудникам ДВГИ профессору С.А. Щеке и В.В. Голозубову за полезное обсуждение рукописи статьи, конструктивные замечания и предложения по ее улучшению, а также сердечно благодарят Г.Л. Амельченко (Приморская поисково-съёмочная экспедиция, г. Владивосток) за помощь в проведении полевых работ и Е.А. Калинина за определение макрофауны. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты 03-05-64099 и 02-05-64038) и ДВО РАН (грант № 04-3-А-08-030).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Волохин Ю.Г., Бурий Г.И., Филиппов А.Н., Михайлик Е.В. Карбонатно-кремневая фация в геосинклиналии триаса Сихотэ-Алиня // Геосинклиналии вулканогенно-осадочные формации советского Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. С. 70–91.
2. Волохин Ю.Г., Михайлик Е.В., Бурий Г.И. Триасовая кремневая фация Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2003. 252 с.
3. Голозубов В.В., Ханчук А.И., Кемкин И.В., Панченко И.В., Симаненко В.П. Таухинский и Журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь): Препр. Владивосток: ДВО РАН, 1992. 82 с.
4. Голозубов В.В., Ханчук А.И. Таухинский и Журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь) – фрагменты раннемеловой Азиатской окраины // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 2. С. 13–26.
5. Захаров В.А., Богомолов Ю.И., Ильина В.И., Константинов А.Г., Курушин Н.И., Лебедева Н.К., Меледина С.В., Никитенко Б.Л., Соболев Е.С., Шурыгин Б.Н. Бореальный зональный стандарт и биостратиграфия мезозоя Сибири // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 5. С. 927–956.
6. Зябрев С.В. Стратиграфическая летопись кремнисто-терригенного комплекса хр. Хехцир и кинематика асимметричных складок – индикаторы субдукционной аккреции // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 1. С. 76–84.
7. Изосов Л.А., Василенко Н.Г., Мельников Н.Г. Петрищевский А.М. Вольфрамоносная олистострома Центрального Сихотэ-Алиня // Геотектоника. 1988. № 3. С. 76–87.
8. Калинин Е.А. Фаунистические слои нижнего мела на севере Сихотэ-Алиня как основа унификации местных и вспомогательных стратиграфических подразделений // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока: (Тез. докл. IV Дальневост. регион. межвед. стратигр. совещ.). Хабаровск, 1990. С. 239–240.
9. Кемкин И.В., Кемкина Р.А. Таухинский Террейн Южного Сихотэ-Алиня: строение и условия образования // Геотектоника. 2000. № 5. С. 71–79.
10. Кемкин И.В., Каметака М., Коджима С. Фаунистические свидетельства последовательной аккреции палеоокеанических фрагментов Таухинского террейна (Южный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 1. С. 72–84.
11. Кемкин И.В., Филиппов А.Н. Строение и условия образования Самаркинской аккреционной призмы Южного Сихотэ-Алиня // Геотектоника. 2002. № 5. С. 79–88.
12. Кемкин И.В. Аккреционные призмы Сихотэ-Алиня и основные события геологической эволюции Япономорского региона в мезозое // Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Владивосток, 2003. 52 с.
13. Кириллова Г.Л. Структура юрской аккреционной призмы в Приамурье: аспекты нелинейной геодинамики // Докл. Акад. Наук. 2002. Т. 386, № 4. С. 515–518.
14. Коновалов В.П., Коновалова И.В. К вопросу о юрско-меловой границе на Сихотэ-Алине // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 6. С. 125–134.
15. Леонов Г.П. Основы стратиграфии. Т. 2. М.: Изд-во МГУ, 1974. 486 с.
16. Лихт Ф.Р. К вопросу о выделении култухинской свиты в Бикинской структурно-фациальной зоне (северо-западное Приморье) // Сборник статей по геологии и гидрогеологии. М.: Недра, 1969. Вып. 7. С. 55–62.
17. Мазарович А.О. Тектоническое развитие Южного Приморья в палеозое и раннем мезозое. М.: Наука, 1985. 104 с. (Труды ГИН; вып. 392).
18. Маркевич П.В., Коновалов В.П., Малиновский А.И., Филиппов А.Н. Меловые отложения Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2000. 283 с.



19. Михайлов В.А. Корреляция тектоно-стратиграфических комплексов юго-восточного Сихотэ-Алиня // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5, № 4. С. 85–94.
20. Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 3–23.
21. Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Хабаровск, 1990 г.): Объяснительная записка к стратиграфическим схемам. Хабаровск, 1994. 123 с.
22. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с. (Труды ГИН; вып. 479).
23. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника (современное состояние проблемы) // Геотектоника. 2003. № 1. С. 3–18.
24. Стратиграфический кодекс. 2-е изд., доп. СПб., 1992. 120 с.
25. Филиппов А.Н. Формационный анализ мезозойских отложений Западного Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 144 с.
26. Филиппов А.Н., Бурий Г.И., Руденко В.С. Стратиграфическая последовательность вулканогенно-осадочных образований Самаркинского террейна (Центральный Сихотэ-Алинь): летопись палеоокеанической седиментации // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 3. С. 26–46.
27. Фролов В.Т. Генетическая типизация морских отложений. М.: Недра, 1984. 222 с.
28. Ханчук А.И., Панченко И.В., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в позднем палеозое и мезозое: Препр. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 56 с.
29. Ханчук А.И., Кемкин И.В., Голозубов В.В., Панченко И.В. Стратиграфическое расчленение аккреционных комплексов Южного Сихотэ-Алиня // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока: (Тез. докл. IV Дальневост. регион. межвед. стратигр. совещ.). Хабаровск, 1990. С. 186–188.
30. Ханчук А.И. Геологическое строение и развитие обрамления северо-запада Тихого океана // Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. М., 1993. 31 с.
31. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., Гонохова Н.Г. Геология и полезные ископаемые Приморского края: Очерк. Владивосток: Дальнаука, 1995. 68 с.
32. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Вып. 1. Владивосток: Дальнаука. 2000. С. 5–34.
33. Чамов Н.П. Литогенез осадков в аккреционных призмах и его роль в формировании вещества континентальной коры / Вертикальная аккреция земной коры: факторы и механизмы. М.: Наука, 2002. С. 38–55. (Тр. ГИН РАН; вып. 542).
34. Baumgartner P.O., O'Doherty L., Gorican S., Jud R.D., Dumitrica P., Pillevuit A., Urquhart E., Matsuoka A., Danelian T., Bartolini A., Carter E.S., De Wewer P., Kito N., Marcucci M., Steiger T. Radiolarian catalogue and systematics of Middle Jurassic and Early Cretaceous Tethyan genera and species // Middle Jurassic to Lower Cretaceous radiolaria of Tethys: occurrences, systematics, biochronology / (Baumgartner P.O. et al., eds.). *Memories de Geology (Lausanne)*. 1995. N 23. P. 37–685.
35. Berger W. H., Winterer E. L. Plate stratigraphy and the fluctuating carbonate line // *Pelagic sediments on land and under the sea* / (Hsu K. J. and Jenkyns H., eds.). 1974. P. 11–48.
36. Hsu K.J. Principles of Melanges and their bearing on the Franciscan-Knoxville Paradox // *The Geological Society of America Bulletin*. 1968. V. 79, N 8. P. 1063–1074.
37. Isozaki Y., Maruyama S., Furuoka F. Accreted oceanic materials in Japan // *Tectonophysics*. 1990. V. 181, N1/2. P. 179–205.
38. Isozaki Y. Jurassic accretion tectonics of Japan // *The Island Arc*. 1997. V. 6, N 1. P. 25–51.
39. Kamata Y. Tectonostratigraphy of the sedimentary complex in the southern part of the Ashio Terrane, central Japan // *Science Reports. Institute of Geosciences. University of Tsukuba. Sec. B*. 1996. V. 17. P. 71–107.
40. Karig D.E., Sharman F.G. Subduction and accretion in trenches // *The Geological Society of America Bulletin*. 1975. V. 86, N 3. P. 377–389.
41. Lash G. G. Recognition of trench fill in orogenic flysch sequence // *Geology*. 1985. V. 13, N 9. P. 867–870.
42. Matsuda T., Isozaki Y. Well-documented travel history of Mesozoic pelagic chert in Japan: from remote ocean to subduction zone // *Tectonics*. 1991. V. 19, N 2. P. 475–499.
43. Matsuoka A. Jurassic and Lower Cretaceous radiolarian zonation in Japan and in the western Pacific // *The Island Arc*. 1995. V. 4. P. 140–153.
44. Matsuoka A., Yang Q., Kobayashi K., Takei M., Nagahashi T., Zeng Q., Wang Y. Jurassic-Cretaceous radiolarian biostratigraphy and sedimentary environments of the Ceno-Tethys: records from the Xialu Chert in the Yarlung-Zangbo Suture Zone, southern Tibet // *The Journal of Asian Earth Sciences*. 2002. V. 20. P. 277–287.
45. Nakae S. A formative process of the sedimentary complex of the Tamba Terrane in the Wakasa area, Southwest Japan: An example of continuous accretion // *The Journal of the Geological Society of Japan*. 1992. V. 98, N 6. P. 401–414.
46. Nakae S. Jurassic accretionary complex of the Tamba terrane, southwest Japan, and its formative process // *Journal of Geosciences. Osaka City University*. 1993. V. 36. P. 15–70.
47. Nakae S. How to divide accretionary complexes: efficiency of tectonostratigraphy for understanding accretionary tectonics // Origin and evolution of Jurassic accretionary complexes in Japan. *The Memoirs of the Geological Society of Japan*. 2000. N 55. P. 1–15.
48. Parnyakov V.P. Tectono-sedimentary complexes of the Dalnegorsk Ore Region (Primorye) // Late Paleozoic and Early Mesozoic Circum-Pacific events: Biostratigraphy, tectonic and ore deposits of Primorye (Far East Russia). IGCP Proect 272 / (A Baud, I. Popova, J.M Dickins, S. Lukas and Y. Zakharov, eds.). *Memoires de Geologie (Lausanne)*. 1997. N 30. P. 183–190.
49. Seely D.R., Vail P.R., Walton G.G. Trench slope model // *The Geology of Continental Margins* / (C.A. Burk and C.L. Drake, eds.). New York: Springer-Verlag, 1974. P. 249–260.

Поступила в редакцию 22 марта 2004 г.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

*A.N. Filippov, I.V. Kemkin*

**Kultukhinskaya “suite” as a tectono-stratigraphic complex of the Jurassic-Berriassian accretionary prism of the Western Sikhote-Alin**

The results of lithological-stratigraphic study of volcanogenic-sedimentary formations of a Jurassic–Berriassian accretionary prism on the right bank of the Ulitka River middle reaches, right tributary of the Bikin River (western Sikhote-Alin), which earlier were referred to the Kultukhinskaya suite, are given. It is recognized that the Kultukhinskaya “suite” is a package of tectonic slabs composed of different-age and different-origin deposits. Among them are Triassic-Jurassic cherts and Late Triassic limestones, Late Jurassic siliceous mudstones, Berriassian mudstones, siltstones and sandstones associated with different-thickness bodies of basic volcanic rocks. This structural unit is proposed to be called as the Kultukhinskaya tectono-stratigraphic complex. It reflects the Berriassian stage of formation of the accretionary prism.

**НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ИЗОТОПАМ КИСЛОРОДА И УГЛЕРОДА ОРГАНОГЕННЫХ  
КАРБОНАТОВ И ПРОБЛЕМА НИЗКИХ ИЗОТОПНЫХ ПАЛЕОТЕМПЕРАТУР  
ТРОПИКОВ В МААСТРИХТЕ**

**Ю.Д. Захаров<sup>1</sup>, Е.А. Соколова<sup>2</sup>, О.П. Смышляева<sup>1</sup>, Я. Шигэта<sup>3</sup>, К. Танабэ<sup>4</sup>,  
Х. Маэда<sup>5</sup>, Т.Г. Веливецкая<sup>1</sup>, А.М. Попов<sup>1</sup>, А.В. Игнатьев<sup>1</sup>, Т.Б. Афанасьева<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

<sup>2</sup>Институт океанологии РАН, г. Москва

<sup>3</sup>Национальный научный музей, г. Токио, Япония

<sup>4</sup>Геологический институт, Токийский университет, г. Токио, Япония

<sup>5</sup>Университет Киото, г. Киото, Япония

В поздне меловое время температуры вод океанов в умеренных и высоких широтах наиболее заметно снижались в маастрихте; в то же время сведения, касающиеся климатических условий низких широт в маастрихтское время, противоречивы. На основе новых данных по маастрихтским моллюскам Западного внутреннего бассейна Северной Америки высказывается предположение, что температуры поверхностных вод низких широт Пацифики, рассчитанные по изотопному составу кислорода большинства исследованных маастрихтских планктонных фораминифер, являются заниженными. Необычно низкие изотопные температуры, полученные по тропическим планктонным фораминиферам, отражают, по видимому, как локальные условия, вызванные, в первую очередь, вероятно, влиянием тропических апвеллинговых зон, так и возможную способность маастрихтских планктонных фораминифер мигрировать в тропиках в пределах широкого вертикального интервала. Не исключено, что средние палеотемпературы поверхностных вод тропической части океанов в маастрихтское время были не ниже 23,7–26,6 °С, но не достигали, вероятно, уровня, установленного, например, для позднего альба (32–33 °С). Негативные изотопно-углеродные аномалии конца раннего маастрихта и рубежа мела и палеогена могли быть вызваны похолоданием, а также возможным снижением содержания кислорода в атмосфере и водах океана.

**Ключевые слова:** маастрихт, беспозвоночные, изотопные палеотемпературы, изотопно-углеродные аномалии, Корякское нагорье, Сахалин, Теннесси, Южная Дакота, Нидерланды, Тихий и Атлантический океаны.

#### ВВЕДЕНИЕ

Преобладание парниковых условий в течение мелового периода и начала кайнозоя не вызывает сомнений у многих исследователей. Имеются определенные свидетельства того, что наиболее резкое снижение температуры в средних и высоких широтах обоих полушарий в конце мела приходится на маастрихтский век [16, 19, 23, 24, 28, 29, 31, 32, 39, 46, 47, 50, 67, 68]. На основе данных по изотопному составу раковин различных групп беспозвоночных (фораминиферы, двустворки, наутилоидеи, аммоноидеи, белемноидеи) имеются убедительные свидетельства того, что температуры поверхностных вод океана в

Антарктике в раннемаастрихтское время составляли 4–14,8° С [19, 56]. Некоторые авторы высказываются о возможном раннемаастрихтском оледенении в Южном полушарии [20, 21, 40, 51, 52].

Вместе с тем, сведения о климате в низких широтах маастрихтского времени весьма противоречивы. Так, например, судя по интерпретации изотопных данных по планктонным фораминиферам, температура поверхностных вод в тропиках в начале раннего и в конце раннего–начале позднего маастрихта колебалась от 14,5 до 19,4 °С и редко достигала значений 20–21 °С [23, 30, 31]. Однако С. Д'Онт и М.А. Артур [29] недавно получили более высокие

палеотемпературы (21,5–26,6 °С) по некоторым видам позднемастрихтских планктонных фораминифер тропиков; П.А. Уилсон и Б.Н. Опдайк [63] рассчитали также высокие палеотемпературы для тропиков по изотопному составу хорошо сохранившихся раковин раннемастрихтских моллюсков (рудистов).

Проблема низких палеотемператур палеотропиков впервые была детально обсуждена С. Д'Онтом и М. Артуром [28, 29]. Существо проблемы, по их мнению, составляет очевидная несовместимость изотопных интерпретаций с моделированием парниковых климатических условий и некоторыми палеонтологическими данными. В связи с этим упомянутые авторы называют маастрихтские палеотемпературы поверхностных вод тропиков парадоксально низкими. Низкие широтные температурные градиенты поверхностных вод в маастрихте, по их мнению, показывают, что меридиональный тепловой поток в высокие широты был значительно более выражен в конце мела, чем в настоящее время. Высоко оценивая изотопный метод и получаемые с его использованием результаты, они ставят под сомнение применимость традиционных интерпретаций, основанных на моделировании парниковых климатических условий для позднего мела и палеогена, и ведущей роли углекислого газа в возникновении таких условий.

Целью настоящей статьи является попытка уточнения температурных условий низких широт маастрихтского времени на основе косвенных свидетельств: оригинальных и недавно опубликованных [26] изотопных данных по моллюскам Западного внутреннего бассейна Северной Америки, оригинальных материалов по брахиоподам и моллюскам Дальнего Востока (Коряжское нагорье, Сахалин), а также обобщения научных результатов ряда авторов и некоторых оригинальных данных по другим регионам мира, в том числе районам глубоководного бурения.

Анализируемые аммоноидеи и двустворки исследовались Ю.Д. Захаровым, Я. Шигэтой, К. Танабэ и Х. Маэдой, фораминиферы – Е.А. Соколовой и О.П. Смышляевой, брахиоподы – А.М. Поповым; в изотопных анализах принимали участие Т.Г. Веливецкая, А.В. Игнатъев и О.П. Смышляева, рентгеноструктурный анализ выполнен Т.Б. Афанасьевой.

#### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Контролем степени диагенетических изменений в исследованных скелетных образованиях беспозвоночных служили следующие признаки: 1) визуальные (естественность цвета, структуры); 2) относительное содержание арагонита в скелете (в случае исследования раковин аммоноидей, тригонийд и га-

стропод, характеризующихся 100 % содержанием арагонита в прижизненном состоянии организма) [6]; 3) степень сохранности первичной микроструктуры скелета (определялась микроскопическим способом, в том числе с помощью СЭМ; при исследовании кальцита фораминифер и брахиопод дополнительно использовался люминесцентный анализ, основанный на применении рентгеновского микроанализатора JXA-5A с ускоряющим напряжением 25 kv).

Изотопный состав кислорода и углерода определялся прецизионным методом, с использованием масс-спектрометра Finnigan MAT-252. Лабораторный стандарт, откалиброванный по кальцитовому стандарту NBS 19 (National Bureau of Standards) и использованный при измерениях, равен  $+1,8 \pm 0,1$  ‰ для кислорода относительно PDB (Pee Dee belemnite) и  $-0,75 \pm 0,1$  ‰ для углерода. Точность измерения величины  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  всегда лучше  $\pm 0,1$  ‰ на 95 % доверительном уровне. Для интерпретации "палеотемператур" по значениям  $\delta^{18}\text{O}$  параллельно использовались две шкалы: (1) С. Эпштейна [33], модернизированная Т.Ф. Андерсоном и М.А. Артуром [18], и (2) Э.Л. Гроссмана и Т. Ку [35]. Первая шкала использовалась при анализе первичного кальцита, вторая – при анализе первичного арагонита.

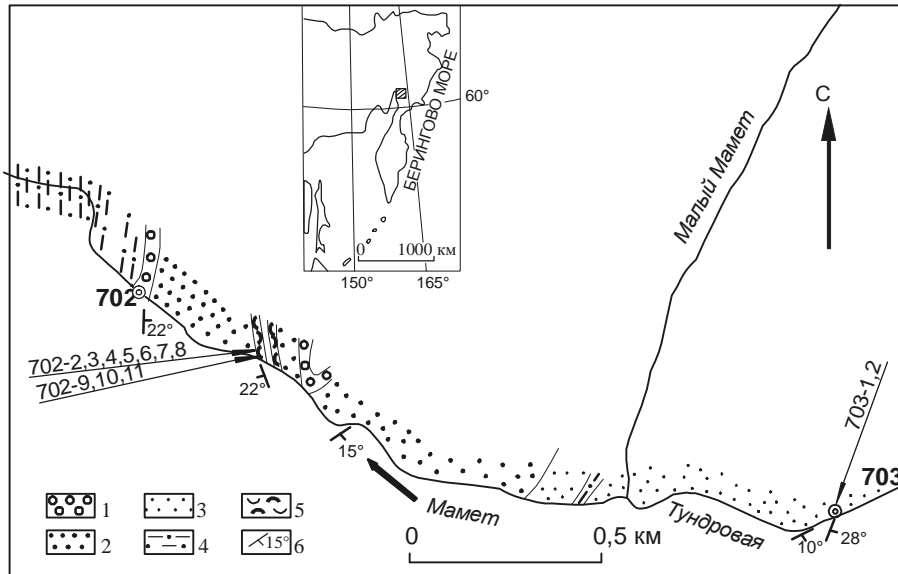
Рентгеноструктурный анализ был выполнен по методу Т. Дэвиса и П. Хупера [27] с помощью дифрактометра ДРОН-3.

Палеоклиматические схемы (регистрационные карты) были приготовлены на основе палеогеографических карт, выполненных Л.П. Зоненшайном с соавторами [9], частично модифицированных по данным Дж. Голонки с соавторами [34]. Все анализы выполнены в Аналитическом центре Дальневосточного геологического института ДВО РАН.

#### НОВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ОРГАНОГЕННЫХ КАРБОНАТОВ

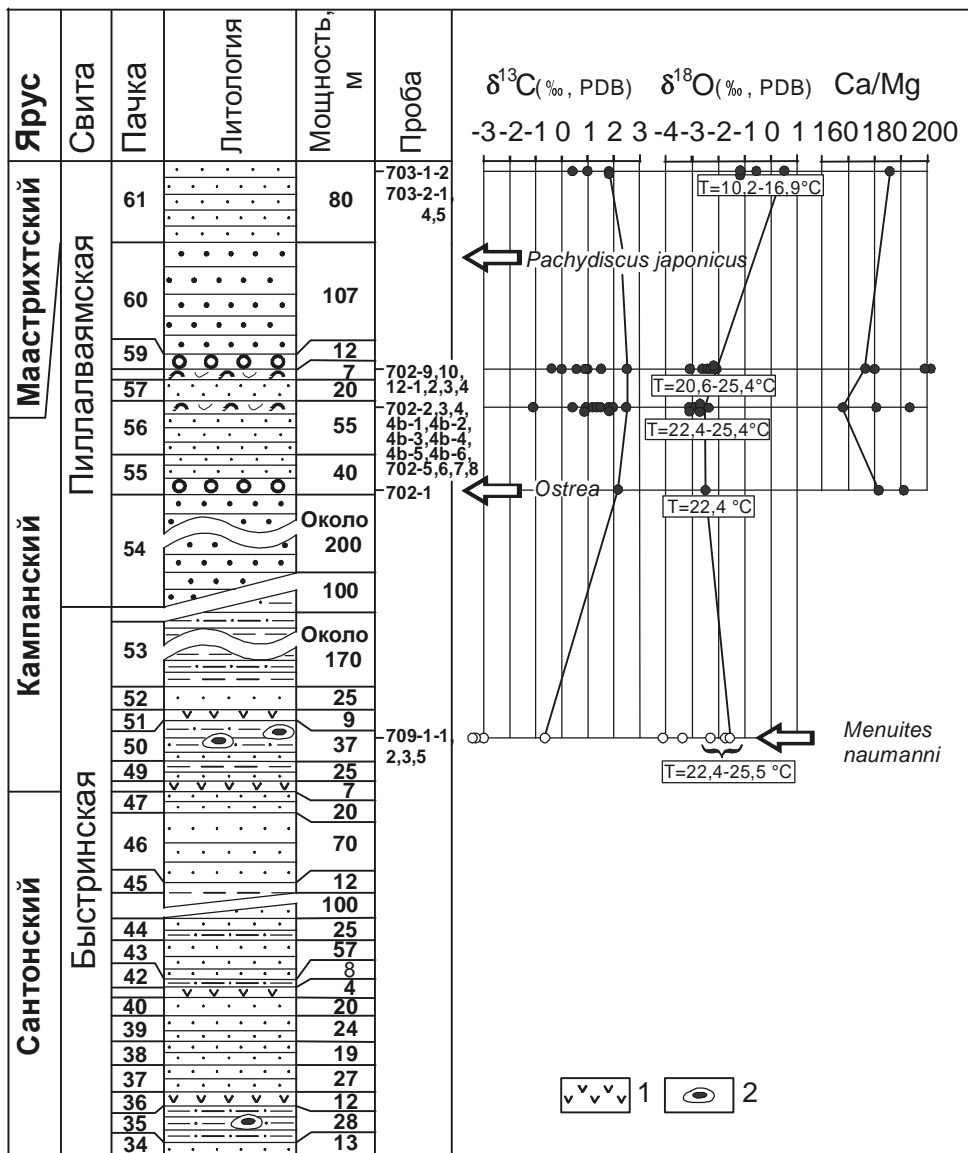
##### Бассейн р. Тундровой, Коряжское нагорье

Маастрихтский возраст средней части пиллалваямской свиты бассейна р. Мамет в Коряжском нагорье определен по находке здесь аммонита *Pachydiscus japonicus* Matsumoto [12]. Исследованные нами серебристо-белые раковины ринхонеллидных брахиопод с хорошо сохранившейся структурой были собраны А.М. Поповым и Ю.Д. Захаровым в нижней части маастрихтских отложений, обнажающихся на правом берегу р. Тундровой (рис. 1, 2). Брахиоподы были обнаружены в пачке среднезернистых песчаников (80 м) в ассоциации с кораллами и двустворками *Acila (Truncacila)* sp. [8]. Значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  в раковинах брахиопод колеблются, соответ-



**Рис. 1.** Район исследования и места отбора проб в Корякском нагорье (бассейн р. Мамет).

Местонахождения: 702 – р. Мамет (пограничные слои быстринской и пиллалваямской свит, кампан), 703 – р. Тундровая (средняя часть пиллалваямской свиты, нижний маастрихт). 1 – конгломераты, 2 – грубозернистые песчаники, 3 – мелкозернистые песчаники, 4 – песчаные алеволиты, 5 – устьичная банка, 6 – элементы залегания.



**Рис. 2.** Соотношения изотопов кислорода и углерода в арагонитовых раковинах раннекампанских аммоноидей и кальцитовых раковинах позднекампанских устриц и раннемаастрихтских брахиопод Корякского нагорья (бассейн р. Мамет).

1 – кремнистые туфы, 2 – известковистые конкреции, 3 – арагонит, 4 – кальцит. Прочие обозначения см. на рис. 1.

ственно, от -1,2 до 0,5 ‰ (что соответствует палеотемпературам 10,2–16,9 °С) и от 0,6 до 1,8 ‰. По карбонатам раковин моллюсков из подстилающих отложений были рассчитаны более высокие температуры [8].

**Бассейн р. Найба, Сахалин**

Хорошо сохранившиеся раковины маастрихтских аммоноидей и брахиопод, использованные для изотопных анализов, были собраны Ю.Д. Захаровым и Т.Г. Калишевич в отложениях красноярской свиты, обнажающихся по рекам Найба, Красноярка и Сары (рис. 3) [6, 67, 68].

**Найба**

Маастрихт в разрезе по р. Найба представлен следующими отложениями (снизу вверх) (рис. 4):

Слой с *Zelandites japonicus*.

1. Аргиллиты темно-серые, с конкрециями и линзами известково-мергельных пород и редкими прослоями мелкозернистых песчаников и гравелитов ..... 26 м

Двустворки, гастроподы – *Kampeloma insulana* Kalishevich, аммоноидеи – *Zelandites japonicus* Matsumoto, растительные остатки [6, 7].

2. Аргиллиты темно-серые, с конкрециями известково-мергельных пород (слой 5-10: проба 110-952-45; слой 5-11: пробы 103-952-28,31,36,39) ..... 5 м

Фораминиферы, аммоноидеи – *Zelandites japonica* Matsumoto, *Pachydiscus (Pachydiscus) cf. gollevilensis* d'Orbigny [6, 7].

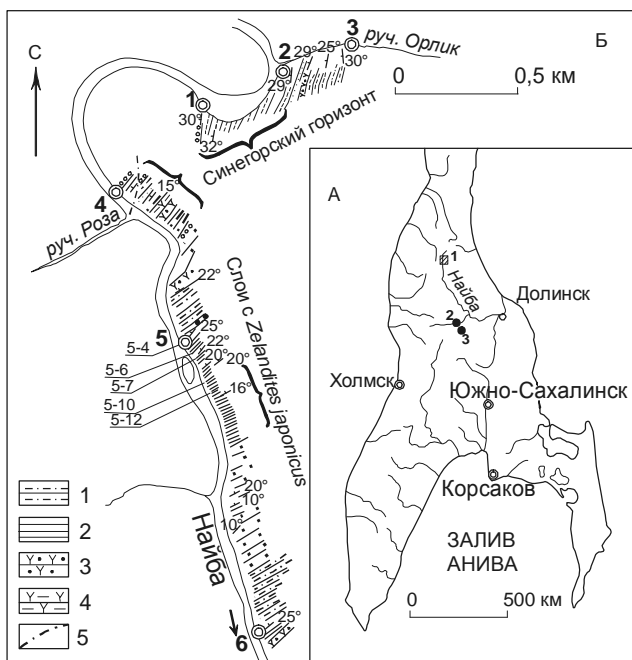
Слой с *Pachydiscus-Pleurogrammatodon bykovensis*.

3. Аргиллиты темно-серые, с конкрециями и линзами известково-мергельных пород (слой 5-7: 105-952-32,35,42; слой 5-9: 114-952-50) ..... 23 м

Кораллы – *Flabellum* sp., брахиоподы, двустворки (мелкие раковины), гастроподы, аммоноидеи – *Pachydiscus (Pachydiscus) sp.*, *Pachydiscus (Neodesmotoceras) japonicus* Matsumoto [6, 7].

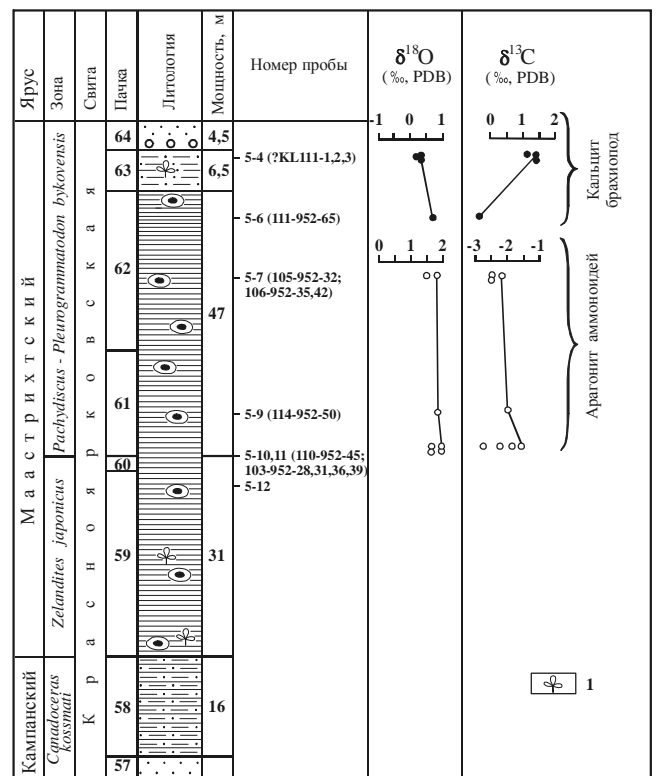
4. Аргиллиты темно-серые, с конкрециями и линзами известково-мергельных пород (слой 5-6: 141-952-65) ..... 25 м

Брахиоподы – *Orbirhynchia* sp., ребристые ринхонеллиды, двустворки – *Multidentata cuneistriata* (Ichikawa et Maeda), *Leionucula castanea* Kalishevich, скафоподы – *Dentalium (Laevidentalium) sp.*, аммоно-



**Рис. 3.** Район исследования и места отбора проб на Сахалине (бассейн р. Найба).

А – Южный Сахалин: 1 – р. Найба, 2 – р. Красноярка, 3 – р. Сары. Б – верховья р. Найбы: 1 – песчаные алевролиты, 2 – аргиллиты, 3 – туфогенные песчаники, 4 – туфогенные аргиллиты, 5 – тектоническое нарушение. Прочие обозначения см. на рис. 1.



**Рис. 4.** Соотношения изотопов кислорода и углерода в раковинах маастрихтских брахиопод Южного Сахалина (р. Найба).

1 – растительные остатки. Прочие обозначения см. на рис. 1–3.

идеи – *Tetragonites popetensis* Yabe, *Gaudryceras tenuiliratum* Yabe, *Polyptychoceras pseudogaultinum* (Yokoyama), фрагменты древесины, листовая флора – *Sequoia* sp.

5. Алевролиты песчанистые, темно-серые, с конкрециями известково-мергельных пород (слой 5-4: KL111-1,2,3) ..... 6,5 м

Кораллы – *Flabellum* sp., брахиоподы – Rhynchonellacea, двустворки – *Acila (Truncacila) munda* (Kalishevich), *Propeamussium (Parvamussium) pergamenti* (Kalishevich), *Pecten (Camptonectes) sp.*, *Astarte numerosa* (Kalishevich), *Nevenulora ezoensis sachalinensis* (Salnikova), *Cuspidaria brevirostris* (Nagao), скафоподы – *Dentalium (Laevidentalium) sp.*, *Cadulus* sp., гастроподы – *Campeloma insulana* Kalishevich, *Natica* sp., *Vanicoropsis nebrascensis* (Meek et Hayden), *Atira depressa* (Nagao), аммоноидеи – *Phyllopachyceras forbesianum* (d'Orbigny), чешуя рыб [6, 7].

6. Переслаивание грубо-, средне- и мелкозернистых туфоженных песчаников, реже алевролитов.... 132 м

Фораминиферы, двустворки – *Parallelodon* sp., аммоноидеи – *Gaudryceras* sp., *Diplomoceras* sp., *Pseudoxybeloceras lineatum* (Gabb), *Pachydiscus (Pachydiscus) sp.*, *P. (P.) aff. gollevillensis* d'Orbigny, *P. (Neodesmoceras) japonicus* Matsumoto [3, 6, 7, 10].

Закрытый интервал (не менее 50 м по мощности).

7. Песчаники зеленовато-серые, средне- и мелкозернистые ..... 94–104 м

Маастрихтская палинофлора – *Arioligera cf. senonensis* Lejone Carpentie, *Triplanosporites sinuatus* Takashi, *Leiotriletes adriensis* (R. Pot et Cell) W. Kr., *Verrucosporites cf. governosus* W. Kr., *Laevigatosporites ovatus* Willson et Webster, *Baculatisporites cf. validus* Takashi, *Stenozonotriletes radiatostriatus* Chlon., *Gleicheniidites concavisporites* (Rouse) Srivastava, *Toriosporites* sp., *Cycadopites* sp., *Podocarpus cf. andiniformis* Zakl., *Aquilapollenites minimus* Jard et McGlorie, *A. ex gr. tripodiformis* Rouse, *A. cf. pulvinus* Stanley, *A. polaris* Funkhouser, *A. murus* Stanley, *A. calvus* Rouse, *A. amolus* Stanley, *A. trialatus* Rouse, *A. insignis* N. Mtchdl., *Intergricorpus novacolpites* (Funkhouser) Stanley, *Scollardia steevesi* Srivastava, *Cranvella* sp., *C. striata* Srivastava, *Orbiculapollis lucidus* Chlon., *O. globosus* Chlon, *Singularia oculata* Samoil., *Trialapollis scabratus* Stanley, *Tricolporites radiatostriatus* (N. Mtchdl.) Bratz., *Triatripollenites rorobituites* Th. et Pfl., *Ulmoideipites* sp., *U. krempii* Anderson, *Loranthacites* sp., *Interpollis primigenius* (Zakl.), *Monocolpopollenites* sp., *Multiporopollenites* sp. [10].

Слои с *Zelandites japonicus* перекрывают сантон-кампанские слои с *Canadoceras kossmati*, верхняя часть которых соответствует базальным слоям красноярковской свиты; слои с *Pachydiscus – Pleurogrammatodon bykovensis* перекрываются синегорским горизонтом, охарактеризованным, согласно данным Т.Г. Калишевич с соавторами [10], даний-палеоценовыми кораллами – *Flabellum*, брахиоподами – *Abyssothyris*, *Frieleia*, *Koriakella*, двустворками – *Multidentata*, *Malletia*, *Barbatia*, *Limatula*, *Leionucula*, *Astarte*, *Thyasira*, *Ostrea*, *Pholadomya*, *Acila*, *Drepanocheilus*, *Ampullina*, палинофлорой – *Laevigatosporites hokkaidoensis* Takashi, *Punctatisporites* sp., *Tricolporites striatellus* N. Mtchdl, *Undulatisporites* aff. *undulapollis* Brenner, *Schizosporites complexes* Stanley, *Cicatricosisporites cf. dorogensis* R. Pot et Gell., *Muriculingulispores muriculingulis* Takahashi, *Rugulatisporites* cf. *solebrosus* Takahashi, *Dichyophyllidites divergens* (Sato) Takahashi, *Punctatisporites* sp., *Gleicheniidites marginatus* Takahashi, *Phagnum australe parvum* (Cookson) Stanley, *Auritulinaspores* sp., *Pittiosporites aliformis* Takahashi, *Taxodium* sp., *Myricites* sp., *Alnus elegans* Kuprianova, *Ulmoideipites* sp., *Planera* sp., *Loranthus* aff. *punctatus* Rept., *Integricorpus novacolpites* (Funkhouser) N. Mtchdl.

Для геохимических анализов было использовано несколько гигантских раковин раннемаастрихтских аммоноидей, собранных в пределах двух уровней верхней части слоев с *Zelandites japonicus* (5-11, 10).

Из нижнего уровня верхней части слоев с *Zelandites japonicus* для анализа были отобраны три раковины *Pachydiscus (Pachydiscus) cf. gollevillensis* (d'Orbigny) (кремового цвета с содержанием арагонита до 99±1 %, без примеси α-SiO<sub>2</sub>). Три пробы (103-952-28, 31,36) были взяты из боковой стенки раковин, одна (108-952-39) – из септы. Значения их δ<sup>18</sup>O очень высокие и варьируют от 1,6 до 1,9 ‰, что соответствует палеотемпературам 7,1–8,4 °С. Значения их δ<sup>13</sup>C изменяются от -2,8 до -1,1 ‰.

Из верхнего уровня верхней части слоев с *Zelandites japonicus* была выбрана единственная раковина *Pachydiscus (Pachydiscus) cf. gollevillensis* (d'Orbigny) (кремового цвета, с содержанием арагонита до 98±2%, без примеси α-SiO<sub>2</sub>). Боковая стенка ее (110-952-45) также характеризуется высоким значением δ<sup>18</sup>O (1,6 ‰), соответствующим палеотемпературе 8,4 °С. Значение ее δ<sup>13</sup>C составляет -2,0 ‰.

Анализируемые беспозвоночные из пограничных слоев нижнего и верхнего маастрихта были собраны в пределах четырех уровней нижней части слоев с *Pachydiscus – Pleurogrammatodon bykovensis*

(5-9, 7, 6, 4). Из первого уровня для анализа была отобрана единственная гигантская раковина *Pachydiscus (Neodesmoceras) japonicus* Matsumoto (кремового цвета, с содержанием арагонита 98–99±2%, без примеси  $\alpha$ -SiO<sub>2</sub>). Значения ее  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  (соответственно, 1,8 и -2,0 ‰ в пробе 114-952-50) из боковой стенки сходны с приведенными выше данными, поэтому рассчитанная палеотемпература также низкая (7,6 °C). Из второго уровня для анализа были взяты три гигантские раковины *P. (Pachydiscus)* sp. (кремового цвета, с содержанием арагонита до 97±3%, без примеси  $\alpha$ -SiO<sub>2</sub>). Значения  $\delta^{18}\text{O}$  в стенке этих раковин (105-952-32, 106-952-35,42) колеблются от 1,4 до 1,8 ‰, что соответствует палеотемпературам 7,6–9,3 °C; значения  $\delta^{13}\text{C}$  в этих пробах варьируют от -2,8 до -1,1 ‰. Из третьего уровня собрано несколько мелких раковин брахиопод *Orbirhynchia* sp. (серебристо-белого цвета, с хорошо сохранившейся структурой, без видимого диагенетического изменения; 141-952-65). Значение  $\delta^{18}\text{O}$  в пробе из этих раковин составляет 0,7 ‰, что соответствует температуре 9,3 °C, значение  $\delta^{13}\text{C}$  в пробе не превышает -0,6 ‰. Из четвертого уровня были взяты три пробы из мелких раковин ринхонеллидных брахиопод (серебристо-белого цвета, с хорошо сохранившейся структурой, KL111-1,2,3). Значения  $\delta^{18}\text{O}$  в них несколько ниже, чем в раковинах беспозвоночных подстилающих слоев (колеблются от 0,2 до 0,3 ‰, что соответствует палеотемпературам 10,8–11,2 °C). Значения  $\delta^{13}\text{C}$  в этих пробах изменяются от 1,1 до 1,4 ‰.

### Красноярка и Сары

В разрезе по р. Красноярске верхнемаастрихтская часть красноярской свиты представлена серыми среднезернистыми песчаниками и туфогенными алевролитами с крупными карбонатными конкрециями, содержащими остатки фораминифер – *Hyperammina cylindrica* (Glaessner), *Bathysiphon dubia* White, *B. nodosariaformis* Subb., *Ammodiscus pennyi* Cushm. et Jarv., *A. glabratus* Cushm. et Jarv., *Haplophragmoides incognatus* Martin, *H. retrosepta* Grzyb., *H. coalingsensis* Cushm. et Hanna, *H. aff. obesus* Takayan, *Rzehakina epigona epigona* (Rzehak), *R. epigona lata* Cushm., *R. sakhalinica* Serova, *Silicostigmoilina perplea* Isr., *S. futabaensis* Asano, *S. kushiroensis* Yosh., *Spiroplectammina grzybowskii* Frizzell, *Praebulimina kickapoensis* Cole, *P. kickapoensis pingua* Cushm., *P. laddi* Hedb., *Robulus trigonostoma* Reuss, *Dentalina megalopolitana* Reuss, *D. jacksonensis* (Cushm. et Pont), *Gyroidinoides pontoni* (Brotz.), *G. globosus* (Hagenow), *Valvulineria ravni* (Brotz.), *Eponides tokashiensis* (Yosh.), кораллов, брахиопод – Rhynchonellacea и *Orbirhynchia* sp., двустворки –

*Pleurogrammatodon bykovensis* Kalishevich, *P. splendens* Ichikawa et Maeda, *Modiolus shimonadensis* Ichikawa et Maeda, *Acila (Truncacila) hokkaidoensis* (Nagao), аммонойдей – *Gaudryceras* sp., *Diplomoceras* sp., *Pachydiscus (Pachydiscus)* cf. *neubergicus* Hauer, *P.(P.) aff. gollevillensis* (d'Orbigny), *P.(P.) subcompressus* (Matsumoto), а также палинофлору – *Slivisporites novamexicanum* (Ander.) Leffingw., *Podocarpus* cf. *andiniformis* Zakl., *Dacridiumites* sp., *Sciadopites serratus* (R. Pot et Ven.), *Picea* sp., *Juglans* sp., *Ulmoideipites tricostatus* Anders., *Oculopollis gauroides* Zakl., *Erdtmanipollis* sp., *Aquilapollenites quadrilobus* Rouse., *Mancicorpus polar* Funkh [3, 7, 10]. Этот уровень соответствует, вероятно, пачке 7 верхнемаастрихтских слоев с *Pachydiscus* – *Pleurogrammatodon bykovensis* найбинского разреза (рис. 4) или подстилающим ее слоям.

Для изотопных анализов были использованы хорошо сохранившиеся раковины брахиопод – Rhynchonellacea (KL10-6-2,3), *Orbirhynchia* sp. (KL6), собранные в слоях с *Pachydiscus* – *Pleurogrammatodon bykovensis* р. Красноярки, непосредственно ниже по течению от Красноярокской шахты [68], а также одна хорошо сохранившаяся раковина *Orbirhynchia* sp. (KL6) из отложений того же стратиграфического уровня разреза по р. Сары [68]. Значения  $\delta^{18}\text{O}$  трех серебристо-белых раковин брахиопод из разреза по р. Красноярске, отличающихся хорошо сохранившейся структурой, колеблются от 0,2 до 0,5 ‰, что соответствует палеотемпературам 10–11,8 °C. Значения  $\delta^{13}\text{C}$  в исследованных пробах варьируют от 0,6 до 1,8 ‰. Значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  единственной исследованной раковины брахиопод р. Сары составляют, соответственно, 1,0 ‰ (8,1 °C) и 0,0 ‰.

### Скважина 305, поднятие Шатского

При анализе планктонных фораминифер здесь и далее использованы зональные схемы [25, 38, 62, 65], сопоставленные с подъярусами и зонами общей шкалы.

Керн скважины 305, располагающейся в южной части поднятия Шатского в Тихом океане на глубине 2903 м, представляет собой наиболее представительный разрез меловых отложений данного поднятия [1, 44]:

1. Переслаивание кремней, фораминиферово-наопланктонного писчего мела, известняков и аргиллитов с готерив-барремскими (керны 60–68), аптскими (57–59), среднеальбскими (47–52), позднеальбскими (42–46), раннесеноманскими (37–41) и раннеконьякскими (33–36) фораминиферами, наопланктоном и редкими радиоляриями ..... 340 м



2. Фораминиферово-нанопланктонный писчий мел, алевролиты с желваками и прослоями кремней..... 170 м

Нижняя часть пачки 2 (керны 23–28) характеризуется сантон-кампанскими фораминиферами и радиоляриями [1, 44].

Нижняя часть маастрихтского интервала представлена зоной *Globotruncana tricarinata* (= *Globotruncanella havanensis*, керны 19, 20) [13]. Зона характеризуется следующими видами планктонных фораминифер: *Rosita fornicata* Plummer, *Globotruncana arca* (Cushman), *G. rosetta* (Carsey), *G. linneiana* (d'Orbigny), *Globotruncanita subspinosa* (Pessagno), *G. stuartiformis* (Dalbiez), *Rugotruncana subcircumnadifer* (Gandolffi), а также, *Globotruncanella havanensis* (Voorwijk), *Globotruncanita elevata* (Brotzen), *Globigerinelloides prairehillensis* Pessagno, *Planoglobulina multicamerata* de Klasz, *Hedbergella holmdelensis* Olsson и, вероятно, *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg) и *H. striata* (Ehrenberg).

Средняя его часть состоит из двух зон: *G. aegyptica* (кern 18) и *Globotruncana gansseri* (кern 17).

Верхняя часть маастрихтского интервала представлена зоной *Abathomphalus mayaroensis* (керны 15, 16) [1, 13, 44]. Маастрихт несогласно перекрыт верхнепалеоценовой зоной *Globorotalia pusilla* [1, 44].

Изотопным исследованиям подверглись три пробы, составленные из раковин планктонных фораминифер (коллекция Е.А. Соколовой) зоны *Globotruncana tricarinata* (нижняя часть нижнего маастрихта). Проба 32-305-18-3-25-28(А) представлена исключительно хорошо сохранившимися полыми раковинами *Heterohelix globosa* (Ehrenberg) (фракция 0,05–0,20 мм); в пробе 32-305-18-4-99-12, помимо хорошо сохранившихся раковин *H. globosa*, присутствуют раковины двух других видов (*Hedbergella holmdelensis* (Olsson), *Globotruncana arca* (Cushman), фракция 0,05–0,315 мм и крупнее); проба 32-305-18-3-25-28 состоит в основном из также хорошо сохранившихся раковин фораминифер рода *Globotruncanita* (*G. subspinosa* (Pessagno), *G. stuartiformis* (Dalbiez)), а также *Globotruncana arca* (Cushman) – фракция 0,05–0,315 мм и крупнее). Несмотря на большое различие видового состава исследованных проб, все они характеризуются очень сходным изотопным составом кислорода и углерода: относительно низкими значениями  $\delta^{18}\text{O}$ , варьирующими от -1,3 до -0,9 ‰, и положительными значениями  $\delta^{13}\text{C}$ , колеблющимися от 1,3 до 1,4 ‰. Было выяснено, что раковины *Heterohelix globosa* формировались, по-видимому, при температуре 17,1 °С, а некоторые другие виды раннемаастрихтских планктонных фораминифер,

полученных из этого же стратиграфического подразделения скважины 305, могли обитать даже при несколько более низкой температуре (15,5–16,0 °С).

Эти данные хорошо согласуются с полученными ранее результатами изотопных исследований одновозрастного нанопланктона той же скважины [30]: значения  $\delta^{18}\text{O}$  нанопланктона варьируют от -1,1 до -0,66 ‰, что соответствует палеотемпературам 14,5–16,5 °С; значения  $\delta^{13}\text{C}$  нанопланктона также положительные (достигают 2,97 ‰). Раннемаастрихтские бентосные фораминиферы скважины 305, напротив, характеризуются положительными значениями  $\delta^{18}\text{O}$  (0,09 ‰), что соответствует температуре не выше 11,5 °С. Значения  $\delta^{13}\text{C}$  бентосных фораминифер также положительные (0,31 ‰) [32]. Сходная картина наблюдается и по фораминиферам, и нанопланктону из более поздних отложений маастрихтского века [32].

## Плато Онтонг-Джава

### Скважина 288А

Меловые отложения юго-восточной части плато Онтонг-Джава в Тихом океане представлены фораминиферово-нанопланктонным писчим мелом и известняками с прослоями кремней и алевроаргиллитов (более 500 м) [54]. Основными видами планктонных фораминифер писчего мела зоны *Globotruncana contusa* (верхняя часть нижнего и нижняя часть верхнего маастрихта) скважины 288А являются: *Pseudoguembelina excalata* (Cushman), *Rosita contusa* (Cushman), *Globotruncana arca* (Cushman), *Globotruncanita stuartiformis* (Dalbiez), *G. stuarti* (de Lapparent), *Pseudotextularia elegans* (Rzehak); некоторые другие более редкие планктонные фораминиферы здесь представлены *Pseudotextularia deformis* (Kikoin), *Pseudoguembelina cornuta* Seiglie, *Rasemiguembelina powelli* Smith et Pessagno, *Heterohelix striata* (Ehrenberg) и *Rosita fornicata* (Plummer).

В изотопном отношении были исследованы три пробы, представленные хорошо сохранившимися раковинами планктонных фораминифер (коллекция Е.А. Соколовой) из зоны *Globotruncana contusa*, но, вероятно, частично заполненные вторичным кальцитом. Последний хотя и очищался ультразвуком, но, возможно, сохранился в виде примеси во внутренних камерах некоторых раковин.

Пробы представлены различными размерными фракциями. Проба 30-288А-9-4-100-102(А) состоит исключительно из раковин *Globotruncanita stuarti* (de Lapparent) – это наиболее крупная фракция (>0,315 мм). Проба 30-288А-9-4-100-102(В) состоит из средней фракции (0,2–0,315 мм): комбина-

ции преимущественно раковин двух видов – *Pseudotextularia elegans* (Rzehak) и *Globotruncanita stuarti* (de Lapparent). Проба 30-288A-9-4-100-102(C) состоит из раковин наиболее мелкой фракции (0,05–0,2 мм), представленной главным образом видами *Pseudotextularia elegans* (Rzehak) и *Globotruncana arca* (Cushman). Пробы различных фракций показали очень сходные результаты: значения их  $\delta^{18}\text{O}$  варьируют от -1,8 до -1,4 ‰, что соответствует палеотемпературам 17,0–19,4 °C; значения  $\delta^{13}\text{C}$  высокие (2,3–2,8 ‰).

### Скважина 289

Разрез мела здесь представлен фораминиферово-нанопланктонным писчим мелом с желваками кремней, известняками с прослоями туфов и желваками кремней. Меловые отложения залегают на толеитовых базальтах и перекрываются палеоценовыми карбонатами. В разрезе установлены аптские, ранне-среднекампанские и позднекампанско-маастрихтские комплексы фораминифер и нанопланктона [1]. Отсутствие комплексов альб-сантонского интервала и редуцированная мощность (110 м) мела в целом объясняется значительной эрозией в альб-сантонское время.

Зона *Globotruncana gansseri* (верхняя часть нижнего и нижняя часть верхнего маастрихта) рассматриваемой скважины характеризуется следующим комплексом планктонных фораминифер: *Pseudoguembelina exalata* (Cushman), *Globotruncana arca* (Cushman), *G. rosetta* (Carsey), *G. falsostuarti* Sigal, *Globotruncanita stuartiformis* (Dalbiez), *G. stuarti* (de Lapparent), *Pseudotextularia elegans* (Rzehak), *Pseudoguembelina costulata* (Cushman); более редкими являются виды: *Pseudoguembelina palpebra* Bronnmann et Brown, *Heteronetix strata* (Ehrenberg), *Rosita fornicata* Plummer, *Globigerinelloides impensus* Sliter.

Четыре исследованные пробы представлены различными фракциями раковин планктонных фораминифер зоны *Globotruncana gansseri*. Раковины наилучшей сохранности, попавшие в пробы, предварительно очищались ультразвуком, но, возможно, и после этого сохранили небольшую примесь вторичного кальцита.

Значение  $\delta^{18}\text{O}$  в наиболее крупной фракции (>0,315 мм, проба 30-289-124-2-146-148A), представленной главным образом *Globotruncanita stuartiformis* (Dalbiez) и *Pseudoguembelina costulata* (Cushman), составляет -1,4 ‰, что соответствует палеотемпературе 17,7 °C; значение  $\delta^{13}\text{C}$  высокое (2,7 ‰).

Значение  $\delta^{18}\text{O}$  в средней фракции (0,2–0,315 мм, проба 30-289-124-2-146-148B), состоящей главным образом из раковин *Globotruncanita stuartiformis* (Dalbiez), *G. stuarti* (de Lapparent) и *Globotruncana*

*arca* (Cushman)), составляет -1,1 ‰ (16,5 °C); значение  $\delta^{13}\text{C}$  в пробе также высокое (2,8 ‰).

Значение  $\delta^{18}\text{O}$  в наиболее мелкой фракции (0,05–0,2 мм, проба 30-289-124-2-146-148C), представленной в основном раковинами *Pseudoguembelina costulata* (Cushman) и *Pseudotextularia elegans* (Rzehak), составляет -1,3 ‰, что соответствует палеотемпературе 17,0 °C; значение  $\delta^{13}\text{C}$  здесь также высокое (2,6 ‰).

Проба 30-289-124-1-133-135 представляет собой смесь перечисленных выше фракций (0,05–0,315 мм и крупнее) и состоит преимущественно из раковин *Pseudotextularia elegans* (Rzehak), *Globotruncanita stuartiformis* (Dalbiez), *G. stuarti* (de Lapparent) и *Globotruncana arca* (Cushman). Значение  $\delta^{18}\text{O}$  в пробе составляет -1,4 ‰, что соответствует палеотемпературе 17,7 °C; значение  $\delta^{13}\text{C}$  в пробе также высокое (2,6 ‰).

## Северная Америка (США)

### Штат Теннесси

Три анализированные раковины раннемаастрихтских двустворок (*Pterotrionia eufaulensis* (Gabb.)) из коллекции К. Танабэ, собранной в подразделении Кун Крик формации Ринли (Coon Creek Member, Rinley Formation), нацело представлены арагонитом без каких-либо примесей, имеют белую окраску. Значения  $\delta^{18}\text{O}$  в этих раковинах варьируют от -1,3 до -0,3 ‰, что соответствует палеотемпературам 16,7–21,2 °C. Значения  $\delta^{13}\text{C}$  в пробах положительные, но невысокие (1,4–2,0 ‰).

### Южная Дакота

Меловая формация Фокс Хилз в штате Южная Дакота представлена тремя подразделениями: Трэйл Сити (Trail City Member, Fox Hills Formation), соответствующем ранговой зоне *Hoploscaphites nicolletii*, Тимбер Лэйк (Timber Lake Member), соответствующем ранговой зоне *Jeletzkytes nebrascensis*, и Айрэн Лайтнинг (Iron Lightning Member). Хорошо сохранившиеся раковины аммоноидей из пограничных слоев нижнего и верхнего маастрихта известны в нижней части формации Фокс Хилз (Трэйл Сити), обнажающейся к западу от Миссури, в районе округов Корсон (Corson), Дивэй (Dewey) и Зайбэч (Ziebach). Формация отражает заключительный эпизод существования Западного внутреннего бассейна в Северной Америке и содержит наиболее молодые меловые морские фауны, известные в пределах этого бассейна [43]. Формация Фокс Хилз (76–107 м) сложена преимущественно алевроитовыми и песчаными фациями, подстилающимися сланцами Пайер и постепенно переходящими вверх по разрезу в конти-

нентальную формацию Хэлл Крик. Подразделение Трэйл Сити, отличающееся скоплениями аммоноидей, состоит из тонкого переслаивания аргиллитов и алевролитов с многочисленными горизонтами известковистых конкреций.

Комплекс аммоноидей ранговой зоны *Hoploscaphites nicolletii* представлен следующими видами: *Hoploscaphites nicolletii* (Morton), *H. comprimis* (Owen), *Jeletzkytes nebrascensis* (Owen), *J. spedeni* Landman et Waage, *Discoscaphites conradi* (Morton), *D. gulosus* (Morton) и представителями родов *Sphenodiscus* и *Spyridoceramus*.

Комплекс верхней аммонитовой зоны формации (*Jeletzkytes nebrascensis*), соответствующей подразделению Тимбер Лэйк, представлен следующими видами: *Jeletzkytes nebrascensis* (Owen), *Hoploscaphites comprimis* (Owen), *Discoscaphites gulosus* (Morton), *D. conradi* (Morton), а также представителями *Sphenodiscus* и *Baculites* [43].

Для анализа были использованы три хорошо сохранившиеся раковины двустворок серебристо-кремового и серовато-розового цветов, сложенные на 73–100 % арагонитом, и пять серебристо-кремовых раковин аммоноидей также с высоким содержанием арагонита (83–97 %) из пограничных слоев нижнего и верхнего маастрихта подразделения Трэйл Сити округов Дивэй и Корсон (коллекция Я. Шигэты). Наиболее хорошо сохранившиеся раковины двустворок (FH-2, PM14784-2, PM14781-2) с содержанием арагонита около 97–100 % характеризуются несколько более низкими значениями  $\delta^{18}\text{O}$  (варьирующими от -2,3 до -1,7 ‰) и более высокими значениями  $\delta^{13}\text{C}$  (0,9–3,8 ‰) по сравнению с раковинами аммоноидей из подразделения Трэйл Сити округа Дивэй. Палеотемпература, рассчитанная по изотопному составу кислорода раковин двустворок, обитавших в водах с нормальной соленостью, не превышает 22,8 °C.

Анализируемая проба PM14784-1 сложена материалом двух мелких серебристо-белых раковин аммонитов (*Hoploscaphites nicolletii* (Morton), *microconch*). Значение  $\delta^{18}\text{O}$  в пробе составляет -0,5 ‰, что соответствует палеотемпературе 17,6 °C. Значение  $\delta^{13}\text{C}$  здесь негативное (-1,8 ‰). Значение  $\delta^{18}\text{O}$  в раковине *Jeletzkytes spedeni* Landman et Waage (PM14781-1) составляет -1,4 ‰, что соответствует палеотемпературе 21,3 °C, значение  $\delta^{13}\text{C}$  в этой пробе – 0,0 ‰. Значение  $\delta^{18}\text{O}$  в раковине аммонита *Discoscaphites gulosus* (Morton) (PM14787) составляет -1,2 ‰, что соответствует палеотемпературе 20,7 °C, но значение  $\delta^{13}\text{C}$  в этой пробе очень низкое (-5,2 ‰). Анализ одной из раковин аммонита *Discoscaphites gulosus* (Morton) (DK-3) и одной из раковин двустворок (D1-5) из подразделения Трэйл Сити округа Корсон

показал необычно низкие значения  $\delta^{18}\text{O}$ , варьирующие от -4,9 до -3,3 ‰.

Приведенная картина дополняет результаты анализа позднемаастрихтских беспозвоночных зоны *Jeletzkytes nebrascensis*, полученные Дж.К. Кохрэнном с соавторами [26] на материале по десяти хорошо сохранившимся раковинам аммонитов, двум рострам белемнитов, двум раковинам наутилоидей и одной гастроподы. Судя по изотопному составу кислорода в этих раковинах, аммоноидеи обитали при температуре 13,8–22,4 °C, белемноидеи – при 10,7–17,3 °C, гастропода – при 17,6 °C.

### Скважина 390А, Северная Атлантика

Скважина 390А размещается в северо-западной части Атлантики. Керн 83-86 мм скважины 390А, соответствующий зоне *Globotruncana tricarinata* (нижняя часть нижнего маастрихта), характеризуется следующим комплексом планктонных фораминифер: *G. linneiana* (d'Orbigny), *G. arca* (Cushman), *Rosita fornicata* Plummer, *Globotruncanita stuartiformis* (Dalbiez); среди более редких видов называются *Planoglobulina multicamerata* de Klasz, *Gublerina robusta* (de Klasz), *Globigerinelloides volutes* (White). Значение  $\delta^{18}\text{O}$  валовой пробы (44-390А-14-1-83-86), представленной раковинами всех видов упомянутого интервала, составляет -0,5 ‰, что соответствует палеотемпературе 14,1 °C; значение  $\delta^{13}\text{C}$  в этой пробе положительное (2,0 ‰). Другая проба (44-390А-14-1-83-86) из этого же интервала состоит из очень хорошо сохранившихся полых раковин *Globotruncana*, но полученный результат сходен с предыдущим: значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  составляют, соответственно, -0,8 ‰ ( $T=15,1$  °C) и 2,0 ‰.

Керн 86–90 мм скважины 390А, соответствующий той же зоне (*Globotruncana tricarinata*), характеризуется следующим комплексом планктонных фораминифер: *G. linneiana* (de Orbigny), *G. arca* (Cushman), *G. falsostuarti* Sigal, *Rosita fornicata* Plummer, *Globotruncanita stuartiformis* (Dalbiez), *Planoglobulina multicamerata* de Klasz. Значение  $\delta^{18}\text{O}$  валовой пробы (44-390А-14-2-86-90), представленной раковинами видов данного интервала, составляет -0,6 ‰, что соответствует палеотемпературе 14,4 °C; значение  $\delta^{13}\text{C}$  в пробе положительное (2,0 ‰).

### Скважина 516F, Южная Атлантика

Скважина 516F располагается в южной части Атлантики. Зона *Globotruncana tricarinata* (нижняя часть нижнего маастрихта) этой скважины характеризуется преимущественно следующими видами планктонных фораминифер: *Globotruncana arca* (Cushman), *G. linneiana* (d'Orbigny), *G. falsostuarti*

Sigal, *Globotruncanita stuartiformis* (Dalbiez), *Rosita fornicata* Plummer, *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer), *R. hexacamerata* Bronnimann, *Gublerina robusta* (de Klasz), *Planoglobulina brazoensis* Martin; кроме этого в составе комплекса встречаются такие очень редкие виды, как *Ventrilabrella riograndensis* Martin, *V. manuelensis* Martin, *Globigerinelloides asperus* (Ehrenberg), *Heterohelix striata* (Ehrenberg). Позднемаастрихтский комплекс планктонных фораминифер зоны *Abathomphalus mayaroensis* в описываемой скважине представлен в основном следующими видами: *Globotruncanita stuartiformis* (Dalbiez), *G. conica* (White), *Rasemiguembelina fructicosa* (Egger), *Pseudoguembelina excalata* (Cushman); очень редкими видами комплекса являются *Rosita patelliformis* (Gandolfi) и *Abathomphalus mayaroensis* (Bolli).

Для изотопного анализа были использованы две валовые пробы раковин планктонных фораминифер зоны *Globotruncana tricarinata* (72-516F-100-2-34-38 и 72-516F-100-3-35-39) и одна валовая проба (72-516F-92-4-109-113), составленная из фораминифер зоны *Abathomphalus mayaroensis*. Все исследованные раковины фораминифер, как обычно, состоят из кальцита, но в их внутренних полостях присутствует более или менее значительная примесь вторичного анкерита. На данной стадии исследований мы не имели возможности отделить эту примесь. Анкеритовое насыщение раковин вызвало неестественное понижение значений  $\delta^{18}\text{O}$  в исследованных пробах: до -4,0 ‰ для проб, составленных из фораминифер зоны *Globotruncana tricarinata* ( $\delta^{13}\text{C}$  = 1,5 ‰) и до -4,1 ‰ для пробы фораминифер зоны *Abathomphalus mayaroensis* ( $\delta^{13}\text{C}$  = 1,9 ‰). Рассчитанные палеотем-

пературы, как и ожидалось, оказались неестественно высокими ( $T$  = 29,6–30,2 °C).

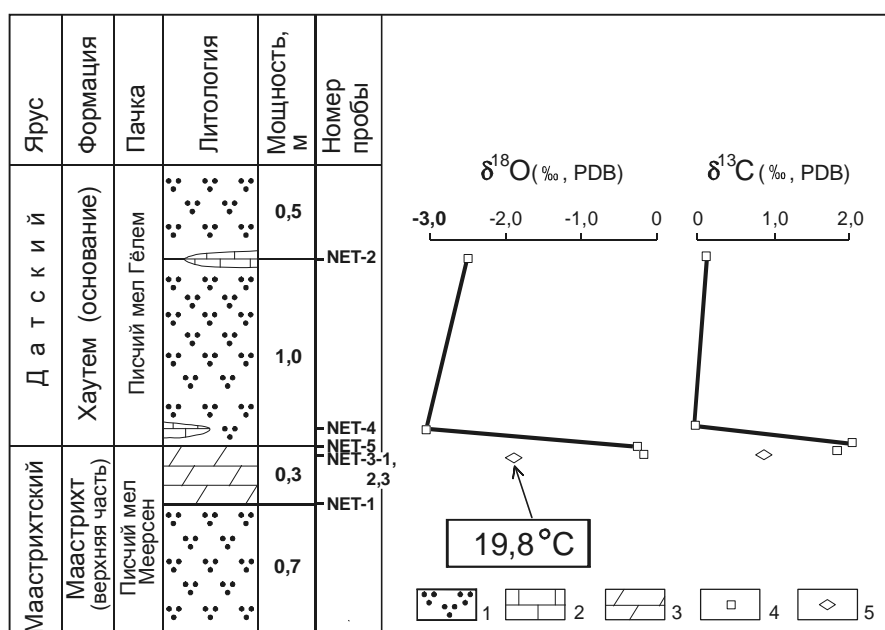
### Карьер Анкерпорт (Ankerpoort), Нидерланды

В околостратотипической местности маастрихтского яруса верхним подразделением меловой системы является писчий мел Меерссен (Meerssen Chalk), обнажающийся в карьере Анкерпорт, расположенном в 6 км к северо-востоку от города Маастрихт. На южной окраине города расположен стратотипический разрез маастрихтского яруса. Писчий мел содержит остатки аммоноидей родов *Menuites*, *Baculites*, *Hoploscaphtes*, *Shenodiscus*. Перекрывающие отложения датского яруса представлены писчим мелом подразделения Гёлем (Geulhem Member) [41] (рис. 5).

Значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  в исследованной нами, хорошо сохранившейся кальцитовой раковине двустворки отряда Taxodontidae (NET-3-3) из верхней части верхнего маастрихта (рис. 5) составляют, соответственно, -1,9 ‰ (19,8 °C) и 0,8 ‰.

### РАСЧЕТ ПАЛЕОТЕМПЕРАТУР ПО МОЛЛЮСКАМ ЗАПАДНОГО ВНУТРЕННЕГО БАССЕЙНА СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ

На рисунках 6–8 показаны все известные данные по изотопным палеотемпературам маастрихта, в том числе некоторые оригинальные данные по Западному внутреннему бассейну (Western Interior Seaway) Северной Америки (штаты Теннесси, Южная Дакота), Корякскому нагорью, Сахалину, поднятию Шатского, плато Онтонг-Джава, Северной и Южной Атлантике. Новые данные по раннемаастрихтским тригонидам штата Теннесси (около 3° се-



**Рис. 5.** Соотношения изотопов кислорода и углерода в органических карбонатах верхнего маастрихта и нижнего дания Нидерландов (формации Маастрихт и Хаутем).

1 – писчий мел, 2 – известняк, 3 – доломит, 4 – карбонатная порода, 5 – раковина двустворчатого моллюска.

верной палеошироты) свидетельствуют о существовании достаточно высоких придонных температур вод (16,7–21,2 °С) шельфа южной оконечности Западного внутреннего бассейна (рис. 6). При определении температур поверхностных вод меловых мелководных бассейнов по температурам придонных вод здесь и далее мы используем небольшую поправку (около 2,5 °С). В результате мы предполагаем, что температуры поверхностных вод Западного внутреннего бассейна в начале раннемаастрихтского времени колебались от 19,2 до 23,7 °С.

Судя по новым данным по аммоноидеям штата Южная Дакота (около 42° северной палеошироты), в конце раннего – начале позднего маастрихта палеотемпературы придонных вод южной части Западного внутреннего бассейна составляли 17,6–22,8 °С (рис. 7), а поверхностные воды этого бассейна, очевидно, имели температуру около 20,1–25,3 °С.

Согласно недавно полученным данным, основывающимся на результатах изотопного анализа аммоноидей, наутилоидей и белемноидей Западного внутреннего бассейна [26], позднемаастрихтские палеотемпературы придонных вод полносоленых участков этого пролива колеблются от 10,7 до 22,4 °С (рис. 8) (температуры поверхностных вод, с учетом условной поправки, составляли, по-видимому, 13,2–24,9 °С).

Как отмечалось ранее [11], Западный внутренний бассейн и подобные ему проливы в Северном полушарии, ориентированные меридионально, в меловое время служили, очевидно, в качестве основных путей переноса тепла из тропиков в высокие широты.

#### **ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД НИЗКИХ ШИРОТ ПО МОЛЛЮСКАМ**

Изотопный состав арагонитовых раковин тригоний из нижней части нижнего маастрихта и арагонитовых раковин цефалопод из нижнего и верхнего маастрихта Западного внутреннего бассейна в случае обитания их в водах с нормальной соленостью свидетельствует о достаточно высоких температурах поверхностных вод этого бассейна (до 23,7 °С в начале раннего, до 25,3 °С в конце раннего – начале позднего маастрихта и до 24,9 °С в конце позднего маастрихта). Поскольку южная часть рассматриваемого меридионального пролива имела непосредственный тепловой обмен с поверхностными водами тропиков, рассчитанные для нее максимальные температуры должны приближаться к температурам поверхностных вод приэкваториальной части океанов.

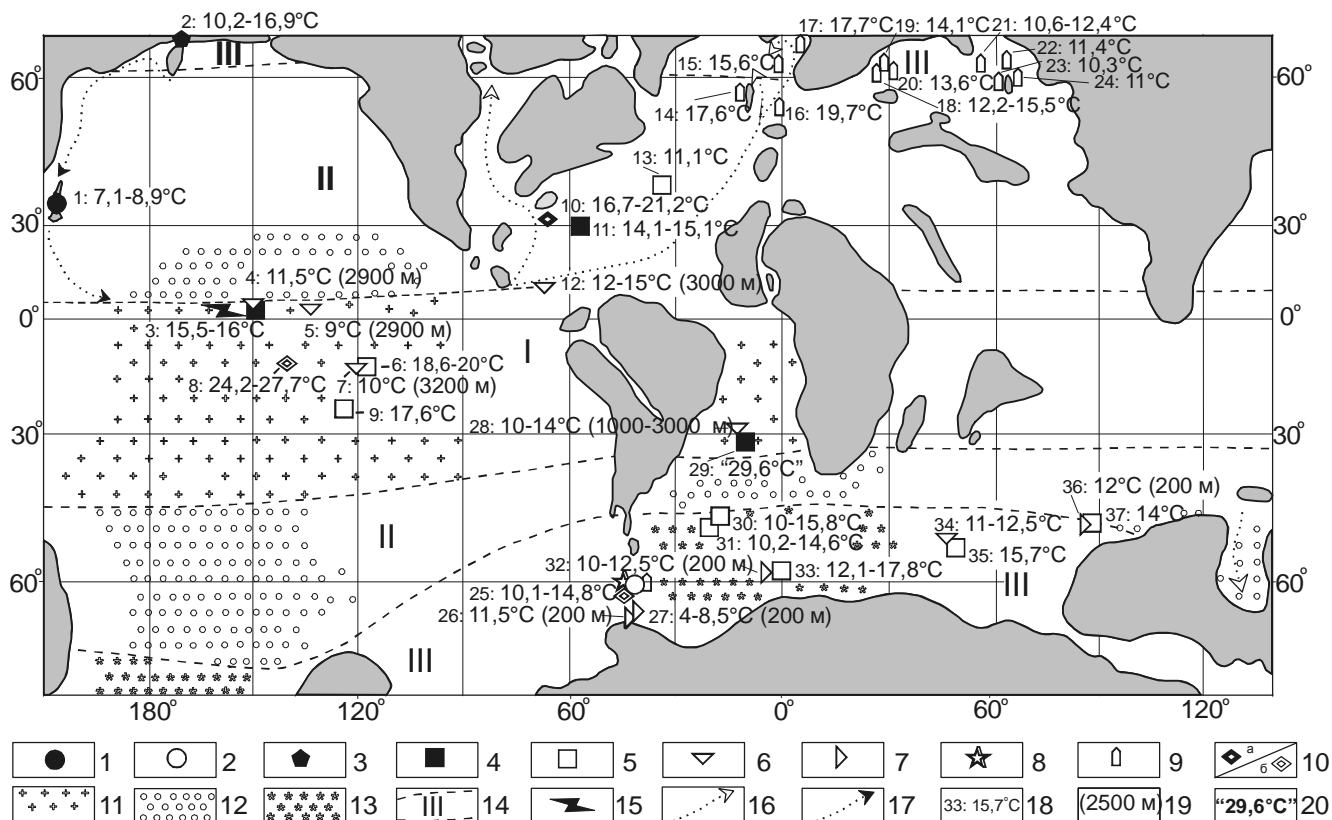
Таким образом, рассчитанные по изотопному составу моллюсков палеотемпературы поверхностных вод низких широт начала раннемаастрихтского времени (не ниже 23,7°) и конца раннего – начала позднего маастрихта (не ниже 25,3°) (рис. 9) оказываются не менее чем на 3,7–4,3 °С выше соответствующих максимальных палеотемператур, рассчитанных по планктонным фораминиферам приэкваториальной части Пацифики [29, 30, 31, 50, 56]. Предполагаемые палеотемпературы поверхностных вод тропиков конца позднемаастрихтского времени (не ниже 24,9 °С), рассчитанные по данным Дж.К. Кохрана с соавторами [26], не противоречат результатам, недавно полученным по планктонным фораминиферам низких широт этого времени (26,6 °С) [29].

Если исходить из вышеизложенного (принимая во внимание сделанные поправки), температуры поверхностного слоя воды в тропиках в маастрихте были не более чем на 0,8–3,7 °С ниже температуры поверхностного слоя в современных тропиках между 5 и 10° с.ш. [15]. Вместе с тем, учитывая ограниченность анализированного материала из маастрихта Западного внутреннего бассейна Северной Америки (исследовано всего 19 проб из раковин двустворчатых, брюхоногих и головоногих моллюсков, обитавших в водах с нормальной соленостью), полученные результаты нуждаются в проверке и уточнении.

К выводу о высоких температурах поверхностных вод открытых океанов в тропиках в маастрихте на основе данных по моллюскам, как упоминалось выше, пришли ранее П.А. Уилсон и Б.Н. Опдаик [63]. Исходя из данных по арагонитовым раковинам рудистов скважины 877А, они сделали вывод о том, что палеотемпературы придонной части шельфа тропического палеоатолла могли колебаться в раннем маастрихте от 24,2 до 27,7 °С. Однако следует принимать во внимание большую вероятность некоторого завышения рассчитанных палеотемператур в этом случае в связи с предрасположенностью рудистов к фотосимбиотическим адаптациям [42, 45, 53, 54, 59, 60].

#### **ТАНАТОЦЕНОЗЫ ПЛАНКТОННЫХ ФОРАМИНИФЕР И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД ТРОПИКОВ ПО ФОРАМИНИФЕРАМ**

Различаются три типа маастрихтских планктонных фораминифер: (1) тропическо-субтропический, (2) субтропический и (3) умеренно-теплый (рис. 6–8) [13]. Особенности распространения планктонных фораминифер в значительной степени отражают, очевидно, климатическую зональность маастрихтского века.



**Рис. 6.** Регистрационная карта палеотемператур начала раннего маастрихта, рассчитанных по изотопному составу органогенных карбонатов.

1–2 – по раковинам аммонитов: 1 – оригинальные данные, 2 – литературные данные; 3 – по раковинам брахиопод (оригинальные данные); 4–5 – по раковинам планктонных фораминифер: 4 – оригинальные данные, 5 – литературные данные; 6–7 – по бентосным фораминиферам (литературные данные): 6 – океанические глубины, 7 – мелководье; 8 – по раковинам наутилоидей (литературные данные); 9 – по рострам белемнитов (литературные данные); 10 – по раковинам двустворок (а – оригинальные и б – литературные данные); 11–13 – типы танатоценозов планктонных фораминифер [13, 14]: 11 – тропико-субтропический, 12 – субтропический, 13 – умеренно-теплый; 14 – климатические зоны (I – тропическая-субтропическая, II – субтропическая, III – тепло-умеренная) и их границы; 15 – апвеллинг, 16 – предполагаемые теплые течения; 17 – предполагаемые холодные течения; 18 – номер местонахождения и палеотемпература; 19 – глубина; 20 – палеотемпературы, рассчитанные по диагенетически измененному материалу. Местонахождения: 1 – р. Найба, Сахалин [68], 2 – р. Тундровая, Корьякское нагорье [8], 3–4 – скважина 305, поднятие Шатского [32]; 3 – по планктонным фораминиферам (оригинальные данные), 4 – по бентосным фораминиферам; 5 – скважина 465, Центральная Пацифика [23], 6–7 – скважина 171, гайот Хорайзн [31]; 6 – по планктонным фораминиферам, 7 – по бентосным фораминиферам, 8 – гайот Воудджебато [63], 9 – скважина 167, Магелланово поднятие [31], 10 – штат Теннесси, США (оригинальные данные), 11 – скважина 390А, Северная Атлантика (оригинальные данные), 12 – скважина 151/152, Карибское море [2], 13 – скважина 384, Северная Атлантика [2], 14 – Англия [46, 47], 15 – Дания [46, 47], 16 – Нидерланды [46, 47], 17 – Швеция [46, 47], 18 – Украина [16], 19 – Черниговская область, северная Украина [47], 20 – Сумская область, северная Украина [47], 21 – Южный Урал [16], 22 – Зауралье [16], 23 – р. Эмба [4], 24 – р. Аят, Тургайский район [4], 25 – о-ва Джеймса Росса и Вега [56], Антарктика, 26 – о-в Сеймур, Антарктика [19], 27 – там же [56], 28 – скважина 357, Южная Атлантика [19], 29 – скважина 516F, Южная Атлантика (анкеритовое заражение – оригинальные данные), 30 – скважина 327А, плато Фолкленд [39], 31 – скважина 511, плато Фолкленд [39], 32–33 – скважина 690, Южная Атлантика [19]: 32 – по бентосным фораминиферам, 33 – по планктонным фораминиферам, 34 – скважина 747, Южная Пацифика [21], 35 – скважина 750, Южная Пацифика [21], 36 – скважина 261, Южная Пацифика [21], 37 – скважина 261, Южная Пацифика [21].

**Тропическо-субтропический тип** характеризуется высоким разнообразием видов планктонных фораминифер, включая обильные теплолюбивые виды: *Globotruncana aegyptica* (Nakkady), *Pseudo-*

*guembelina costulata* (Cushman), *Rosita plicata* (Whita), *Gublerina robusta* (de Klasz), *Globotruncana rosetta* (Carsey), *Rugotruncana subcircumnadifer* (Gandolfi), *Rosita patelliformis* (Gandolfi), *Rugotrunc-*

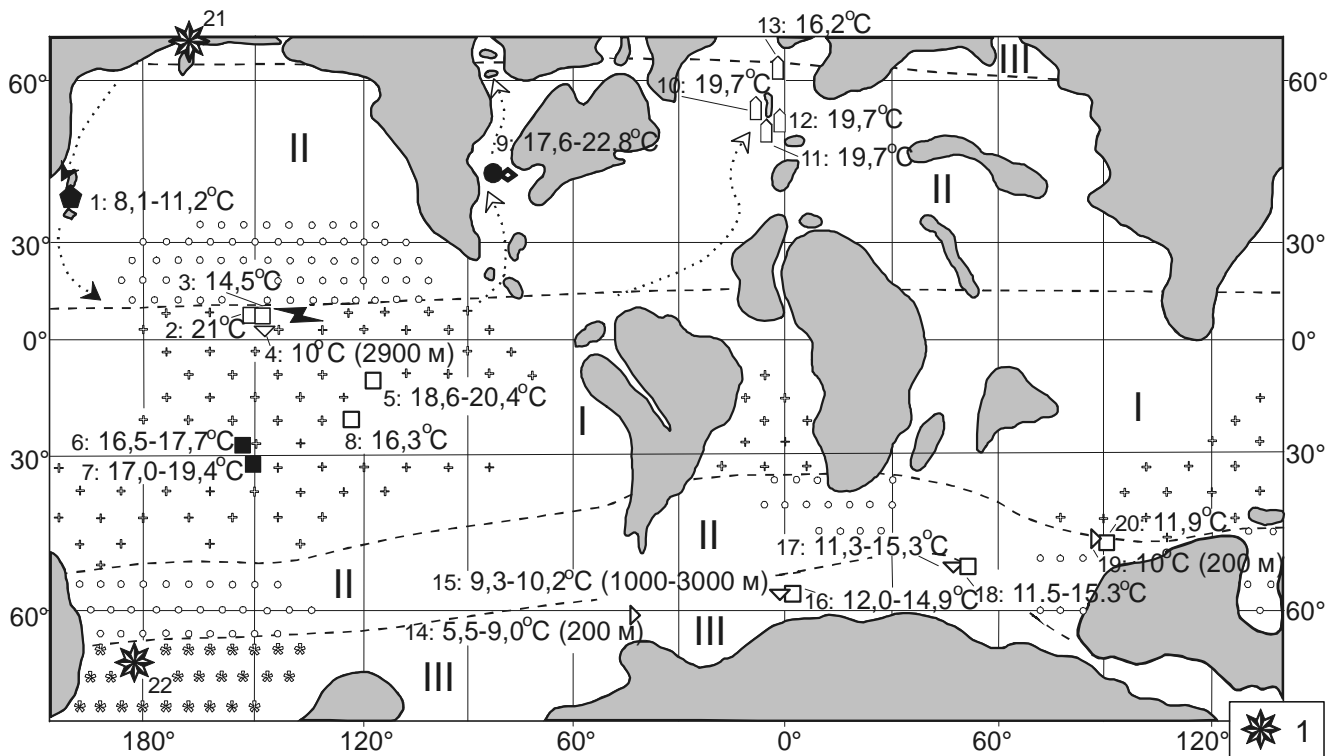


Рис. 7. Регистрационная карта палеотемператур конца раннего – начала позднего маастрихта, рассчитанных по изотопному составу органогенных карбонатов.

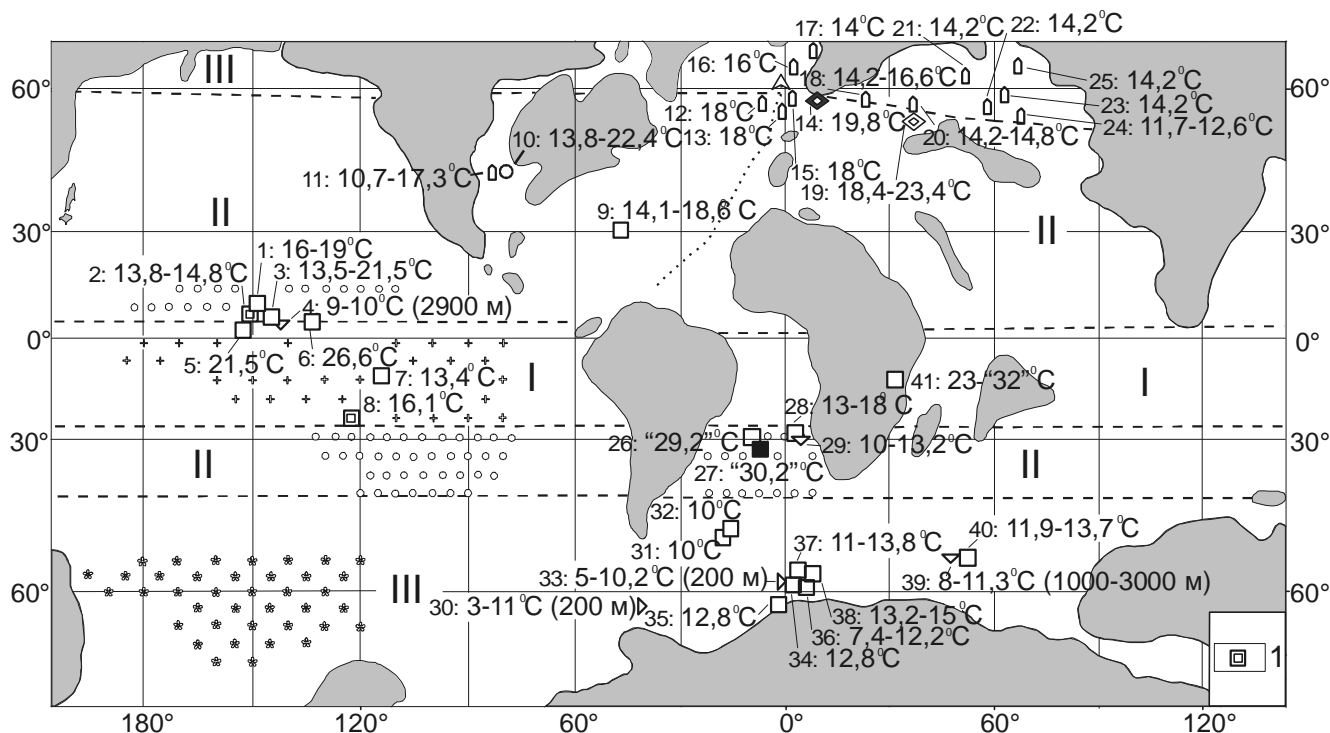
1 – радиоларии бореального типа [1]. Прочие обозначения как на рис. 6. Местонахождения: 1 – р. Найба, Сахалин [68], 2 – скважина 47, поднятие Шатского [30], 3–4 – скважина 305, поднятие Шатского [32]: 3 – по планктонным фораминиферам, 4 – по бентосным фораминиферам, 5 – скважина 171, гайот Хорайзн [31], 6 – скважина 289, плато Онтонг-Джава, 7 – скважина 288А, плато Онтонг-Джава, 8 – скважина 167, Магелланово поднятие [31], 9 – Южная Дакота (оригинальные данные), 10 – Англия и Нидерланды (информация по изотопным температурам конца раннего и начала позднего маастрихта Западной Европы здесь и далее дана [46, 47], с учетом распределения данных, приведенных на рис. 47 [16], 11 – Франция [46, 47], 12 – Бельгия и Нидерланды [46, 47], 13 – Дания, Швеция и Польша [46, 47], 14 – о-в Сеймур, Антарктика [19], 15–16 – скважина 690, Южная Атлантика [21]: 15 – по бентосным фораминиферам, 16 – по планктонным фораминиферам, 17–18 – скважина 750, Южная Пацифика [21]: 17 – по бентосным фораминиферам, 18 – по планктонным фораминиферам, 19–20 – скважина 761, Южная Пацифика [21]: 19 – по бентосным фораминиферам, 20 – по планктонным фораминиферам, 21 – Корьяское нагорье [1], 22 – поднятие Лорд Хау [1].

*cana subpennyi* (Gandolfi), *Rosita fornicata* Plummer, *Globotruncana austinensis* Gandolfi.

**Субтропический тип** характеризуется обилием и высоким разнообразием: *Globotruncana arca* (Cushman), *G. linneiana* (de Orbigny), *G. orientalis* (El Naggar), *G. esnehensis* Nakkady, *G. stephensoni* Pessagno, *G. nothi* (Bronnimann et Brown), *G. falsostuarti* Sigal, *G. hilli* Pessagno, *G. dupeublei* Caron, *G. insignis* Gandolfi, *Rugotruncana ellisi* (Bronnimann et Brown), *Globotruncanella angulata* (Tiley), *G. stuartiformis* (Dalbiez), *G. subspinosa* (Pessagno), *G. elevata* (Brotzen), *G. bulloides* Vogler, *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer), *Rugoglobigerina hexacamerata* Bronnimann, *Globotruncanella petaloidea* (Gandolfi), *Globotruncanella havanensis* (Voorwijk), *P. carseyae* (Plummer), *Planoglobulina multicamerata* de Klasz.

**Умеренно-теплый тип** выделяется отсутствием тропических видов и своим наиболее низким родовым разнообразием: *Globigerinelloides multispinatus* (Lalicker), *G. prairiehillensis* Pessagno, *G. subcarinatus* (Bronnimann), *G. yaucoensis* (Pessagno), *G. impensus* Sliter, *G. asperus* (Ehrenberg), *G. volutes* (White), *Heterohelix planata* (Cushman), *H. ultimatumida* (White), *H. punctulata* (Cushman), *H. pulchra* (Brotzen), *H. striata* (Ehrenberg), *H. globulosa* (Ehrenberg), *H. semicostata* (Cushman), *Hedbergella monmouthensis* (Olsson), *H. holmdelensis* Olsson.

Нами были выполнены собственные изотопные исследования раковин хорошо сохранившихся полых планктонных фораминифер из низких широт Тихого (скв. 305, около 2° северной палеошироты; 288А, около 31° южной палеошироты и 289, около 29° юж-



**Рис. 8.** Регистрационная карта палеотемператур конца позднего маастрихта, рассчитанных по изотопному составу органогенных карбонатов.

1 – нанопланктон. Прочие обозначения как на рис. 6. Местонахождения: 1 – скважина 47, поднятие Шатского [23], 2 – скважина 47.2, поднятие Шатского [30, 32], 3–4 – скважина 305, поднятие Шатского [32]: 3 – по планктонным фораминиферам, 4 – по бентосным фораминиферам, 5 – скважина 577А, поднятие Шатского [29], 6 – скважина 465А, поднятие Шатского [29], 7 – скважина 171, гайот Хорайзн [31], 8 – скважина 167, Магеллановы горы [31], 9–10 – Южная Дакота [26]: 9 – по белемнитам, 10 – по аммонитам, 11 – скважина 390А, Северная Атлантика [37], 12 – Англия [46, 47], 13 – Франция [46, 47], 14–15 – Нидерланды: 14 – по двустворкам (оригинальные данные), 15 – по белемнитам [46, 47], 16 – Дания [46, 47], 17 – Швеция [46, 47], 18 – Львовская область, западная Украина [16], 19–20 – Крым [16]: 19 – по двустворкам, 20 – по белемнитам, 21 – р. Сура, Русская платформа [16], 22 – Мангышлак [16], 23 – междуречье Урала и Эмбы [16], 24 – низовья р. Амударья и северное Приаралье [16], 25 – р. Аят, Зауралье [16], 26 – скважина 357, Южная Атлантика [29], 27 – скважина 516F, Южная Атлантика (анкеритовое заражение – оригинальные данные), 28–29 – скважина 515А, Южная Атлантика [17]: 28 – по планктонным фораминиферам, 29 – по бентосным фораминиферам, 30 – о-в Сеймур, Антарктика [20], 31 – скважина 511, плато Фолкленд [39], 32 – скважина 327, плато Фолкленд [39], 33–34 – скважина 690, Антарктика [21]: 33 – по бентосным фораминиферам, 34 – по планктонным фораминиферам, 35 – скважина 692, Антарктика [61], 36 – скважина 690, Антарктика [39], 37 – скважина 689В, Антарктика [61], 38 – скважина 689С, Антарктика [62], 39–40 – скважина 750, Антарктика [21]: 39 – по бентосным фораминиферам, 40 – по планктонным фораминиферам, 41 – Танзания [55].

ной палеошироты) и Атлантического (скв. 390А, около 29° северной палеошироты) океанов, подтверждающие представления об относительно высоких значениях  $\delta^{18}\text{O}$  в их раковинах. Оригинальные исследования разных видов показали колебания значений  $\delta^{18}\text{O}$  в раковинах планктонных фораминифер, обитавших в экваториальном районе Тихого океана в начале раннего маастрихта, от -1,3 до -0,9 ‰ (соответствует палеотемпературам 15,5–17,1 °C) и в раковинах планктонных фораминифер того же возраста из субтропиков Атлантики – от -0,8 до -0,5 ‰ (14,1–15,1 °C).

Сходная картина была получена и по субтропикам конца раннего – начала позднего маастрихта: колебания значений  $\delta^{18}\text{O}$  в исследованных раковинах планктонных фораминифер с 29–31° южных палеоширот Тихого океана составляют от -1,8 до -1,3 ‰ (соответствует палеотемпературам 17,7–19,4 °C). Новые данные хорошо согласуются с результатами, полученными по маастрихтским фораминиферам другими авторами [29, 30, 31, 50], и существенно отличаются от соответствующих данных по фораминиферам некоторых других веков мелового периода [64].

Максимальная палеотемпература, установленная по планктонным фораминиферам начала раннего



маастрихта тропиков Тихого океана Р. Дж. Дугласом и С.М. Савиным [31], не превышала 20 °С, по планктонным фораминиферам конца раннего – начала позднего маастрихта – 21 °С [30]. Для тропиков открытого океана конца позднего маастрихта по фораминиферам долгое время также устанавливались низкие палеотемпературы, не превышающие 19 °С [23, 31], и, как отмечалось выше, только недавно здесь были установлены более высокие температурные интервалы (21,5–26,6 °С) обитания некоторых видов [29].

Интерес представляет замечание Г.Д. Прайса и М.Б. Харта [57] о том, что, хотя Э.Дж. Бэррон с соавторами [22] заранее моделировали относительно низкие температуры поверхностных вод тропической части океанов как возможный результат увеличения переноса тепла из тропиков в высокие широты, изотопные температуры, рассчитанные для мела классическим путем, основывающимся на использовании данных изотопного состава раковин фораминифер, представляются, тем не менее, излишне низкими.

В настоящее время имеются данные о маастрихтских фораминиферах не только открытых океанов, но и эпиконтинентальных морей. Так, недавно П.Н. Пирсон с соавторами [55] получили изотопные температуры по планктонным фораминиферам конца позднего маастрихта шельфа Танзании, на основе которых делается вывод о том, что температуры низких широт этого времени были такими же, как в современных тропиках, а возможно, и несколько выше. Вместе с тем, и современные значи-

тельно изолированные морские бассейны в тропиках характеризуются более высокими температурами воды, чем это имеет место в открытом океане.

Исследователи приводят разные объяснения необычно низким значениям δ<sup>18</sup>O в раковинах многих видов меловых и палеогеновых планктонных фораминифер тропиков, главным образом, Тихого океана:

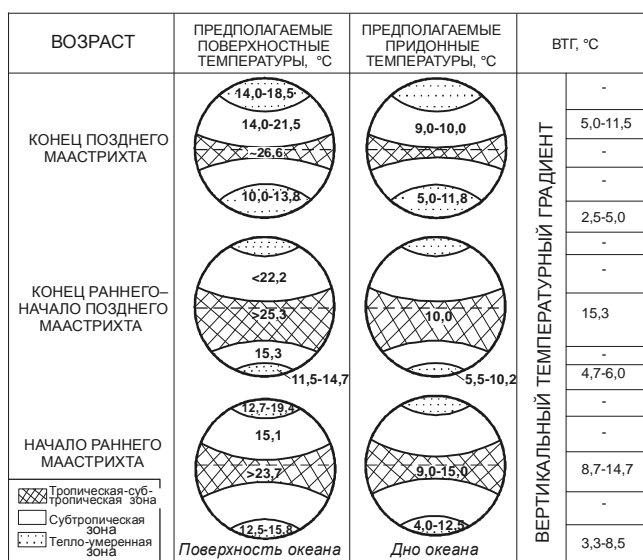
**1. Диагенез.** Как отмечалось ранее, по мнению Д.П. Шрэга [58], Р.Н. Пирсона [55] и некоторых других авторов, это явление может быть артефактом при значительной диагенетической перекристаллизации органогенных карбонатов под влиянием холодных придонных вод океанических глубин, в результате чего предполагается увеличение значений δ<sup>18</sup>O в океанических осадках. Этот предполагаемый тип диагенетических изменений прямо противоположен нормальной тенденции диагенеза карбонатов мелководий в сторону уменьшения значений δ<sup>18</sup>O под влиянием метеорных вод.

**2. Термоклин.** П.А. Уилсон и Б.Н. Опдайк [63], признавая возможное влияние перекристаллизации раковин планктонных фораминифер на изменение их изотопного состава, допускают также, что сходный эффект может быть вызван обитанием фораминифер в условиях резкой смены температур (термоклин или субтермоклин) на определенной океанической глубине. С. Д'Онт и М.А. Артур [29] также склоняются к выводу о том, что, наряду с диагенезом [48], роль вертикальной миграции планктонных фораминифер в более глубокие (прохладные) воды океана следует признать существенной для изменения изотопного состава их раковин.

Большинство специалистов по ископаемым фораминиферам считает, что хорошо подобранный материал из раковин фораминифер, очищенных от вторичного кальцита, нередко заполняющего полости их раковин и поры, вполне пригоден для изотопных исследований с целью термометрии [29, 37, 40, 50, 57], но при этом важно установить, на каких глубинах происходило формирование их раковин. Для подтверждения обитания планктонных фораминифер вблизи поверхности океана нередко используются сведения о степени вздутости их раковин и относительно высоких значениях δ<sup>13</sup>C [37].

**3. Гиперсоленость.** Дж. Д. Прайс и М.Б. Харт [57] считают, что высокие значения δ<sup>18</sup>O в раковинах меловых планктонных фораминифер низких широт могли быть вызваны увеличением солености вод океана вблизи экватора.

**4. Апвеллинг.** По мнению Дж. Захоса с соавторами [66], Дж.Д. Прайса и М.Б. Харта [57], данные изотопно-кислородного анализа, показывающие от-



**Рис. 9.** Данные к предварительной реконструкции температурных условий поверхности и дна океанов для начала раннего, конца позднего–начала раннего и конца позднего маастрихта.

носителем низкие температуры поверхностных вод в тропической части Тихого океана в меловое время, являются вполне надежными, но они отражают температурные условия апвеллинговых зон (относительно низкие термальные градиенты для некоторых веков мелового периода свидетельствуют в пользу существования апвеллингов в это время, что в итоге способствовало активному перемешиванию вод океана).

Каждый из рассмотренных факторов правомерен для объяснения необычного изотопного состава раковин среднеальбских, маастрихтских, а также ранне- и позднепалеогеновых планктонных фораминифер тропиков. Но для маастрихтского времени наибольшее значение имеют, по-видимому, такие факторы, как локальное влияние апвеллинга и течений, судя по асимметричному по отношению к экватору размещению ареалов тропических видов фораминифер [13, 14], а также ярко выраженная вертикальная миграция планктонных фораминифер.

Несмотря на то, что степень выявления диагенеза у кальцитовых раковин беспозвоночных значительно ниже, чем у арагонитовых раковин, нужно признать, что роль диагенетических изменений раковин фораминифер для объяснения парадоксально низких температур, рассчитанных по изотопному составу этих раковин, по-видимому, завышена, принимая во внимание заметное различие в изотопном составе раковин бентосных и планктонных фораминифер [40], отдельных групп планктонных фораминифер, занимавших разные экологические ниши, а также видов, различающихся по фотосимбионтным адаптациям [36]. При диагенезе все эти различия были бы существенно сглажены. Явно диагенетически измененные раковины фораминифер обычно исключаются из процесса термометрии.

Нужно признать, что наблюдения за диагенетическими процессами, происходящими на дне океана, не отличаются еще достаточной полнотой. Дж. Захос и др. [66] приводят примеры перекристаллизации раковин на больших глубинах, приводящей к увеличению значений  $\delta^{18}\text{O}$ . Изучая раннемаастрихтских планктонных фораминифер скважины 516F Южной Атлантики, мы столкнулись с другой формой вторичного изменения на больших глубинах: нереально высокие палеотемпературы (30,2 °C), полученные по этим неочищенным раковинам, мы объясняем заполнением их полостей вторичным анкеритом. Не исключено, что палеотемпературы, рассчитанные по раковинам фораминифер из ближайшей скважины 357 (29,2 °C) [29], объясняются той же причиной. Завышенные палеотемпературные результаты по скважине 390А, не подтверждающиеся нашими данными, по-видимому, также нуждаются в уточнении.

## ИЗОТОПНО-УГЛЕРОДНЫЕ АНОМАЛИИ

По заключению ряда исследователей [21, 49, 50, 51], вымиранию иноцерамид и рудистов в конце раннего маастрихта предшествовал резкий спад значений  $\delta^{13}\text{C}$  в раковинах как бентосных, так и планктонных фораминифер. Наиболее высокие значения  $\delta^{13}\text{C}$  фиксируются в раковинах фораминифер из пограничных слоев нижнего и верхнего маастрихта, отлагавшихся после вымирания иноцерамид и рудистов.

Полученные нами данные по разным группам беспозвоночных подтверждают это высказывание. Так, в раковинах тригоний из нижней части нижнего маастрихта Северной Америки (Теннесси) значения  $\delta^{13}\text{C}$  положительные (1,4–2,0 ‰). Негативные значения  $\delta^{13}\text{C}$  установлены в раковинах брахиопод и аммоноидей из верхней части нижнего маастрихта Сахалина; в верхнем же маастрихте этого района брахиоподы выделяются положительными значениями  $\delta^{13}\text{C}$  (до 1,8 ‰).

В некоторых раковинах двустворок из пограничных отложений нижнего и верхнего маастрихта Северной Америки (Южная Дакота) установлены аномально высокие значения  $\delta^{13}\text{C}$  (достигают 3,8 ‰). В Тихом океане (скважины 288А и 289) раковины планктонных фораминифер этого же стратиграфического уровня также выделяются высокими значениями  $\delta^{13}\text{C}$  (до 2,8 ‰), что отличает их от раннемаастрихтских планктонных фораминифер скважины 305 Тихого океана (до 1,4 ‰) и скважины 390А Северной Атлантики (2,0 ‰).

Вторая негативная изотопно-углеродная аномалия в интервале маастрихт–даний установлена нами на границе этих ярусов в стратотипической местности маастрихтского яруса (Нидерланды, карьер Анкерпорт),  $\delta^{13}\text{C}$  в раковине нидерландского таксондонного моллюска, обнаруженного нами в 5 см ниже этой границы, составляет 0,8 ‰, в 10 см выше границы установлено отрицательное значение  $\delta^{13}\text{C}$  (-0,1 ‰) в известняках; в 1 м выше этой границы оно повысилось до 0,1 ‰. Низкие значения  $\delta^{13}\text{C}$  на этом стратиграфическом уровне были установлены ранее по фораминиферам во многих других районах мира [23, 61].

Если негативная изотопно-углеродная аномалия конца раннего маастрихта предшествует вымиранию крупных групп двустворчатых моллюсков (иноцерамов и рудистов), то аномалия рубежа мела и палеогена привлекает внимание исследователей массовым вымиранием как морских, так и наземных организмов.

Снижение значений  $\delta^{13}\text{C}$  в органических карбонатах обычно связывают со снижением биопродуктивности морей. Негативные изотопно-углеродные аномалии конца раннего маастрихта и рубежа мела и палеогена могли быть вызваны разными причинами: в первом случае – похолоданием, во втором, учитываемая масштабы изменений в биосфере (массовым вымиранием организмов), – как похолоданием, так и возможным снижением содержания кислорода в атмосфере и водах океана.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Проведенные исследования частично были выполнены по гранту № 00-05-72035 РФФИ ("Центр коллективного пользования"). Авторы благодарны Такаши Сакаи (Ун-т Кюсю, Япония) за консультацию по литературе, С.М. Горюхиной за помощь в проведении рентгеноструктурного анализа и Д.П. Найдину за критические замечания.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Басов И.А., Вишневская В.С. Стратиграфия верхнего мезозоя Тихого океана. М.: Наука, 1991. 200 с.
- Бурма А. Палеотемпературы и соотношения изотопов углерода по разрезу от кампана до палеоцена и границы мелового и третичного периодов в Атлантическом океане // Катастрофы и история Земли. Новый униформизм. М.: Мир, 1986. С. 255–284.
- Верещагин, В.Н. Меловая система Дальнего Востока. Л.: Недра, 1977. 208 с.
- Гольберт А.В. Основы региональной палеоклиматологии. М.: Недра, 1987. 223 с.
- Захаров Ю.Д., Найдин Д.П., Тейс Р.В. Изотопный состав кислорода раковин раннетриасовых головоногих Арктической Сибири и соленость бореальных бассейнов в начале мезозоя // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 4. С. 101–113.
- Захаров Ю.Д., Игнатъев, Худоложкин В.О. Стабильные изотопы кислорода и углерода беспозвоночных мела и палеогена // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. Т. 2. С. 24–34.
- Захаров Ю.Д., Грабовская В.С., Калишевич Т.Г. Поздне меловая сукцессия морских сообществ на юге Сахалина и особенности климата Северо-Западной Пацифики // Систематика и эволюция беспозвоночных Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 41–90.
- Захаров Ю.Д., Смышляева О.П., Попов А.М., Голозубов, В.В., Игнатъев А.В., Веливецкая Н.А., Танабэ К., Шигэта Я., Маэда Х., Афанасьева Т.Б., Чербаджи А.К., Болотский Ю.Л., Мориа К. Изотопный состав кислорода и углерода меловых органических карбонатов Корякского нагорья. Статья 1. Пенжинская губа // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21, № 2. С. 55–73.
- Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Седов А.П. Глобальные палеогеодинамические реконструкции для последних 160 миллионов лет // Геотектоника. 1984. №. 3. С. 3–16.
- Калишевич. Т.Г., Заклинская Е.Д., Серова М.Я. Развитие органического мира Тихоокеанского пояса на рубеже мезозоя и кайнозоя. Фораминиферы, моллюски и палинофлора Северо-Западного сектора. М.: Наука, 1981. 164 с.
- Найдин Д.П. Меридиональные связи поздне меловой морской биоты Северного полушария // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 1. С. 8–14.
- Пергамент, М.А. Верхнемеловая стратиграфия северо-восточной Камчатки // Труды ГИН АН СССР. 1961. № 39. С. 1–147.
- Соколова Е.А. Палеоокеанологические реконструкции Тихого океана для конца позднего мела (маастрихт) по планктонным фораминиферам. М.: ВИНТИ, 1998. №. 1351–В98. 174 с.
- Соколова Е.А. Эволюция климатических зон в маастрихте по планктонным фораминиферам // Докл. Акад. наук. 1999. Т. 367, № 1. С. 99–101.
- Степанов В.Н. Мировой океан. М.: Знание, 1974. 255 с.
- Тейс Р.В., Найдин Д.П. Палеотермометрия и изотопный состав кислорода органических карбонатов. М.: Наука, 1973. 255 с.
- Abramovich S., Keller G. Planktonic foraminiferal response to the latest Maastrichtian abruptly warm event: a case study from South Atlantic DSDP Site 525 A // Marine Micropaleontology. 2003. V. 48, N 3-4. P. 225–249.
- Anderson T.F., Arthur M.A. Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and palaeoenvironmental problems. Stable isotopes in sedimentary geology // SEPM Short Cours. 1983. V. 10. P. 1–151.
- Barrera E., Huber B.T., Savin S.M., Webb P.-N. Antarctic marine temperatures: Late Campanian through Early Paleocene // Paleoclimatology. 1987. V. 2, N 1. P. 21–47.
- Barrera E., Savin S.M., Thomas E., Jones C.-E. Evidence for thermohaline-circulation reversal controlled by sea-level change in the latest Cretaceous // Geology. 1987. V. 25, N 8. P. 715–718.
- Barrera E. Global environmental changes preceding the Cretaceous-Tertiary boundary: Early-Late Maastrichtian transition // Geology. 1994. V. 22. P. 877–880.
- Barron E.J., Fawcett P.J., Peterson W.H., Pollard D., Thompson S. A 'simulation' of mid-Cretaceous climate // Paleoclimatology. 1995. V. 10. P. 953–962.
- Boersma A., Shackleton N.J. Oxygen- and carbon-isotope variations and planktonic foraminifer depth habitats, Late Cretaceous to Paleocene, Central Pacific, Deep Sea Drilling Project Sites 463 and 465 // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 1981. V. 62 (Marjuro Atoll, Marshall Island to Honolulu, Hawaii). P. 513–526.
- Bowen R. Paleotemperature analysis // Methods in Geochemistry and Geophysics. Amsterdam: Elsevier, 1966. Русский пер. «Палеотемпературный анализ». Л.: Недра, 1969. 207 с.
- Caron M. Cretaceous planktonic foraminifera / H.B. Bolli, J.B. Saunders, K. Perch-Nielsen (eds.) // Plankton Stratigraphy. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1985. P. 17–86.
- Cochran J.K., Landman N.H., Turekian K.K., Michard A., Schrag D.P. Paleoclimatology of the Late Cretaceous (Maastrichtian) Western Interior Seaway of North America: evidence from Sr and O isotopes // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2003. V. 191. P. 45–64.

27. Davis T.T., Hooper P.R. The determination of the calcite: aragonite ratio in mollusc shells by x-ray diffraction // *Mineralogical Magazine*. 1963. V. 33, N. 262. P. 608–612.
28. D'Hondt S., Arthur M.A. Interspecies variation in stable isotopic signals of Maastrichtian planktonic foraminifera // *Paleoceanography*. 1995. V. 10, N 1. P. 123–135.
29. D'Hondt S., Arthur M.A. Late Cretaceous oceans and the cool tropic paradox // *Science*. 1996. V. 271. P. 1838–1841.
30. Douglas R.G., Savin S.M. Isotopic analyses of planktonic formation from the Cenozoic of the Northwest Pacific, LEG 6 // *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project*, 1971. V. 6. P. 1123–1127.
31. Douglas R.G., Savin S.M. Oxygen and carbon isotope analyses of Cretaceous and Tertiary foraminifera from the Central North Pacific // *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project* 1973. V. 17. P. 551–605.
32. Douglas R.G., Savin S.M. Oxygen and carbon isotope analyses of Tertiary and Cretaceous microfossils from Shatsky Rise and other sites in the North Pacific Ocean // *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project*. 1975. V. 32. P. 509–520.
33. Epstein S., Buchsbaum R., Lowenstam H.A., Urey H.C. Revised carbonate-water isotopic temperature scale // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1953. V. 64, N 11. P. 1315–1326.
34. Golonka J., Ross M.I., Scotese C.R. Phanerozoic paleogeographic and paleoclimatic modeling maps // *Pangea: Global environments and resources*. *Canad. Soc. Petrol. Geol.* 1994. Mem. 17. P. 1–47.
35. Grossman E.L., Ku T.-L. Oxygen and carbon isotope fractionation in biogenic aragonite: temperature effects // *Chemical Geology*. 1986. V. 59. P. 59–74.
36. Houston R.M., Huber B.T. Evidence of photosymbiosis in fossil taxa? Ontogenetic stable isotope trends in some Late Cretaceous planktonic foraminifera // *Marine Micropaleontology*. 1998. V. 34. P. 29–46.
37. Houston R.M., Huber B., Spero H.J. Size-related isotopic trends in some Maastrichtian planktonic foraminifera: methodological comparisons, intraspecific variability, and evidence for photosymbiosis // *Marine Micropaleontology*. 1999. V. 36. P. 169–188.
38. Huber B.T. Paleobiogeography of Campanian-Maastrichtian foraminifera in the southern high latitudes // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1992. V. 92. P. 325–360.
39. Huber B.T., Hodell D.A., Hamilton C.P. Mid- to Late Cretaceous climate of the southern high latitudes: Stable isotopic evidence for minimal equator-to-pole thermal gradients // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1995. V. 107. P. 1164–1191.
40. Huber B.T., Norris R.D., MacLeod K.G. Deep-sea paleotemperature record of extreme warmth during the Cretaceous // *Geology*. 2002. V. 30, N 2. P. 123–126.
41. Jagt J.W.M. The Maastrichtian of the type area (Southern Limburg, the Netherlands): recent developments // *Second Intern. Symp. on Cretaceous stage boundaries*. A1. Excursion to Maastricht. Brussels: Inst. Royal Sci. Nat. Belg., 1995. P. 2–15.
42. Kauffman E.G., Johnson C.C. The morphological and ecological evolution of Middle and Upper Cretaceous reef-building rudists // *Palaios*. 1988. V. 3. P. 194–216.
43. Landman N.H., Waage K.M. Scaphitid ammonites of the Upper Cretaceous (Maastrichtian) Fox Hills Formation in South Dakota and Wyoming // *Bul. Amer. Mus. Nat. Hist.* 1993. N 215. P. 1–257.
44. Larson R.L., Moberly R. et al. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. 1975. V. 32. 980 p.
45. Lewy Z. Hypothetical endosymbiotic zooxanthellae in rudists are not needed to explain their ecological niches and thick shells in comparison with hermatypic corals // *Cretaceous Research*. 1995. V. 16, N 1. P. 25–37.
46. Lowenstam H.A., Epstein S. Paleotemperatures of post-Aptian Cretaceous as determined by the oxygen isotope methods // *J. Geol.* 1954. V. 62, N 3. P. 207–248.
47. Lowenstam H.A., Epstein S. Cretaceous paleotemperatures as determined by the oxygen isotope method, their relations to and the nature of rudistid reefs // *XX Congr. Geol. Inter. (Mexico, 1956)*. El sistema Cretacico. 1, Mexico, 1959. P. 65–76.
48. McConnaughey T.  $^{13}\text{C}$  and  $^{18}\text{O}$  isotopic disequilibrium in biological carbonates, II (in vitro simulation of kinetic isotopic effects) // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1989. V. 53. P. 163–171.
49. McLeod K.G., Huber B.T. Reorganization of deep ocean circulation accompanying a Late Cretaceous extinction event // *Nature*. 1996. V. 380. P. 422–425.
50. MacLeod K.G., Huber B.T., Ducharme M.L. Paleontological and geochemical constraints on the deep ocean during the Cretaceous greenhouse interval // *Warm climates in Earth history*. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2000. P. 241–274.
51. MacLeod K.G., Huber B.T. The Maastrichtian record at Blake Nose (western North Atlantic) and implications for global palaeoceanographic and biotic changes // *Western North Atlantic Palaeogene and Cretaceous Palaeoceanography*. Geological Society, London, Special publication. 2001. V. 183. P. 11–130.
52. Miller K.G., Barrera E., Olsson R.K., Sugarman P.J., Savin S.M. Does ice drive Maastrichtian eustasy? // *Geology*. 1999. V. 27. P. 783–786.
53. Moro A., Skeleton P.W., Cosovic V. Palaeoenvironmental setting of rudists in the Upper Cretaceous (Turonian-Maastrichtian) Adriatic Carbonate Platform (Croatia), based on sequence stratigraphy // *Cretaceous Research*. 2002. V. 23. P. 489–508.
54. Packham G.M., Andrew, J.E. Results of leg 30 and the geological history of the South-West Pacific arc marginal sea complex // *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. 1975. V. 30. P. 691–705.
55. Pearson P.N., Ditchfield P.W., Singano J., Harcourt-Bown G., Nicholas Ch.J., Olsson K. Shackleton N.J., Hall M.A. Warm tropical sea surface temperatures in the Late Cretaceous and Eocene epochs // *Nature*. 2001. V. 413, N 4. P. 481–487.
56. Pirrie D. and Marshall, J.D. High-paleolatitude Late Cretaceous paleotemperatures: New data from James Ross Island, Antarctica // *Geology*. 1990. V. 18, N 1. P. 31–34.
57. Price G.D., Hart M.B. Isotopic evidence for Early to mid-Cretaceous ocean temperature variability // *Marine Micropaleontol.* 2002. V. 46. P. 45–58.
58. Schrag D.P. Effects of diagenesis on the isotopic record of late Paleogene tropical sea surface temperatures // *Chemical Geology*. 1999. V. 161. P. 215–224.
59. Skelton P.W., Wright V.P. Caribbean rudist bivalve in Oman Island hopping across the Pacific in the Late Cretaceous // *Palaeontology*. 1987. V. 30. P. 505–529.

60. Steuberg T. Stable isotope sclerochronology of rudist bivalves: Growth rates and Late Cretaceous seasonality // *Geology*. 1996. V. 24, N 4. P. 315–318.
61. Stott L.D., Kennett J.P. The paleoceanographic and paleoclimatic signature of the Cretaceous/Paleogene boundary in the Antarctic: stable isotopic results from ODP LEG 113 // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. 1990. V. 113. P. 829–846.
62. Webb P.N. New Zealand Late Cretaceous (Haumurian) foraminifera and stratigraphy: a summary // *N.Z. J. Geol. Geophys.* 1971. V. 14. P. 795–828.
63. Wilson P.A., Opdyke B.N. Equatorial sea surface temperatures for the Maastrichtian revealed through remarkable preservation of metastable carbonate // *Geology*. 1996. V. 24, N 6. P. 555–558.
64. Wilson P.A., Norris R.D. Warm tropical ocean surface and global anoxia during the mid-Cretaceous period // *Nature*. 2001. V. 41. P. 425–429.
65. Wright C.A., Apthorpe M. Planktonic foraminiferids from the Maastrichtian of the Northwest Shelf, Western Australia // *J. Foraminiferal Res.* 1976. V. 6. P. 228–240.
66. Zachos J.C., Stott L.D., Lohmann K.C. Evolution of early Cenozoic marine temperatures // *Paleoceanography*. 1994. V. 9. P. 353–387.
67. Zakharov Y.D., Ignatiev A.V., Ukhaneva N.G., Afanasyeva T.B. Cretaceous ammonoid succession in the Far East (South Sakhalin) // *Bul. Inst. Roy. Sci. Nat. Belg. Sci. Ter.* 1996. V. 66. P. 109–127.
68. Zakharov Y.D., Boriskina N.G., Ignatyev A.V., Tanabe K., Shigeta Y., Popov A.M., Afanasyeva T.B., Maeda H. Palaeotemperature curve for the Late Cretaceous of the northwestern circum-Pacific // *Cretaceous Research*. 1999. V. 20. P. 685–697.

Поступила в редакцию 20 ноября 2003 г.

Рекомендована к печати Л.И. Попеко

***Yu.D. Zakharov, Ye.A. Sokolova, O.P. Smyshlyaeva, Y. Shigeta, K. Tanabe, H. Maeda,  
T.G. Velivetskaya, A.M. Popov, A.V. Ignatyev, T.B. Afanasyeva***

**New oxygen and carbon isotopic record, and the problem of low isotopic paleotemperatures in tropics during Maastrichtian**

In the Late Cretaceous, high and middle latitude temperatures declined most sharply in the Maastrichtian; at the same time we have contradictory information on climatic conditions at low latitudes during the Maastrichtian. On the basis of new data on Maastrichtian mollusks from the Western Interior Seaway of North America and latest publications it has been proposed that tropical sea surface temperatures of the Pacific calculated from the oxygen isotopic composition of the majority of investigated Maastrichtian planktonic foraminifera are, obviously, underestimated. Unusually low isotopic temperatures obtained from tropical planktonic foraminifera, probably, reflect both local conditions provoked, first of all, by the influence of tropical upwelling zones, and the ability of Maastrichtian planktonic foraminifera of migration within a large vertical interval in the tropical zone. The average tropical surface ocean paleotemperatures estimated for the Maastrichtian seem to be not less than 23.7–26.6°C, but apparently, did not reach the level established, for example, for the Late Albian (32–33°C). Negative carbon-isotopic shifts at the end of the Early Maastrichtian and at the Cretaceous-Tertiary boundary seem to be connected with the fall of temperature and eventual reduction of oxygen content in the atmosphere and hydrosphere.

## ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ МИОЦЕНА ПРИХАНКАЙСКОЙ ВПАДИНЫ (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК РОССИИ)

**Б.И. Павлюткин\***, **В.С. Пушкарь\***, **М.В. Черепанова\*\***, **Т.И. Петренко\***

\*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

\*\*Биолого-почвенный институт ДВО РАН, г. Владивосток

Рассмотрены проблемные вопросы стратиграфии миоцена Приханкайской впадины на примере разрезов северо-западного сектора ханкайского побережья, известных как слои с *Fagus chankaica*. Обоснован более высокоранговый статус стратона, соответствующего указанным слоям. Для него предложено название новокачалинская свита. Приведены разрез стратотипа новой свиты, литологическая, палеофациальная характеристики слагающих его пород и описание содержащейся в них биоты (макро- и микрофлоры). Формирование осадков происходило в условиях теплоумеренного климата и неоднократной смены озерных обстановок аллювиальными. Возраст новой свиты – средний миоцен с возможным отклонением в поздний ранний миоцен. На базе стратотипа новокачалинской свиты предлагается выделить горизонт с одноименным названием.

**Ключевые слова:** стратиграфия, средний миоцен, Приханкайская впадина, Приморье, Россия.

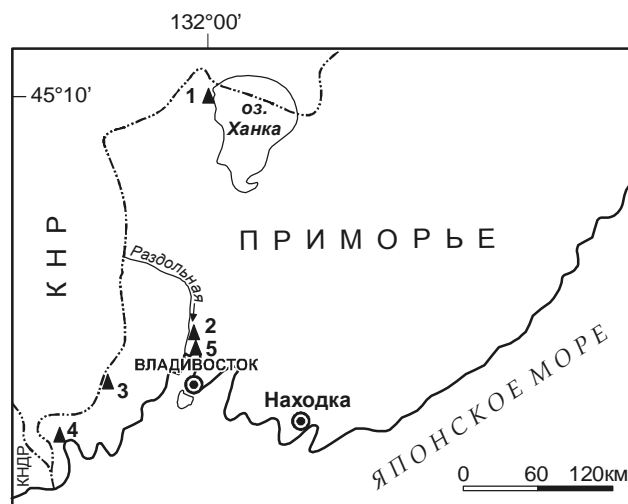
### ВВЕДЕНИЕ

Степень геологической изученности Приханкайской депрессии, объединяющей несколько впадин более низкого порядка, выполненных третичными отложениями, существенно ниже, чем южных районов Приморья. Причина объясняется прежде всего плохой обнаженностью этой территории. Третичные отложения, в т. ч. неогеновые, почти по всему периметру впадины перекрыты мощным (до 100 м) чехлом рыхлых осадков четвертичного возраста. Только в северо-западном ее секторе, на участке между населенными пунктами Турий Рог и Новокачалинск (рис. 1, 2), в береговых уступах оз. Ханка обнажается толща пород, известная в специальной литературе под названием слои с *Fagus chankaica* (CFch). Стратиграфический статус толщи, ее возраст и условия формирования продолжают оставаться объектом дискуссии среди геологов и палеоботаников. Анализ этих проблем посвящена данная статья.

### ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Выводы, сформулированные в статье, базируются на фактическом материале, полученном авторами в ходе полевых и лабораторных исследований. Полевое изучение разрезов в естественных обнажениях и по кернам скважин с отбором проб для диатомового и спорово-пыльцевого анализов, а также

сборы листовой флоры и ее обработка проведены Б.И. Павлюткиным, изучение диатомей – В.С. Пушкарем и М.В. Черепановой; палинологический анализ выполнила Т.И. Петренко. Коллекция макрофлоры (>1000 экз.) и образцы на микрофлористические анализы отбирались параллельно из одних и тех же слоев по всему разрезу.



**Рис. 1.** Типовые местонахождения основных третичных флор Приморья.

Флоры: 1 – ханкайская 2 – усть-суйфунская, 3 – синеутсовская, 4 – краскинская, 5 – болотнинская.

## ИСТОРИЯ ПРОБЛЕМЫ

Проблема стратиграфии третичных отложений западного побережья оз. Ханка тесным образом связана с анализом содержащейся в них биоты – прежде всего макрофитофоссилий, более известных как ханкайская флора. Основные этапы ее изучения не раз рассматривались в специальной литературе [2, 5, 27], поэтому здесь ограничимся лишь самыми краткими сведениями. Первые данные о ханкайской флоре, характеризующие ее как миоценовую, содержатся в работе О. Геера, датированной концом XIX века. А.К. Криштофович [14] при знакомстве с небольшой коллекцией краскинской флоры, переданной ему Э.Э. Анерттом, отметил сходство ее с ханкайской флорой, но степень этого сходства в плане возрастных соотношений не конкретизировал. Позже ископаемые растительные остатки из района западного побережья оз. Ханка и бассейна р. Раздольной (Суйфун) были описаны им в составе суйфунской таофлоры, возраст которой датировался поздним миоценом с возможными отклонениями в **поздний** средний миоцен и ранний плиоцен [15].

Т.Н. Байковская [5], придерживаясь точки зрения об одновозрастности флор ханкайской и басс. Раздольной, ограничила возраст объединенного флористического комплекса (усть-суйфунская флора, в ее трактовке) поздним миоценом. В.А. Красилов предложил рассматривать толщу с ханкайской флорой как самостоятельный низкоранговый фитостратон – слои с *Fagus chankaica* –, отражающий особый этап (заключительная фаза среднего миоцена) в развитии данного района [13]. Эту точку зрения разделяет М.А. Ахметьев [31]. Напротив, А.Г. Аблаев отвергает идею "самобытности" ханкайской флоры, считая ее миоценовой – непосредственной преемницей (в сукцессионном ряду) другой известной третичной флоры Приморья – краскинской [1].

Позднее А.Г. Аблаев приходит к выводу об одновозрастности ханкайской и типовой усть-суйфунской флор [2]. Существенные различия в их структуре объясняются экологическими причинами, т. е. налицо возврат к концепции, сформулированной Т.Н. Байковской [5]. Р.С. Климова [12] выделяет в ханкайской флоре два фитокомплекса: нижний – одновозрастный т.н. синеутесовской флоре (ранний–средний миоцен, по ее мнению), и верхний, сопоставляемый с позднемиоценовой типовой усть-суйфунской флорой бассейна р. Раздольной. А.Г. Аблаев считает подобное разделение необоснованным [2].

Стратиграфическое положение толщи третичных пород западного побережья оз. Ханка долгое время служило предметом дискуссий и среди геоло-

гов. Е.П. Денисов [8] указал (правда, без какого-либо обоснования) на наличие в ней аналогов позднемиоценовой усть-суйфунской и плиоценовой суйфунской свит, распространенных в бассейне р. Раздольной. Эта точка зрения отражена в сводной работе по геологии Приморья [7]. Она же, по-видимому, в какой-то степени повлияла на вывод Т.Н. Байковской [5] о позднемиоценовом возрасте коллекции растительных остатков ханкайской флоры, переданной ей Е.П. Денисовым. Позднее флороносная толща третичных пород западного побережья оз. Ханка была включена в региональную стратиграфическую схему в ранге самостоятельного фитостратона – CFch [29]. Однако в опубликованном затем модифицированном варианте Геологической карты Приморья [20] указанный комплекс пород выделен как аналог верхнемиоценовой усть-суйфунской свиты. Наконец, в материалах последнего стратиграфического совещания [30] типовой район CFch не рассматривается вообще, хотя соответствующая флора упоминается в последовательности региональных фитогоризонтов.

Таким образом, даже простой перечень точек зрения на возраст ханкайской флоры и вмещающей ее толщи показывает, насколько неоднозначной представляется эта проблема.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

### Общая характеристика разрезов

В геоморфологическом отношении западный берег оз. Ханка на интересующем нас участке представляет собой абразионный уступ с узкой прерывистой полосой песчано-галечного пляжа. Озеро абрадирует здесь поверхность выравнивания, выработанную в третичных породах, выполняющих Турьегскую депрессию, и в прилегающих гранитных массивах. Абсолютные отметки поверхности выравнивания с характерным для нее холмисто-увалистым рельефом меняются в пределах + 100–140 м, урез воды в озере лишь незначительно отклоняется от + 70 м, т.е. высота абразионного уступа не превышает 30–70 м.

Подробная геологическая характеристика комплекса пород, включающего ханкайскую флору, до настоящего времени ни разу не приводилась в опубликованных работах. Как правило, информация о нем ограничивалась перечнем главных слагающих его типов пород, заимствованным из известной работы Е.П. Денисова [8]. Со ссылкой на нее, считалось, что мощность CFch не превышает 20–26 м, хотя в указанной работе цифра 26 м относится не ко всему разрезу, а только к вертикальному его пересечению в конкретной точке. В целом же мощность флоронос-

ной толщи Е.П. Денисов, используя данные бурения, оценивал цифрой более 80 м. При этом предполагалось, что залегание слоев горизонтальное.

Геологическими исследованиями, проведенными Б.И. Павлюткиным в данном районе в конце 80-х годов, установлено, что слои очень полого (первые градусы) наклонены к югу, юго-востоку. Именно незначительный уклон в направлении акватории озера обуславливает развитие на отдельных участках побережья оползневых процессов, маскирующих истинное залегание слоев. С учетом углов падения, суммарная мощность толщи третичных пород, обнажающихся в береговых уступах, оценивается цифрой >200 м, т.е. величиной одного порядка с известными для неогеновых свит Приморья. При такой мощности толща, вмещающая ханкайскую флору, естественно, должна иметь более высокий, чем слои, стратиграфический ранг. Номенклатурная единица CFsch может применяться в крайнем случае только к пачке туфоалявитов, традиционно поставляющих наибольшее количество ископаемых растений (т. 9149), хотя отпечатки листьев *Fagus chankaica* Т. Alexeenko обнаружены по всему разрезу.

Исходя из вышеизложенного, мы предлагаем комплекс пород, вмещающий ханкайскую флору, выделить в качестве нового стратона – **новокачалинской свиты**. Название происходит от населенного пункта Новокачалинск. Новокачалинская свита распространена на большей части Турьерогской депрессии, кроме, быть может, ее северного сектора. Разрез к югу от устья Пади Вторая Речка (координаты: 45°10' с.ш., 132°00' в.д.), где на участке протяженностью около 6 км (рис. 2) отмечается серия обнажений, хотя и с пропусками, предлагается считать **стратотипом** указанной свиты. Ниже приведено его послойное описание, по материалам Б.И. Павлюткина.

### Стратотипический разрез

(послойное описание: снизу, мощность в м)

Нижняя граница свиты в естественных обнажениях не наблюдалась, но она зафиксирована в скважинах 10 и 12 (рис. 2, 3). Так, в скв. 10 на глубине 106 м наблюдается резкий переход от предположительно нижнемиоценовой толщи серых, коричнево-серых углистых алевролитов с угольным пластом в кровле к пачке (28.0 м) галечников, сменяющихся выше песчаниками и туфоалявитами. В последних обнаружены отпечатки листьев *Fagus chankaica* – типичного элемента (вида-индекса) ханкайской флоры. Аналогичные соотношения устанавливаются по материалам скв. 697-ф, пробуренной в 60-х годах прошлого века на окраине с. Кировка, но искомая граница здесь приурочена к глубине 157 м.

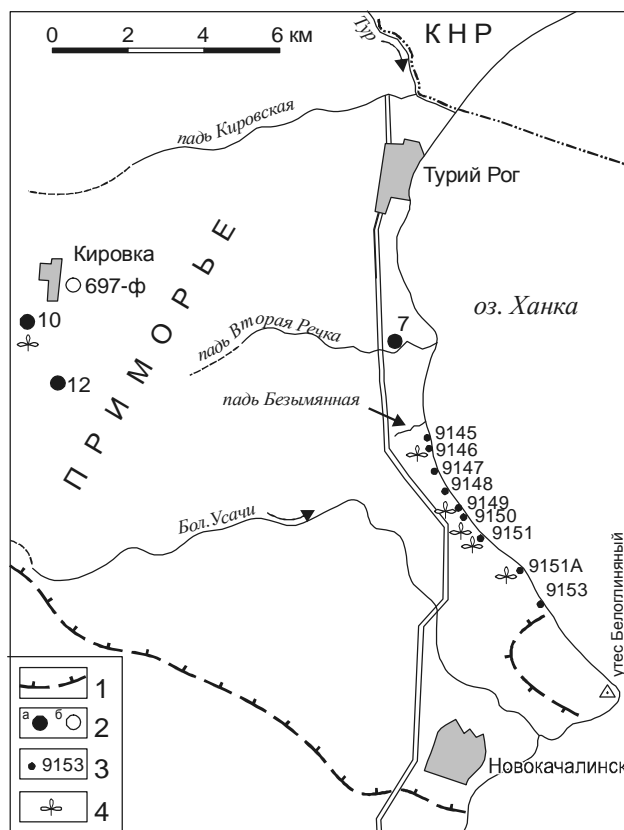


Рис. 2. Расположение стратотипического разреза новокачалинской свиты.

1 – контуры Турьерогской депрессии, 2 – скважины: а) передокументированные, б) фондовые, 3 – геологические точки, 4 – пункты сбора листовой флоры.

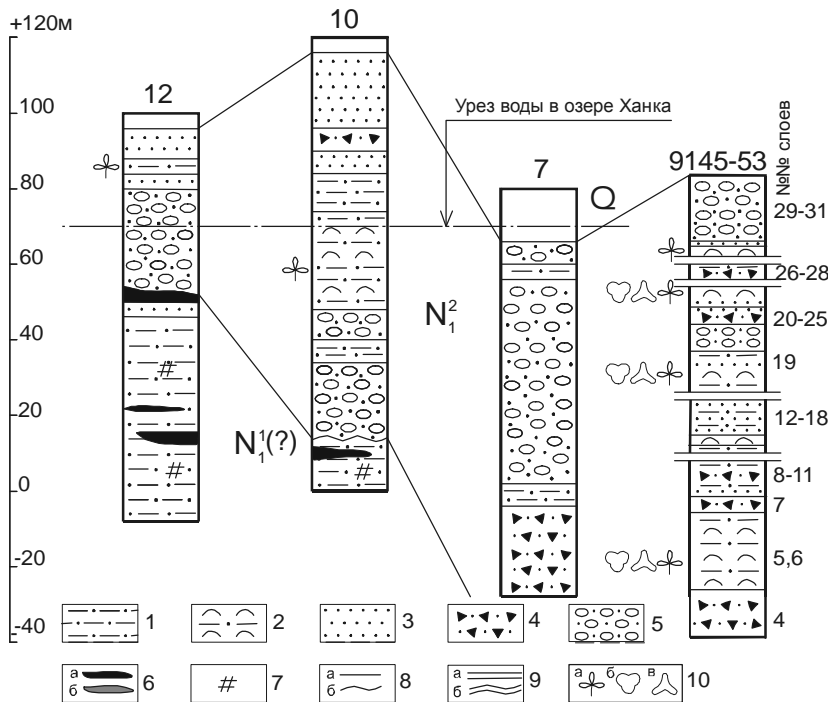
Нижняя часть свиты сложена преимущественно галечниками и дресвяниками. Локальные обнажения их наблюдаются в береговом уступе между падами Вторая Речка и Безымянная. Более полный разрез вскрыт скважиной 7 (рис. 2, 3).

1. Дресвяник зеленовато-желтый кварц-полевошпатовый ..... >26.6
2. Алевролит светло-серый с плитчатой отдельностью ..... 5.5
3. Галечник: галька, гравий с разнозернистым серым песком; в верхней части – прослой алевролита ..... 62.1

Подошва разреза свиты скважиной 7 не пересечена, но она зафиксирована, как уже сказано выше, в скважинах 10 и 12. Далее разрез наращивается по естественным обнажениям к югу от устья пади Безымянной (тт. 9145–9153). Средний угол наклона слоев принимается равным 2°.

4. Дресвяник кварц-полевошпатовый с песчано-глинистым белесым заполнителем, с линзами желтовато-белого туфоалявита; часть прослоев крепко сцементирована ..... 12.5





**Рис. 3.** Литологические колонки новокачалинской свиты и их корреляция: 7, 10, 12 – скважины; 9145–53 – естественные обнажения (стратотип свиты).

1 – алевролит, 2 – туфоалевролит, туфодиадомит, 3 – песчаник, песок, 4 – дресвяник, 5 – галечник, 6 – а) уголь бурый, б) углистый алевролит, 7 – лигнитизированные древесные остатки, 8 – а) литологические границы, б) размывы; 9 – а) перерывы в обнажении, б) разрывы в колонке; 10 – флоры: а) листовая, б) палинологическая, в) диатомовая.

- 5. Туфоалевролит буровато-коричневый, сильно осветляющийся при высыхании, тонкослоистый, плитчатый, с редкими гальками и гравием кремней и кварца; отпечатки листьев (флора 9146) ..... 19.0
- 6. Туфоалевролит светло-серый с легким желтоватым оттенком, с включением песка и мелкого гравия кварца ..... 1.5
- 7. Дресвяник светло-оливковый: угловатые обломки кварца и белых полевых шпатов погружены в разнозернистый песок; эпизодически – галька кислых эффузивов и темноокрашенных кремней ..... 4.0
- 8. Чередование песчаника разнозернистого глинистого и алевролита; цвет пород светло-оливковый .... 1.1
- 9. Дресвяник, аналогичный описанному в сл. 4 ... 2.3
- 10. Алевролит желтовато-белый плитчатый, с включением гравия кварца и полевых шпатов ..... 3.0
- 11. Дресвяник, аналогичный описанному в сл. 4 ..... 3.2
- Перерыв в обнажении.
- 12. Алевролит светло-оливковый с нечетко выраженной слоистостью ..... 2.0
- 13. Туфоалевролит светло-серый слоистый ..... 1.5
- 14. Туф желто-белый алевропелитовый крепкий плитчатый; отпечатки однодольных растений ..... 0.6
- 15. Туфодиадомит желтовато-белый легкий, пористый, слоистый с избирательной лимонитизацией по границам слоев ..... 3.7
- 16. Песчаник слабосцементированный желтовато-серый, с четкой градиционной слоистостью ..... 2.1
- 17. Туфоалевролит тонкослоистый охристо-желтый, с прослоями мелкозернистого песчаника ..... 1.0

- 18. Пачка чередования песчаников и туфоалевролитов ..... 3.0
- Перерыв в обнажении на участке протяженностью 350 м.
- 19. Туфодиадомит коричнево-бурый, сильно осветляющийся при высыхании, тонкослоистый плитчатый, с редкими хорошо окатанными гальками и гравием темноокрашенных кремнистых пород; многочисленные отпечатки листьев (флора 9149) ..... 11.0
- 20. Галечник: галька мелкая, гравий, с белесым разнозернистым глинистым песком ..... 7.0
- 21. Дресвяник, аналогичный описанному в сл. 4 ..... 3.0
- 22. Песок пепельно-серый мелкозернистый, хорошо отсортированный ..... 1.1
- 23. Туфопесчаник слабосцементированный светло-серый, с четко выраженной слоистостью ..... 0.8
- 24. Туф желто-белый легкий пористый, довольно прочный ..... 0.4
- 25. Туфоалевролит буровато-серый, с нечетко выраженной слоистостью; отпечатки листьев (флора 9150) ..... 4.0
- Перерыв в обнажении. В пляжевых отложениях наряду с гальками преимущественно черных кремнистых пород – гальки желто-белых и светло-серых туфов и туфоалевролитов. Кремнистые гальки переотлагаются из третичных пород, а туфовые и туфоалевролитовые – образуются непосредственно в зоне пляжа.
- 26. Дресвяник желто-серый с линзами глинистого песка, редкими хорошо окатанными гальками и гравием кремнистых пород ..... 1.2

27. Алевролит светло-оливковый слоистый с линзами дресвяника ..... 1.5

28. Туфоалевролит коричнево-серый тонкослоистый, с редкими хорошо окатанными гальками кремнистых пород и линзами углистого алевролита; отпечатки листьев (флора 9151) ..... 0.5

Далее, на протяжении 1200 м – фрагментарные выходы туфоалевролитов и туфопесчаников слоистых плитчатых коричнево-серых, осветляющихся при высыхании, с редкими гальками эффузивов и кремнистых пород. Мощность данной части разреза при принятом среднем угле падения слоев 2° составляет ориентировочно 40 м. Затем, на отрезке 1100 м обнажений нет, но из состава пляжевых осадков исчезают обломки туфоалевролитов и туфопесчаников, а весь пляж усеян хорошо окатанными гальками темноокрашенных кремнистых пород и кислых эффузивов. Мощность этого интервала разреза принимается также равной 40 м.

29. Туфоалевролит желтовато-белый слоистый, с редким хорошо окатанным гравием кремнистых пород; отпечатки листьев цветковых растений и листовая кровля из хвои сосновых (флора 9151-А) ..... 2.5

30. Песчаник плотный белый мелкозернистый, с чешуйками биотита, с нечетко выраженной слоистостью ..... 1.5

31. Галечник: галька, гравий преимущественно темноокрашенных кремнистых пород и кислых эффузивов с белесым глинистым песком-заполнителем ..... 17.5

Суммарная мощность разреза без учета задернованных участков – 206.7 м.

Контакт с расположенным южнее массивом гранито-гнейсов (Утес Белоглиняный) резкий, вероятно, тектонический. В пределах стратотипической местности новокачалинской свиты (Турьерогская депрессия) ее взаимоотношения с вышележающим стратонем общего разреза кайнозоя Приморья не установлены по причине отсутствия соответствующих отложений. В качестве такового, исходя из обосновываемого авторами статьи среднемиоценового возраста новокачалинской свиты (см. ниже), принимается верхнемиоценовая усть-суйфунская свита, однако типовая местность последней географически удалена не менее чем на 200 км и связана с другим седиментационным бассейном. Забегая вперед, отметим, что самый верхний комплекс листовой флоры из пока известных для стратотипа новокачалинской свиты (т. 9151-А) существенно отличается от флоры нижних слоев усть-суйфунской свиты присутствием буковых (*Fagus chankaica*, *Castanea miomollissima*, *Quercus miovariabilis*). Исходя из этого, можно предположить наличие определенного стратиграфического перерыва между типовыми разрезами новокачалинской и усть-суйфунской свит.

### Литологическая характеристика стратотипического разреза

Несмотря на пропуски в обнажениях, складывается достаточно отчетливое представление о литологическом облике пород, слагающих стратотипический разрез. В нижней его части преобладают галечники и дресвяники; роль тонкообломочных пород не велика. Далее на передний план в литологическом спектре выходят дресвяники, алевролиты и туфодиадомиты. Псефитовая фракция дресвяников представлена угловатыми обломками кварца, полевых шпатов и их агрегатов. В тонкообломочных породах повсеместно присутствуют хорошо окатанные гравий и галька преимущественно темноокрашенных кремнистых пород, кварца, реже кислых эффузивов. Они распространены в породе либо в форме спорадических вкраплений, либо линз, приуроченных к контактам слоев. В туфоалевролитах изредка отмечаются тонкие (первые см) прослойки угля и линзочки, переполненные углефицированными древесными остатками и растительным детритом. Для пород характерны два типа окраски: светлая зеленовато-желтая до светло-оливковой (дресвяники) и буровато-коричневая, сменяющаяся белесой при длительном экспонировании (алевролиты, туфодиадомиты).

В верхней половине разреза снова преобладают галечники с белесым (до чисто белого) глинистым песком. Алевролиты и песчаники играют подчиненную роль; местами они избирательно по слоистости обогрены. В галечной фракции доминируют кремнистые породы преимущественно темно-серые, реже коричнево-серые, грязно-желтые, бордовые, а также лавы и туфы риолито-дацитового состава. Гораздо реже встречаются обломки светлоокрашенного кварца и выветрелые эффузивы основного состава. Эпизодически отмечаются оранжево-красные и медово-желтые полупрозрачные и прозрачные халцедоны. Заполнитель в галечниках – белый глинистый песок, пелитовая фракция которого почти нацело сложена каолинитом. Некоторые галечниковые слои крепко сцементированы, избирательная цементация отмечается и в пачках дресвяников. Цемент кремнистый. Роль туфовой составляющей в породах в целом небольшая, хотя отдельные слои алевропесчаников больше похожи на туфы и туфодиадомиты: они микропористые, хорошо поглощают воду.

Вблизи кровли уступа породы каолинизированы с последующим красноцветным преобразованием. Здесь они несогласно перекрываются маломощной (первые метры) пачкой красноцветных глин с дресвой, галькой и гравием, переотложенными из подстилающих пород. Возраст пачки красноцветных глин –

поздний плиоцен [24]. Разрез венчают "бурые су-глинки" плейстоцена. Их мощность не превышает первых метров.

### Палеофациальная характеристика стратотипического разреза

Довольно широко распространено мнение о господстве на территории Ханкайской впадины в кайнозойское озерных обстановок [6, 11, 21]. Однако приведенный выше разрез, как и многие другие, известные по данным бурения, противоречат этому предположению. Как уже отмечалось ранее [26], в составе кайнозойских отложений Приханкайской впадины галечники чередуются с дресвяниками, песчаниками и алевролитами; последние почти всегда засорены дресвой кварца и полевых шпатов.

В разрезе новокачалинской свиты также преобладают перечисленные типы пород. Их чередование указывает на неустойчивость режима седиментации и смену фациальных обстановок как в разрезе, так и по латерали. Галечники характеризуются доминированием в псефитовой фракции абразивно-устойчивых пород (кремни и окремненные эффузивы – до 70%). В сочетании с высокой окатанностью – промежуточной между 2 и 3 классами по известной пятибалльной шкале А.В. Хабакова (1948) – это указывает на длительный (десятки км) перенос обломков в аллювиальном потоке. Выводы о принадлежности галечников аллювиальным фациям основываются на отсутствии "коренного" источника таких обломков в ближайшем обрамлении Турьерогской депрессии и разнообразном их петрографическом составе, хотя и с преобладанием темноокрашенных кремнистых пород. Галечниковые пляжевые отложения озер и морей обычно имеют однообразный состав обломков. В этом можно убедиться на примере современных пляжей озера Ханка [22]. Крайне незначительная роль валунной фракции в составе аллювия и хорошая окатанность обломков указывают на высокий порядок и полугорный (но не горный) режим палеореки на интересующем нас участке. По гидрологическим характеристикам она, более вероятно, была близка современной Раздольной в районе г. Уссурийска.

Кварцево-полевошпатовый состав песков и дресвяников, а также преобладание каолинита в глинистой фракции заполнителя галечников дают основание для предположения о вероятном источнике этого материала. Им служили продукты размыва кор выветривания, весьма широко распространенные в пределах Ханкайского массива, где в первой половине кайнозоя были оптимальные условия для их формирования. Пачки дресвяников, также широко пред-

ставленные в разрезе, характеризуют локальные в площадном отношении фации. Их образование связано с деятельностью низкопорядковых водотоков, выносивших продукты размыва кор выветривания в магистральную долину, т.е. они стоят ближе к группе пролювиальных фаций, хотя пролювием в подлинном смысле этого термина все же не являются. Для областей гумидного климата (в нашем случае это следует из мезофитного облика ханкайской микро- и макрофлоры) пролювий в широких масштабах, как известно, не характерен [34].

Наконец, третья главная составляющая разрезов (тонкообломочные отчетливо слоистые породы алевро-псаммитового ряда) формировалась в озерных условиях. Это заключение основывается на текстурных особенностях пород (наличие тонкой, похожей на сезонную, слоистости) и составе биоты. Богатейшие диатомовые комплексы с обилием пресноводных планктонных форм (об этом подробно – речь ниже) свидетельствуют о наличии озерных водоемов, с хорошо прогреваемой водной массой. Они не были глубокими, но оставались проточными. На это указывает присутствие в породах отпечатков домиков ручейников, а в диатомовой флоре – представителей рода *Tetracyclus* (типичных реофилов) и находка в ханкайской флоре отпечатка листа лотоса. Современные представители рода *Nelumbo* не живут ни в крупных открытых водоемах с динамичным волновым режимом, ни в озерах с затрудненным водообменом при дефиците кислорода.

Следовательно, озерные бассейны, в которых захоронялись растительные остатки ханкайской флоры, были приурочены либо к пойме крупной реки (пойменные озера), либо к ее дельте (дельтовые озера).

### Характеристика биоты новокачалинской свиты

#### Листовая флора

Основные сборы происходят из пачек туфодиа-томитов (т.т. 9146, 9149, 1950). Коллекция 9151-А существенно меньше по объему, хотя и содержит ряд растений, не обнаруженных в других местонахождениях. Ханкайская флора (по результатам предварительной обработки) сформирована представителями 70 родов, входящих в 38 семейств (рис. 4). Ее облик определяют три вида, наиболее обильно представленные в коллекциях: *Fagus chankaica* T. Alexeenko, *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Taxodium dubium* (Sternb.) Heer. Заметно уступают им *Sorbus iljinskajae* (Ablaev) comb. nov., *Pseudotsuga tanaii* Huz. (листья), *Zelkova elongata* K. Suz., *Acer* spp. Участие остальных видов ограничивается немногими или единичными экземплярами.

9146	9149	9150	9151-A	Коллекции
200	800	300	100	Количество экземпляров
	+		+	<i>Abies</i>
+		+		<i>Keteleeria</i>
+	+	+		<i>Picea</i>
	+	+		<i>Tsuga</i>
+				<i>Pseudotsuga</i>
	+			<i>Pseudolarix</i>
	+	+		<i>Pinus</i>
	+			<i>Sciadopitys</i>
			+	<i>Metasequoia</i>
				<i>Taxodium</i>
	+			<i>Glyptostrobus</i>
	+			<i>Cunninghamia</i>
	+		+	<i>Thuja</i>
	+			<i>Thujaopsis</i>
	+			<i>Polamogeiton</i>
	+			<i>Carex</i>
+		+		<i>Phragmites</i>
+	+			<i>Poacites</i>
+	+			<i>Typha</i>
	+	+		<i>Lindera</i>
	+			<i>Nelumbo</i>
	+		+	<i>Cercidiphyllum</i>
			+	<i>Liquidambar</i>
	+		+	<i>Ulmus</i>
+		+	+	<i>Planera</i>
+	+	+		<i>Zelkova</i>
			+	<i>Celtis</i>
	+			<i>Aphananthe</i>
	+			<i>Morus</i>
				<i>Fagus</i>
	+	+	+	<i>Castanea</i>
	+		+	<i>Quercus</i>
+	+			<i>Alnus</i>
+	+	+	+	<i>Betula</i>
+	+	+	+	<i>Carpinus</i>
+	+	+		<i>Ostrya</i>
+	+		+	<i>Corylus</i>
	+	+		<i>Comptonia</i>
		+		<i>Myrica</i>
			+	<i>Cyclocarya</i>
	+	+		<i>Pterocarya</i>
+	+	+	+	<i>Carya</i>
+	+	+	+	<i>Populus</i>
			+	<i>Salix</i>
	+			<i>Elaeocarpus</i>
+	+			<i>Tilia</i>
	+			<i>Sapium</i>
	+			<i>Spiraea</i>
		+		<i>Crataegus</i>
+			+	<i>Sorbus</i>
		+	+	<i>Rubus</i>
+	+	+		<i>Prunus</i>
+	+			<i>Wisteria</i>
	+			<i>Cladrastis</i>
	+		+	<i>Maackia</i>
	+	+		<i>Euodia</i>
+	+	+		<i>Zanthoxylum</i>
	+	+		<i>Ailanthus</i>
	+			<i>Cedrela</i>
	+			<i>Buchanania</i>
+	+			<i>Koelreuteria</i>
	+			<i>Dipteronia</i>
				<i>Acer</i>
	+	+	+	<i>Aesculus</i>
+				<i>Alangium</i>
	+			<i>Aralia</i>
+	+	+	+	<i>Evonymus</i>
			+	<i>Vitis</i>
	+			<i>Lonicera</i>
		+	+	<i>Ehretia</i>

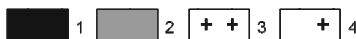


Рис. 4. Родовые спектры ханкайской флоры (по местонахождениям) и численная представленность родов в коллекциях. 1 – доминанты, 2 – субдоминанты, 3 – сопутствующие, 4 – встречающиеся единично.

В таксономическом плане наибольшим родовым разнообразием отличаются: сосновые (*Abies*, *Picea*, *Pseudotsuga*, *Tsuga*, *Pinus*, *Pseudolarix*), березовые (*Alnus*, *Betula*, *Carpinus*, *Ostrya*, *Corylus* и, предположительно, *Ostryopsis*), буковые (*Fagus*, *Castanea*, *Quercus* и, возможно, *Cyclobalanopsis*), ореховые (*Cyclocarya*, *Pterocarya*, *Carya*), таксодиевые (*Metasequoia*, *Taxodium*, *Glyptostrobus*, *Cunninghamia*), ильмовые (*Ulmus*, *Planera*, *Zelkova*, *Celtis*, *Aphananthe*), розоцветные (*Sorbus*, *Crataegus*, *Prunus*, *Rubus*, *Spiraea*). Остальные семейства представлены одним или двумя родами, что, впрочем, не всегда свидетельствует об их ограниченном участии в формировании данной флоры, поскольку некоторые из них являются олиготипными.

В численном отношении макрофоссилии хвойных распределены по разрезу неравномерно. Таксодиевые довольно обычны по всему разрезу кроме верхней, галечниковой его части, где они весьма редки. Преобладающая форма – стерильные облиственные побеги (*Metasequoia* и *Taxodium* – часто, *Glyptostrobus* – единично). Сосновые приурочены преимущественно к узким интервалам разрезов (туфодиамитовая пачка, т. 9149 и слой 29 в т. 9151-A). Они представлены как отпечатками листьев (отдельных или агрегированных в пучки), так и окрыленными семенами. Кипарисовые (туя, туевик) довольно редки. Обнаружена хвоя, похожая на *Sciadopitys*. В группе цветковых наиболее обильны отпечатки листьев бука, нередко очень хорошей сохранности, что указывает на близость источника материала к месту захоронения. Впервые в ханкайской флоре найдена плюска бука. Единично встречены *Castanea miomollissima* Hu et Chaney, *Quercus miovariabilis* Hu et Chaney и *Q. protoserata* Tanai et Onoe. Повторены находки листьев рдеста, впервые обнаружен фрагмент отпечатка листа *Nelumbo* cf. *protospeciosa* Sap., а также отпечатки листьев *Lindera* sp. и *Liquidambar europaea* A. Br.

Среди макрофоссилий семейства березовых довольно много фруктификаций граба и хмелеграба, но листья хорошей сохранности редки. Эта особенность свойственна также ореховым и кленовым. Последние весьма разнообразно представлены отпечатками как листьев, так и крылаток (не менее пяти морфотипов в каждой группе). Клены – трехлисточковые и с простыми листьями. Бобовые также заметны: обнаружены отпечатки листочков и бобов, принадлежащих, как минимум, трем родам – *Maackia*, *Cladrastis* и *Wisteria*. К более обычным и частью уже ранее обнаруженным в ханкайской флоре относятся *Morus*, *Myrica*, *Comptonia*, *Tilia* (листья и прицветники), *Sapium*, *Cedrela*, *Elaeocarpus* (?), *Ailanthus* (окрылен-

ные плоды), *Koelreuteria*, *Aesculus*, *Alangium*, *Aralia*, *Euonymus*, *Ligustrum* (?), *Lonicera*. Установлено присутствие анакардиевых и рутовых. Заслуживает внимания очень редкая встречаемость отпечатков листьев ильмов, багрянника, тополей, ив – родов, довольно обычных в составе позднемиоценовых флор Приморья, связанных с отложениями аллювиальных фаций. Каких-либо существенных различий в составе комплексов флоры 9146, 9149 и 9150 не обнаруживается.

Флора из местонахождения 9151-А довольно заметно отличается от комплексов 9146, 9149, 9150 даже по облику отпечатков. Макроостатки растений fossilizированы. В составе коллекции 9151-А уже нет абсолютного доминанта. Роль бука и, особенно, таксодиевых в ней существенно снизилась, зато довольно обычными становятся каштан, ильмы, дзельква, багрянник, ольхи, березы, бобовые, появляется *Liquidambar*. Обнаружены весьма оригинальный вид тополя, известный только из усть-суйфунской флоры, и первые отпечатки листьев ивы. Причины изменения облика флоры 9151-А могут быть связаны как с климатическими колебаниями, так и со сменой фациальной принадлежности вмещающих пород. Набор родов в большей степени отражает состав долинных группировок, столь характерных для локальных усть-суйфунских флор. К сожалению, из флороносных слоев т. 9151-А не удалось получить данные по микрофлоре.

### Диатомовая флора

Первые определения диатомей из отложений, вмещающих ханкайскую флору, выполнила А.П. Жузе [9, 10]. В дальнейшем их изучение продолжили А.И. Моисеева, Е.И. Царько [17–19]. Указанные исследователи сходились в оценке возраста вышеназванной диатомовой флоры, считая ее миоценовой, формировавшейся в теплой климатической обстановке. Однако значительный эндемизм флоры, следствием которого явилось большое число новых таксонов на родовом и видовом уровнях, не позволял проводить достаточно обоснованную и убедительную корреляцию вмещающих отложений с разрезами других районов Приморья. Возможно поэтому в вопросе о возрасте диатомовых комплексов CFch формально была принята [18] официальная точка зрения на возраст вмещающих пород, основанная на иных палеоботанических данных [29]. Они были отнесены к т.н. третьему этапу развития диатомовой флоры юга Дальнего Востока (по схеме указанных авторов), отвечающему заключительному интервалу среднего миоцена.

Нами проанализировано 13 образцов из тонкообломочных озерных отложений новокачалинской

свиты. Все они содержат богатую флору диатомей хорошей сохранности. Наличие колониальных цепочек, состоящих из створок видов рода *Aulacoseira*, обычно распадающихся при значительной транспортировке или переотложении осадка, свидетельствует о формировании флоры *in situ*. Анализ состава флоры, ее видовой разнообразия и доминирования в ней определенных таксонов позволяет выделить в новокачалинской свите два комплекса диатомей.

Н и ж н и й к о м п л е к с приурочен к нижней части разреза (т.т. 9146–9149). Он характеризуется относительно высоким видовым разнообразием: 98 видов, принадлежащих 42 родам, при отсутствии ярко выраженных доминантов. Его основу формируют сублиторальные тихопелагические и планктонные виды родов *Aulacoseira* (особенно формы *curvata*), *Paralia*, *Melosira*: *A. praegratulata* (Jousé) Simonsen var. *praegratulata* + *A. praegratulata* var. *praeislandica* (Jousé) Moiss. (21.6%), *A. praedistans* (Jousé) Simonsen (9%), *Paralia kochii* (Pant.) Moiss. (18.3%), *M. undulata* (Ehr.) Kuetz. (16,7%). Последняя имеет широкую морфологическую изменчивость, отдельные ее формы нередко описываются в ранге самостоятельных таксонов [18]. Следует отметить первое появление (2–3%) пресноводных представителей рода *Actinocyclus*, в понимании его Дж. Бредбери и У. Кребсом [37]. Ранее они относились к *Coscinodiscus* [33], затем к *Pontodiscus* [32]. Наиболее типичные его представители – *Actinocyclus gorbunovii* Krebs + *A. gorbunovii* var. *fossa* Bradbury et Krebs, *A. krasskei* (Krasske) Bradbury et Krebs f. *krasskei*, *A. krasskei* f. *gorbunovii* Bradbury et Krebs. Важно отметить, по-видимому, последнее появление *Actinocyclus lobatus* (Rub.) Rub. et Churs. и *Aulacoseira moisseevii* Akiba et Tsoy – видов, характерных для раннего миоцена. Несомненное стратиграфическое значение имеет находка *Alveolophora jouseana* (Moiss) Moiss. (3.2%). До 13% флоры нижнего комплекса принадлежит бентическим и реофильным представителям родов *Tetracyclus*, *Eunotia*, *Achnanthes*, *Navicula*, *Pinnularia*, *Cymbella*. Экологическая структура комплекса свидетельствует о сублиторальных условиях его формирования в достаточно прогреваемом (тепловодных видов – до 42%) проточном озерном водоеме. Низкая же степень доминирования при достаточно высоком видовом разнообразии – признак быстрого квазипериодического изменения условий окружающей среды.

В е р х н и й к о м п л е к с (т.т. 9150, 9151), насчитывающий 68 видов, относящихся к 34 родам, характеризуется сменой сублиторальной структуры на пелагическую. Бентическую группу в нем представляют в основном *Tetracyclus lacustris* Ralfs, *T. ellipticus* var. *lancea* f. *lata* Ehr., *Tabellaria fragila-*

*riodes* Lupikina (в сумме до 14 %). Главная особенность комплекса – резкое возрастание роли планктонных видов, в основном за счет *Aulacoseira praegrnulata* (Jousé) Moiss. – абсолютного доминанта (до 58.5 %, но при полном отсутствии форм *curvata*) и *M. undulata* (Ehr.) Kuetz. (13%). Здесь же происходит резкое сокращение частоты встречаемости *Alveolophora jouseana* (Moiss.) Moiss. и, напротив, увеличение роли *Alveolophora areolata* (Moiss.) Moiss. В верхнем комплексе в отличие от нижнего отмечается более низкое видовое разнообразие, нечеткие морфологические границы внутри полиморфных видов, относящихся к родам *Aulacoseira*, *Melosira*, *Tetracyclus*, при отчетливо выраженном доминанте. Это свидетельствует о более стабильных условиях среды обитания диатомей. Господство планктонных форм (до 78.7 %), появление видов родов *Cyclotella* и *Stephanodiscus* позволяет говорить об увеличении площади озера (озер?) и его глубины. Все это указывает на нарастающую обводненность озерных бассейнов и, как следствие, усиление их олиготрофности.

Пока мы не располагаем данными о близких аналогах ханкайской флоры диатомей, о чем в частности упоминала А.И. Моисеева [18]. К тому же, значительная генетическая пестрота и разнообразие континентальных комплексов заставляет нас с большой осторожностью коррелировать не только флоры удаленных разрезов, но и близлежащих. Прав Дж. Бредбери, говоря о том, что корреляционные процедуры необходимо проводить с учетом фациальной особенности комплексов [36]. Эту точку зрения разделяет и А.И. Моисеева [18], считающая, что мы должны коррелировать не сами комплексы, а этапы развития диатомовой флоры. Однако в основу разработанной ею схемы этапности положены разнофациальные типовые комплексы диатомей, что снижает возможности уверенно определять положение конкретной флоры в общем эволюционном ряду. Тем не менее, опираясь на полученные нами данные, выскажем некоторые суждения о возрасте новокачалинской диатомовой флоры.

Прежде всего, значительное число вымерших видов (до 35% в нижнем комплексе и до 28% в верхнем) свидетельствует о миоценовом возрасте опробованных слоев. Для сравнения – в плиоценовых флорах этот показатель не превышает 15–20%. Принимая во внимание этапность развития планктонной флоры диатомей, установленную У. Кребсом и Дж. Бредбери [39], а также рубежи появления и исчезновения стратиграфически важных таксонов, в частности рода *Actinocyclus*, выделяемые нами комплексы

диатомей, наиболее вероятно, соответствуют среднемиоценовому этапу. В частности, верхний комплекс, скорее всего, отвечает **позднему** среднему миоцену, поскольку известно, что первые представители рода *Cyclotella* появляются в конце среднего миоцена [38]. Кроме того, в этом комплексе фиксируется смена *Alveolophora jouseana* (Moiss.) Moiss. на *A. areolata* (Moiss.) Moiss. Это важно, поскольку ранее для юга Дальнего Востока были выделены [28] местные зоны (лоны) по планктонным диатомеям: лона *Aulacoseira jouseana* (нижний миоцен) и лона *Alveolophora areolata* (верхи среднего миоцена – верхний миоцен), возведенные позднее в ранг биозон [18] с теми же наименованиями. По-видимому, верхний комплекс диатомей отвечает фациально близкой лоне *Alveolophora areolata*.

Для оценки возраста нижнего комплекса важно наличие в нем таких стратиграфических маркеров среднего миоцена, как *Paralia kochii* (Pant.) Moiss. и *Alveolophora jouseana* (Moiss.) Moiss. Не менее значимо присутствие *Aulacoseira moisseevii* Akiba et Tsoy – вида, обнаруженного в раннемиоценовых континентальных отложениях подводной возвышенности Ямато в Японском море [35]. Он же, но под наименованием *Aulacoseira distans* var. *ovata* Van Landingham, известен из нижнемиоценовых отложений штата Орегон [41] и бассейна Bes Konak Турции [40]. Все это позволяет считать, что формирование нижнего комплекса относится к самому концу раннего и первой половине среднего миоцена.

#### Палинологическая флора

Во всех 14 пробах (6 из них любезно переданы нам для анализа геологом Ю.А. Микишиным) незначительно или существенно преобладает пыльца голосеменных (58.5–84.8%); пыльцы покрытосеменных меньше (11.6–41%), еще меньше спор (0.5–3.6%). В группе голосеменных ведущую роль играют сосновые, причем темно- и светлохвойные компоненты присутствуют примерно в равных соотношениях: *Abies* (1.2–8.7%), *Tsuga* (6 морфотипов – до 13.8%), *Picea* sect. *Picea* (0.7–4.8%), *P.* sect. *Omorica* (11–28.2%), *Pinus* subgen. *Haploxylon* (10.1–24.6%), *P.* subgen. *Diploxylon* (4.2–12.3%), *Larix* (1–3.5%). В ряде проб обнаружена пыльца *Keteleeria*, почти во всех – *Cedrus*. Единично отмечается пыльца *Sciadopitys* и *Podocarpus*. Роль таксодиевых довольно значительна: доминирует *Taxodiaceae* (до 16.1%), кроме того, постоянно присутствует пыльца *Glyptostrobus*, *Sequoia*, *Cryptomeria*. Единично отмечаются кипарисовые.

В группе покрытосеменных преобладает бук (три морфотипа – 5.3–18.1%), пыльца дуба и каштана

присутствует единично. Субдоминантами являются ильмовые (*Ulmus* – до 8.6 %, *Zelkova*, *Celtis* – ед.), ореховые (*Juglans* – 1.6–3 %, *Carya* – 1.4–4.4 %, *Pterocarya* – ед.), березовые (*Betula* – до 2.4 %, *Carpinus* – до 3.3 %, *Alnus* – до 2.9 %, *Corylus* – ед.). В меньшем количестве отмечается пыльца кленов (до 1.9 %). Единично присутствует пыльца *Moraceae*, *Eucommia*, *Liquidambar*, *Comptonia*, *Rosaceae*, *Anacardiaceae*, *Tilia*, *Aesculus*, *Ilex*, *Agaliaceae*, *Lonicera*. Споры растений представлены скромно: *Polypodiaceae* (0.5–2%), *Osmunda*, *Lycopodium* – ед.).

Результаты палинологического анализа отражены на диаграмме (рис. 5). Каких-либо принципиальных различий между комплексами из разных интервалов общего разреза (тт. 9146, 9149, 9151) не обнаруживается. Незначительные колебания в структуре спектров могут быть объяснены различными причинами, включая элементы случайности. Состав наземных растительных группировок более консервативен и устойчив к незначительным климатическим изменениям по сравнению с диатомовыми сообществами. Последние, обитая в иной среде, обнаруживают большую зависимость от определяющих ее факторов, в то время как наземные растения остаются к ней достаточно индифферентными.

Близкие по составу палинокомплексы установлены нами в среднемиоценовых отложениях бассейна р. Раздольной, датированных радиоизотопным методом (трековый анализ), а также в слоях с усть-суйфунской флорой [25]. Вместе с тем, они заметно отличаются от спектров из типового разреза синеутесовской свиты, возраст которой мы считаем раннемиоценовым. В целом же результаты палинологического анализа и данные изучения макрофлоры не противоречат друг другу. Непринципиальные расхождения объясняются особенностями пыльцевой продуктивности разных родов, транспортабельностью пыльцы, ее способностью к консервации и последующему сохранению в осадках. Определенное влияние оказывают тафономические факторы, а также ограниченность объема коллекций макрофлоры и числа образцов для спорово-пыльцевого анализа. Необходимо заметить, что наши палинологические данные полностью совпадают с результатами, полученными ранее И.Б. Мамонтовой [16] для того же разреза.

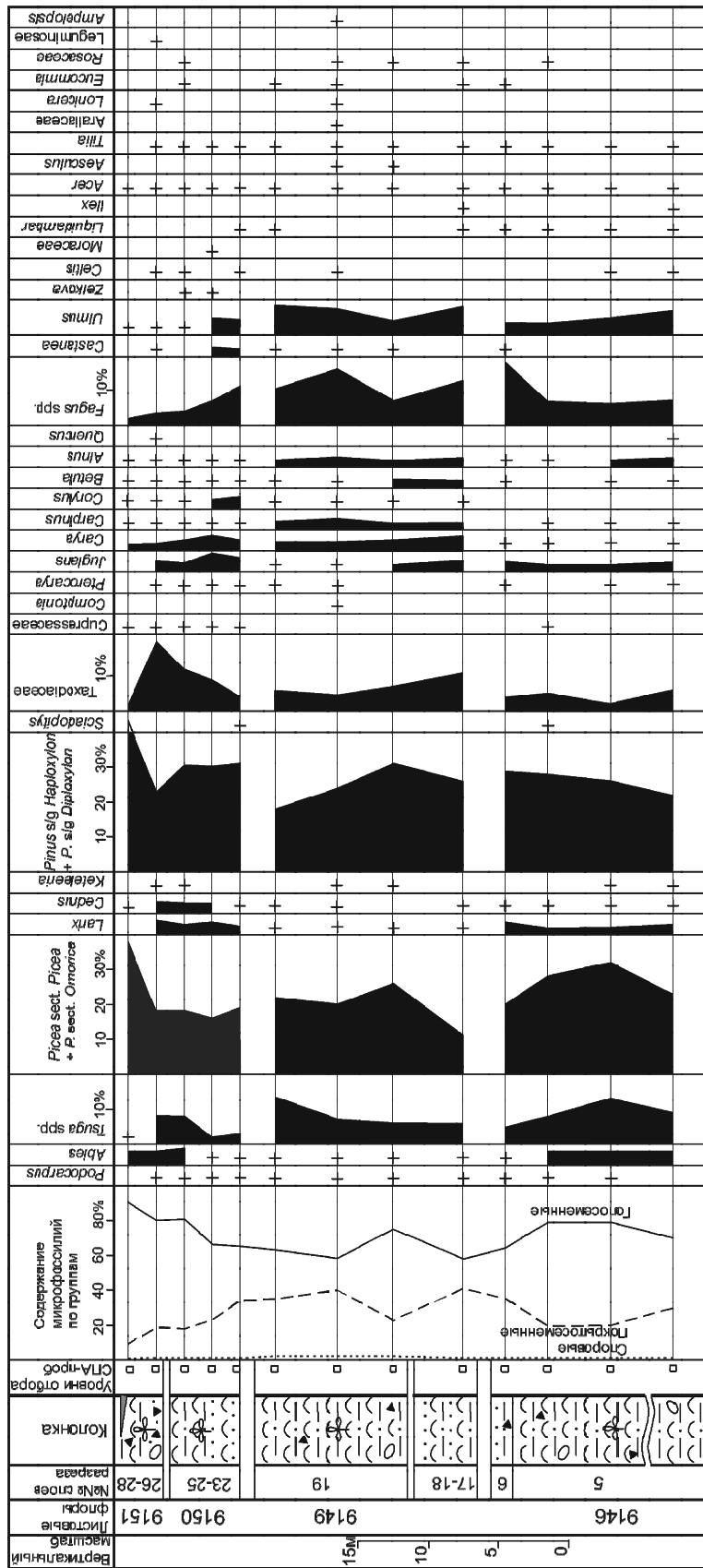
### Палеоклимат и возраст

Обилие каолинита в тонкообломочной фракции пород новокачалинской свиты указывает на вероятное формирование их в условиях умеренно теплого, влажного климата. Это предположение полностью согласуется с палеоботаническими данными. Присутствие в ханкайской макро- и микрофлоре таких

четких индикаторов температуры и влажности, как каштан и бук, позволяет восстановить основные параметры климата соответствующей эпохи. Граница выживаемости каштана мягчайшего, с которым в плане родства увязывается ханкайский *Castanea miomollissima*, определяется среднеянварской изотермой  $-1^{\circ}\text{C}$ , бук нормально развивается при средней температуре января  $0^{\circ}\text{C}$  [Жизнь растений, 1980]. Кроме того, присутствие последнего (в массе) свидетельствует о равномерном по сезонам года выпадении атмосферных осадков, хотя зимой, вероятно, частью в твердой фазе. Как известно, бук не терпит более или менее длительного засушливого периода, даже если температурный режим конкретной местности не препятствует его произрастанию. Равномерность атмосферного увлажнения в течение года в ханкайское время объясняется ослаблением влияния зимнего восточноазиатского муссона. Именно этот атмосферный феномен, возникший, как считается [42] еще в олигоцене, определяет во многом облик современной флоры континентальных районов в умеренных широтах Восточной Азии. В целом климат территории сегодняшнего Приханковья в новокачалинское время соответствовал примерно современным климатическим условиям Северного Хонсю (Япония).

По результатам комплексного изучения биоты возраст новокачалинской свиты определен нами как средний миоцен с возможным удревнением до **позднего** раннего миоцена. Ханкайская макрофлора занимает промежуточное положение между раннемиоценовыми японскими флорами *Aniai*-типе (в Приморье – это флора Синего Утеса) и позднемиоценовой усть-суйфунской флорой, обнаруживая в большей степени черты сходства с последней. Существующие сложности в определении возраста помимо прочего объясняются субъективными причинами. Последние явились результатом завышенной оценки влияния т.н. климатического оптимума миоцена – продуктивной и оригинальной концепции, разработанной М.А. Ахметьевым [4], – на эволюцию дендрофлоры в континентальном секторе япономорского побережья. Порожденные этим проблемы рассмотрены ранее [25]. Главная из них – необоснованный перенос ряда региональных палеофлор, прежде считавшихся палеогеновыми, на уровень миоцена. В результате среднемиоценовый интервал оказался "плотно занят" флорами двух типов (болотнинской – аналогом среднеэоценовой угловской и краскинско-реттиховской – "энгельгардиевой", считавшейся до этого олигоценовой).

Теперь, когда болотнинская флора рассматривается как среднеэоценовая [3], а искусственность опе-



+ Содержание микрофоссилий - менее 2% от общего их числа в пробе, принимаемого за 100%

Рис. 5. Результаты спорово-пыльцевого анализа (СПА) стратигипического разреза новокачалинской свиты (условные обозначения см. к рис. 3).



рации по переносу на миоценовый уровень флор "энгельгардиевого" типа становится все более очевидной, среднемиоценовый уровень в стратиграфической схеме Приморья оказывается "свободным". Следовательно, никаких формальных препятствий для "занятия" его новокачалинской свитой, включающей ханкайскую флору, нет. Следует заметить, что по литологическому облику новокачалинская свита обнаруживает наибольшее сходство с надугленосной туфогенной составляющей разрезов Павловского угольного поля. Возраст последней, определен радиоизотопными методами [23] как среднемиоценовый с отклонением в **поздний** ранний миоцен.

Учитывая несомненные достоинства стратотипического разреза новокачалинской свиты (доступность, обнаженность, богатый комплекс биоты, практически неограниченная сохранность во времени), предлагается одновременно считать его стратотипом нового регионального подразделения – **новокачалинского горизонта**, отвечающего среднемиоценовой эпохе в геологической истории Приморья.

#### ВЫВОДЫ

1. Значительная мощность (>200 м) третичных отложений западного побережья оз. Ханка и специфика содержащейся в них биоты дают основание для повышения их прежнего стратиграфического ранга (слои с *Fagus chankaica*). Для них предложено название **новокачалинская свита**.

2. Комплекс пород, слагающих новокачалинскую свиту, формировался в условиях неоднократной смены озерных фациальных обстановок аллювиальными, что отражено в смене пород стратотипического разреза.

3. Климатические условия во время формирования новокачалинской свиты соответствовали параметрам теплоумеренного климата с более или менее равномерным увлажнением по сезонам года. Последнее связано с ослаблением влияния зимнего восточноазиатского муссона.

4. Возраст новокачалинской свиты отвечает уровню среднего миоцена с возможным удревнением до **позднего** раннего миоцена.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны А.М. Ахметьеву за ряд ценных замечаний и предложений по улучшению текста статьи и ее графической составляющей. Работа выполнена при содействии Российского фонда фундаментальных исследований (проект РФФИ 02-05-39006) и гранта ДВО РАН 03-3-А-08-115.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Аблаев А.Г., Ильинская И.А., Шмидт И.Н. О миоценовой ханкайской флоре Западного Приморья // Стратиграфия и флора континентального неогена Дальнего Востока. М.: Наука, 1979. С. 8–13.
2. Аблаев А.Г., Тащи С.М., Васильев И.В. Миоцен Ханкайской впадины Западного Приморья. Владивосток: Дальнаука, 1994. 146 с.
3. Аблаев А.Г. Биостратиграфия палеогена побережья юга Приморья. Владивосток: Дальнаука, 2000. 116 с.
4. Ахметьев М.А. О климатических флуктуациях в палеогене и неогене в средних и высоких широтах Земного шара // Международный геологический конгресс, 25 сессия: доклады советских геологов. Палеонтология и морская геология. М.: Наука, 1976. С. 138–146.
5. Байковская Т.Н. Верхнемиоценовая флора Южного Приморья. Л.: Наука, 1974. 196 с.
6. Берсенева И.И., Морозова В.Ф., Салун С.А. и др. Новые данные по стратиграфии аллювиальных, озерно-аллювиальных и озерных четвертичных отложений Приморья и Среднего Приамурья // Сов. геология. 1962. № 9. С. 78–86.
7. Геология СССР. Т. 32. Приморский край. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1969. 695 с.
8. Денисов Е.П. Новейшая тектоника и позднекайнозойский вулканизм Южного Приморья и прилегающих областей. Владивосток: Дальневост. кн. изд-во, 1965. 82 с.
9. Жузе А.П. К истории диатомовой флоры озера Ханка // Материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1952. С. 226–252. (Тр. Ин-та географии АН СССР; Т. 6. Вып. 56).
10. Жузе А.П. К истории ископаемой и современной флор диатомовых озера Ханка // Материалы по физической географии юга Дальнего Востока. М.: Изд-во АН СССР, 1953. С. 153–171. (Тр. Ин-та географии АН СССР; Т. 3. Вып. 58).
11. Ивашинников Ю.К. Палеогеоморфология депрессионных морфоструктур юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1978. 131 с.
12. Климова Р.С. Миоценовая флора и фитостратиграфические горизонты Приморского края // Палеоботаника и фитостратиграфия Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. С. 65–76.
13. Красилов В.А., Алексеенко Т.М. Смена растительных сообществ в палеогене и неогене Южного Приморья // Палеоботаника на Дальнем Востоке. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 7–17.
14. Криштофович А.Н. О третичной флоре бухты Посет, собранной Э.Э.Анертом в 1919 году // Материалы по геологии и полез. ископаемым. Дал. Востока. Благовещенск: Книжное дело, 1921. № 1. С. 1–28.
15. Криштофович А.Н. Миоценовые растения из суйфунской свиты Уссурийского края // Ботан. журн. 1946. Т. 31. № 4. С. 7–34.
16. Мамонтова И.Б. Миоценовая флора ханкайских слоев Приморья (палинологические данные) // Новые данные по стратиграфии и палеогеографии Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 102–105.
17. Моисеева А.И. Атлас неогеновых диатомовых водорослей Приморского края. Л.: Наука, 1971. 152 с.
18. Моисеева А.И., Царько Е.И. Этапы развития флоры диато-

- мовых водорослей и детальная стратиграфия континентального неогена юга Дальнего Востока // Тез. докл. 5-ой школы по диатомовым водорослям "Диатомовые водоросли – индикаторы изменений окружающей среды и климата". Иркутск, 1993. С. 32–33.
19. Моисеева А.И. Расчленение континентальных отложений неогена Дальнего Востока по диатомеям // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 5. С. 92–103.
  20. Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. Геология Приморского края. (Препр.) Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. Ч. 1. 66 с.
  21. Никольская В.В. Некоторые данные по палеогеографии оз. Ханка // Материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1952. С. 215–225. (Тр. ин-та географии АН СССР; Т. 6. Вып. 56).
  22. Павлюткин Б.И. Грубообломочные терригенные компоненты и их роль в палеогеографических исследованиях // Количественные параметры природной среды в плейстоцене. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. С. 58–66.
  23. Павлюткин Б.И., Ганзей С.С., Пушкарь В.С., Петренко Т.И. Палеоботаническая характеристика и радиометрическое датирование неогеновых отложений Южного Приморья // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1, № 6. С. 40–47.
  24. Павлюткин Б.И. Неогеновые красноцветы Приморья // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 2. С. 119–125.
  25. Павлюткин Б.И. Позднемиоценовая флора юга Приморья. Владивосток: Дальнаука, 2002. 192 с.
  26. Павлюткин Б.И., Ханчук А.И. Новые данные о возрасте озера Ханка, Дальний Восток России // Докл. АН. 2002. Т. 382, № 6. С. 1–3.
  27. Пименов Г.М. Миоценовые хвойные юга Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1990. 108 с.
  28. Пушкарь В.С., Короткий А.М. Зональная стратиграфия континентального верхнего кайнозоя Сихотэ-Алиня // Тез. науч.-практ. конф. РМСК Востока СССР. Стратиграфия кайнозоя Дальнего Востока. Владивосток, 1985. С. 22–23.
  29. Решения Межведомственного стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока СССР (Владивосток, 1978 г.): (Препр.) Магадан: ГКП СВПГО, 1982. 182 с.
  30. Решения 4-го Межведомственного стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Хабаровск, 1990 г.): (Препр.) Хабаровск: ХГГПИ, 1994. 124 с.
  31. Стратиграфия СССР. Неогеновая система. П/том 2. М.: Недра, 1986. 443 с.
  32. Темнискова-Топалова Д.Н., Козыренко Т.А., Моисеева А.И. Новый род *Pontodiscus* (Bacillariophyta) // Ботан. журн. 1981. Т. 66, № 9. С. 1308–1311.
  33. Черемисинова Е.А. Диатомовая флора неогеновых отложений Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1974. 68 с.
  34. Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М.: Наука, 1966. 240 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 161).
  35. Akiba F., Tanimura Y., Tsoy I., and Hiramatsu C. Morphology of an extinct nonmarine diatom, *Aulacoseira moisseevae* n. sp. from Japan and two other related species with elliptical valves, and their taxonomic implication // 14th International Diatom Symposium, Tokyo, Sept.2-8, 1996, Abstracts. P. 1.
  36. Bradbury J.P. Fossil Diatoms and Neogene paleolimnology // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1988. V. 62. P. 299–316.
  37. Bradbury J.P., Krebs W.N. *Actinocyclus* (Bacillariophyta) species from lacustrine Miocene deposits of the Western United States // *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper.* 1995. Vol. 1543-A. P. 1–48.
  38. Krebs W.N., Bradbury J.P., Theriot E. Neogene and Quaternary Lacustrine Diatom Biochronology, Western USA // *Palaios.* 1987. V. 2. P. 505–513.
  39. Krebs W.N., Bradbury J.P. Geological ranges of lacustrine *Actinocyclus* species, Western United States // *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper.* 1995. V. 1543-B. P. 49–73.
  40. Servant-Vildary S., Paicheler J.C., Semelin B. Miocene lacustrine diatoms from Turkey // 9-th Diatom Symp., Yaonsu. 1986. P. 165–180.
  41. Van Landingham S.L. Paleocology and microfloristics of Miocene diatomites // *Nova Hedwigia.* 1967. Beih. 26. P. 1–77.
  42. Wang P.X. Progress in Late Cenozoic palaeoclimatology of China // *Evol. East. Asian Environ.* (1). *Geol. and Palaeoclimatol. Proc. Inter. Conf. (Hong-Kong, 7–12 Jan. 1983).* Hong-Kong, 1984. P. 165–187.

Поступила в редакцию 15 июня 2003 г.

Рекомендована к печати Л.И. Попеко

***B.I. Pavlyutkin, V.S. Pushkar, M.V. Cherepanova, T.I. Petrenko***

### **The Miocene stratigraphy problems of the Khanka depression of Primorye, Russian Far East**

The paper discusses the problems of Miocene stratigraphy of the Khanka depression, exemplified by the *Fagus chankaica*-bearing strata found in the geologic sections of the northwestern part of Lake Khanka shoreline. The straton corresponding to the indicated strata should be rated as a higher rank unit and may be equivalent in rank to a formation. The following name is proposed for this straton: the Novokachalinsky Formation. The type section of the stratotype of the new formation, lithologic and paleofacies characteristics of the rocks composing the stratotype, and a description of biota (macro- and microflora) are presented. Sedimentation occurred in warm-temperate climatic conditions and was characterized by alternating lacustrine and alluvial environments. The new formation was formed in Middle Miocene time. The lower age limit for the Novokachalinsky Formation may be considered to be late Early Miocene. On the basis of the Novokachalinsky Formation stratotype, a horizon under the same name is proposed to be distinguished.

## ГЕОЛОГО-ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ РОССЫПЕЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В ШЕЛЬФОВЫХ ОБЛАСТЯХ МИРОВОГО ОКЕАНА

*А.М. Иванова, А.Н. Смирнов, Е.А. Пашковская*

*Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов  
Мирового океана, г. Санкт-Петербург*

Рассмотрены главные геолого-промышленные типы россыпей полезных ископаемых: петрогенных (золота, касситерита, платиноидов, хромита, алмазов, минералов титана, железа, циркония и редких земель) и биогенных (янтаря, янтаревидных смол, мамонтовых костей). Помимо минерального состава, для выделенных типов россыпей характерны особые наборы россыпеобразующих формаций, наличие или отсутствие промежуточных коллекторов (в том числе кор выветривания). Типы различаются по географическому положению (широты), пространственному размещению (региональное или локальное), генезису продуктивных горизонтов и масштабу ресурсов.

Значительная доля типов россыпей приходится на эпоху плейстоцен–голоцен. К этому этапу формирования относятся крупнейшие залежи "черных песков" с ильменитом, титаномагнетитом, цирконом, монацитом в региональных и трансрегиональных зонах и поясах вдоль побережий Африки, Австралии, Индии, Америки, островов Мадагаскар, Шри-Ланка, Новой Зеландии, а также магнетит-ильменитовые россыпи, связанные с вулканическими системами Тихого океана. Преимущественно с плейстоцен-голоценовыми образованиями связаны россыпи алмазов вдоль атлантического побережья Африки. Молодой возраст имеют локальные россыпи платиноидов и хромита, известные золотоносные номские месторождения, а также промышленные скопления мамонтовых костей на восточноарктической континентальной окраине России.

Весьма ресурсоемкими являются россыпи олова (касситерита) и золота с длительным (эоцен–голоцен) периодом формирования и полигенными продуктивными горизонтами, залегающими в кайнозойском чехле приморских низменностей, на дне акваторий и островах Восточной Арктики. В близком возрастном диапазоне образовались и оловянные россыпи крупнейшей Малайско-Индонезийской провинции. Эоцен-олигоценный возраст имеют уникальные россыпи янтаря в Калининградской области РФ; в то же время, молодые янтареносные образования на побережьях многих районов Евразийской провинции гораздо менее продуктивны.

Размещение россыпей определенного минерального состава, периода формирования и масштаба тесно связано с геоструктурными особенностями окраин континентов и их палеогеографией в кайнозой, что определяется глобальными процессами образования и развития океанических бассейнов в общей геодинамической системе Мировой океан–континенты.

**Ключевые слова:** полезные ископаемые, россыпи, минеральный состав, россыпеобразующие формации, промежуточные коллекторы, географическое положение, пространственное размещение, генезис, масштабы ресурсов, шельф, Мировой океан.

Шельфовые области Мирового океана богаты россыпными полезными ископаемыми. К ним относятся как первично-эндогенные или петрогенные концентрации касситерита, алмазов, хромита, платиноидов, минералов титана, железа, циркония и редких земель, граната, камнесамоцветного сырья (агатов, халцедонов), так и биогенные образования (янтарь, мамонтовые кости). С конца 70-х годов во

ВНИИОкеангеология (ранее – НИИГА, НПО "Севморгео") проводились сбор и обобщение материала по россыпям шельфовых областей России (СССР) и Мира. Разработана таксономия россыпных единиц, определены основные закономерности их размещения и формирования, произведена оценка минерально-сырьевого потенциала [3–5, 7]. Россыпная минералогия шельфовых областей освещена в целом ряде

крупных публикаций [1, 4, 11, 13] и отражена на специализированных картах страны и Мира в целом [2, 8]. Сформированы банки "Россыпи шельфовых областей а) России и б) Мира", содержащие сведения о россыпях петрогенного и биогенного классов: по 190 объектам в России и 485 – Мира [15].

По окраинам Мирового океана простираются четыре россыпных мегапояса – Тихоокеанский, Атлантический, Индоокеанский и Арктический. В их состав входят семь поясов и 50 зон, в свою очередь содержащих 130 россыпных районов, из которых наибольшее число – 55 – сосредоточено в Тихоокеанском мегапоясе.

Источниками питания петрогенных россыпей служат рудные концентрации, рассеянная вкрапленность и акцессории в магматических и метаморфических породах, а также осадочные толщи – промежуточные коллекторы в орогенных сооружениях и выступах основания по периферии континентов и на островах. Именно геоструктурные особенности и формационные питающие комплексы континентальных окраин определяют размещение и минеральный состав россыпей.

Тихоокеанский мегапояс отличается широким проявлением молодого (мезозой–кайнозой) магматизма и рудогенеза в орогенных поясах, зонах активизации и островных дугах. С этим фактором связано обилие россыпей золота, касситерита, минералов железа и титана, известны россыпи хромита, платиноидов. Шельфовые области здесь принадлежат, главным образом, к системам активных континентальных окраин. По периферии континентов, окружающих Атлантический, Индийский и Северный Ледовитый океаны, располагаются щиты и складчатые сооружения с выходами метаморфических, изверженных и осадочных пород докембрия – палеозоя – мезозоя. Только в Атлантическом мегапоясе известны богатые промышленные россыпи алмазов. Вдоль побережий Атлантического и Индийского океанов сосредоточены огромные скопления ильменита, титаномагнетита, циркона и минералов редких земель, тогда как в Тихоокеанском поясе сопоставимые по масштабам россыпи находятся лишь в Австралии и Новой Зеландии.

Важнейшей предпосылкой формирования россыпей служат периоды пенепленизации и образования кор выветривания в конце мезозоя – начале кайнозоя. Большое значение имеют также длительность накопления рудного материала в россыпях и палеогеографические ситуации, определяющие генезис и параметры продуктивных горизонтов и тел. Выделяются группы россыпей по их временной

приуроченности, связанные с этапами: 1) плейстоцен-голоценовым, 2) эоцен-олигоценным и 3) длительным формированием – с палеогена по голоцен.

Применительно к прибрежно-морским россыпям "черных" минералов (ильменит, магнетит, титаномагнетит и сопутствующие минералы циркония и редких земель), содержащим огромные массы рудного вещества, очень важное значение имеет литогидроаэродинамика – деятельность волн, течений и ветров.

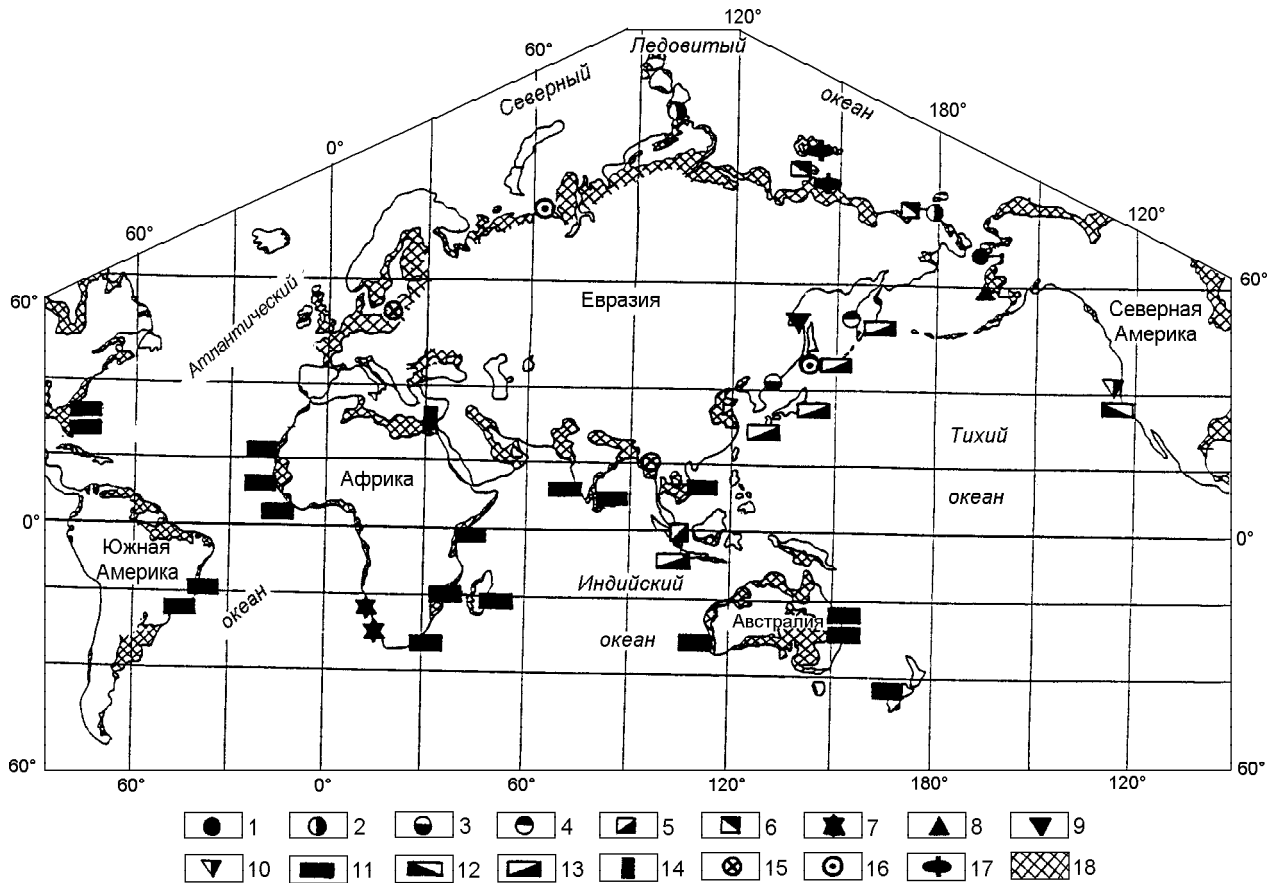
Далее дается краткая характеристика типов россыпей в шельфовых областях Мира (таблица), их размещение иллюстрирует рисунок.

**Золото.** Россыпная золотоносность проявлена практически во всех поясах и зонах шельфовых областей Мира. Однако промышленные скопления металла ограничены несколькими районами с характерными геолого-историческими обстановками.

Наиболее известен золотоносный район Сьюард в Береговой зоне (Кордильерский пояс) с россыпями *номского* типа [1]. Здесь продуктивны отложения морских плиоцен-голоценовых террас в приморской равнине, ширина которой достигает 5–6 км. Наиболее богаты плейстоценовые террасы (пляжи) на отметках от 10–12 до 21–24 м на суше и -6 и -10 м на дне акватории, а также современные пляжи, бары и аллювий в приустьевых частях рек. В роли промежуточных коллекторов выступают ледниковые и водно-ледниковые отложения регрессивных этапов. Коренными источниками золота являются, по всей вероятности, золоторудные образования, связанные с гранитоидами (мезозой?). Активным гидродинамическим агентом служила штормовая волноприбойная деятельность на абразионных участках берега в сочетании с плоскими и широкими волнами вне периодов штормов (осень и весна).

В аналогичной ситуации известны современные прибрежно-морские россыпи золота на о. Кадьяк (в ассоциации с магнетитом, хромитом и платиной). Таким образом, формирование россыпей золота *номского* типа происходило при чередовании морских трансгрессий и регрессий в сочетании с периодами оледенений; золотоносные горизонты прибрежно-морского генезиса, как правило, ориентированы согласно с береговыми линиями, роль аллювиальных концентраций (по нормали к берегу) относительно невелика.

Россыпи золота *ривеевского* типа – принадлежность восточноарктической шельфовой области России (Валькарайский россыпной район в Восточно-Сибирско-Чукотской зоне). Характерной особенностью является весьма длительный (эоцен–голоцен)



**Рис. 1.** Размещение россыпных месторождений различных типов в шельфовых областях Мирового океана.

Типы россыпных месторождений: 1–4 – золота (1 – номский, 2 – рывеемский, 3 – южноприморский, 4 – западнокамчатский); 5–6 – олова (5 – малайско-индонезийский, 6 – лаптевско-восточносибирский); 7 – алмазов (западноафриканский); 8–10 – платиноидов и хромита (8 – гудньюзский, 9 – феклистовский, 10 – орегонский); 11–14 – минералов титана, железа, циркония и редких земель (11 – австрало-индо-атлантический, 12 – орегонский, 13 – тихоокеанский, 14 – египетский); 15–16 – янтаря (15 – прибалтийский, 16 – арктическо-дальневосточный); 17 – мамонтовых костей (североякутский); 18 – приморские низменности (кайнозойские палеошельфы).

период формирования россыпей при явной их связи с коренными источниками (оруденение золото-кварцевой формации в метаморфизованных терригенно-карбонатных толщах палеозоя) и древними (даний-палеоцен) корами выветривания. Золотоносные горизонты полифациальны и разновозрастны: аллювиальные и элювиально-делювиальные эоцен-олигоценные, прибрежно-морские и аллювиально-морские в интервале миоцен-плейстоцен-голоцен. Своеобразна пространственная ориентировка продуктивных горизонтов – сочетание субсогласных с современной береговой линией и направленных к ней по нормали, в соответствии с очертаниями древних береговых уступов и речных долин и палеодолин (в зонах разломов).

Близки к этому же типу и россыпи Челюскинского района (Карская зона, п-ов Таймыр) [4]. Здесь

наиболее масштабны концентрации золота в субмеридиональных эрозионно-тектонических депрессиях (грабен-долинах), где на золотоносных же мезозойских конгломератах с реликтами палеогеновых кор выветривания залегает полигенная толща с чередованием прибрежно-морских и аллювиально-пролювиальных продуктивных горизонтов и возрастом от олигоцен-миоцена до плейстоцена. Грубо поперечны по отношению к депрессиям прибрежно-морские россыпи золота, приуроченные к древним (олигоцен-миоцен, на отметках 10–25 м) и более молодым, плейстоценовым береговым уступам. На противоположной стороне пр. Литке, в приморской низменности на юге о. Большевик известна россыпь золота прибрежно-морского генезиса и олигоцен-миоценового возраста, ориентированная параллельно береговой линии

Таблица. Основные геолого-промышленные типы россыпей в шельфовых областях Мирового океана.

Временная принадлежность	Типы	Минеральный состав	Россыпеобразующие формации	Коры выветривания (КВ) и промежуточные коллекторы (ПК)	Географическое положение (широты)	Пространственное размещение	Генезис продуктивных горизонтов	Масштаб объектов
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Пleistocen-голоценового этапа	Австрало-индо-атлантический	Ильменит, титаномагнетит, циркон, рутил, минералы редких земель, Гранат	Древние метаморфиты, осадочные и магматические породы палеозоя-мезозоя	КВ (P-N) ПК (MZ-KZ)	Низкие (преимущественно 40° с.ш. – 40° ю.ш.)	Трансрегиональное (пояса и зоны)	Прибрежно-морской и эоловый (иногда – временных потоков)	Различный, до крупного и уникального
	Западно-африканский	Ильменит, титаномагнетит, магнетит (хромит, платина, золото, циркон, рутил)	Осадочные и магматические породы Палеозоя-мезозоя	ПК (P-N)	Низкие и средние (30–50° с.п.)	Региональное (зоны)	Прибрежно-морской, в меньшей мере – эоловый	Средний и мелкий
	Орегонский	Магнетит, титаномагнетит (хромит, золото, редко – циркон и монацит)	Вулканогенные породы мезозоя-кайнозоя (андезит-базальтовая формация)	ПК (N <sub>1</sub> )?	Низкие и средние		Преимущественно прибрежно-морской	Крупные
	Египетский	Ильменит, магнетит (циркон, рутил, монацит)	Древние метаморфиты, молодые вулканогенные толщи	?	Низкие (30–50° с.п.)	Локальное (район)	Аллювиальный (дельтовый), прибрежно-морской	Крупные
	Гуднозский Феклистовский	Платиноиды, хромит	Массивы ультрабазитов	Ледниковые и водноледниковые образования	Средние и высокие	Локальное (район, узел)	Аллювиальный, делловально-пролювиальный, прибрежно-морской	От крупных до мелких
	Номский	Золото	Рудные формации в связи с гранитоидами мезозоя	Ледниковые и водноледниковые образования	Высокие	Локальное (район, узел)	Прибрежно-морской	Крупные
	Южнопри-морский	Золото		-	Средние	Локальное (районы и узлы)	Аллювиальный и прибрежно-морской	Мелкие
	Западно-камчатский	Золото	Метаморфические и рудные формации палеозоя-мезозоя	ПК (N <sub>2</sub> -Q <sub>п</sub> )	Средние	Локальное (район, узлы)	Прибрежно-морской	Мелкие

Таблица. (Продолжение).

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Длительного (Р <sub>1</sub> -Q <sub>IV</sub> ) формования	Рывеевский	Золото	Рудные формации в связи с гранитоидами мезозоя?	КВ (Р <sub>1</sub> )	Высокие	Локальное (районы и узлы)	Аллювиальные и прибрежно-морской	Крупные и очень крупные
	Восточно-арктический или Лаптевско-восточно-сибирский	Олово (касситерит)	Рудные формации в связи с гранитоидами мезозоя	КВ (Р <sub>1</sub> - N <sub>1</sub> ?)	Высокие	Локальное (районы и узлы)	Делювиально- и аллювиально-пролювиальный, прибрежно-морской (с Р <sub>3</sub> )	Крупные и очень крупные
	Малайско-индонезийский	Олово (касситерит)		КВ (K <sub>2</sub> -P <sub>1</sub> )	Низкие	Локальное (районы и узлы)	Аллювиальные, временных потоков, прибрежно-морской (с N <sub>2</sub> <sup>3</sup> - Q <sub>1</sub> )	Различный, до крупных
Биогенные россыпные полезные ископаемые								
Позднеплейстоценово-голландового этапа	Арктическо-дальневосточный	Янтарь и янтаревидные ископаемые смолы	1. Первичные – континентальные осадочные угленосные формации (K <sub>2</sub> , P, N, Q) 2. Древние (P <sub>2,3</sub> ) морские погребенные россыпи		Высокие и средние	Локальное	Прибрежно-морской и аллювиально-морской (дельтовый)	Мелкие
	Североякутский	Мамонтовая кость (бивни)	Континентальные осадочные образования (криогенно-золотые) Q <sub>II</sub>		Высокие	Региональное (провинция)	Прибрежно-морской	Средний и мелкий
Раннекайнозойского этапа	Прибалтийский	Янтарь и янтаревидные ископаемые смолы	Морские осадочные отложения (P <sub>2</sub> -P <sub>3</sub> )		Средние	Региональное (провинция)	Морской	Крупные и очень крупные (уникальные?)

моря и залегающая на отметках 10–15 м на докембрийском цоколе с фрагментами кор выветривания.

Россыпи названного типа, как правило, погребенные при мощностях торфов до 40–50 м; современное россыпобразование незначительно. Для рывеемского типа характерны неоднократные трансгрессии и регрессии моря и четкая зависимость размещения продуктивных горизонтов от структурно-тектонического плана в конце мезозоя и областей пенеппенизации и образования кор выветривания в раннем кайнозое (палеоцен).

Некоторой модификацией рывеемского типа можно считать погребенные россыпи Кухтуйского района (Западно-Приохотская зона), где золотоносны палеодолины в неогеновых депрессиях, поперечных к береговой линии и перекрытых более молодыми прибрежно-морскими осадками. Генезис россыпей аллювиальный, питание – за счет богатых металлом коренных источников.

Третий тип россыпей может быть назван *южно-приморским* (юг Дальнего Востока). Здесь россыпи золота тесно связаны с оруденением золото-кварцевой формации и полями разновозрастных гранитоидов на побережье и о. Аскольда. Погребенные и затопленные аллювиальные россыпи на шельфе (возраст их – средний плейстоцен–голоцен) продолжают аллювиально-пролювиальные концентрации на суше и прослежены до глубин моря 20–25 м. Дискордантны им преимущественно молодые (поздний плейстоцен – голоцен) прибрежно-морские россыпи на пляже и бенче при глубинах моря до 40–50 м.

Особняком стоит *западнокамчатский* тип россыпей, расположенный вдоль береговых линий морей (поздний плейстоцен–голоцен) на современных пляжах и дне акватории. Характерно значительное (до десятков км) удаление их от коренных источников и наличие промежуточных коллекторов – слабо золотоносных горизонтов плиоцена–среднего плейстоцена.

Также значительно удалены от берега коренные рудопроявления и аллювиальные россыпи в Анадырском районе Дальнего Востока. Промежуточными коллекторами для современных прибрежно-морских россыпей здесь служат миоцен-плейстоценовые полигенные толщи приморской низменности.

Таким образом, для золота установлено несколько типов россыпей в шельфовых областях, причем, кроме номского, все они известны на континентальных окраинах России. В их комплекс можно включить и континентальные (преимущественно аллювиальные) плейстоцен-голоценовые россыпи на

островах арх. Северная Земля [14], о. Врангеля, а также о. Аскольда.

**Олово.** В шельфовых областях Мирового океана существуют три основные оловоносные зоны – Малайско-Индонезийская в Тихоокеанском мегапоясе и Восточно-Лаптевская и Восточно-Сибирско-Чукотская – в Арктическом мегапоясе на Северо-Востоке России [1, 9, 12, 13].

Россыпи первой зоны хорошо изучены и образуют *малайско-индонезийский* тип. Они объединяются в оловоносные районы Синкеп-Банка – Белитунг и Малакка и сосредоточены на многочисленных островах и окружающем шельфе Андаманского (восточная часть) и Яванского (север) морей и в Малаккском проливе.

Коренными источниками служат оловорудные тела касситерит-кварцевой и касситерит-силикатной (в меньшей мере – грейзеновой) формаций, связанные с мезозойскими гранитоидами, и сами оловоносные гранитоиды. Важную роль в россыпобразовании играли мощные древние (поздний мел–палеоген) латеритные коры выветривания, содержащие касситерит. Эти коры и остаточные элювиально-делювиальные скопления касситерита формировались на поверхности выравнивания (пенеппен Зунда) в условиях влажного тропического климата. Они образуют первый подтип данного типа (комплекса) россыпей. При переработке этих образований, выносе из них глинистых частиц и цементации оставшегося рудного материала оксидами железа возникали концентрации подтипа кулит ("кора" или "кожа"). Следующий этап – разрушение таких оловоносных тел, обработка временными потоками обломков руд и цементация их гидрооксидами железа с возникновением руд подтипа крикил ("гравий"). Оба последних подтипа имеют континентальный генезис, образованы в начале плиоцена и вместе с элювиально-делювиальными рудными скоплениями и реликтами кор выветривания служили источниками питания для более молодых концентраций касситерита – аллювиальных россыпей, формировавшихся в середине плиоцена на равнинных пространствах в днищах плоских и широких долин (подтип какса-каранг). Заключительный этап россыпного рудогенеза соответствует плейстоцен-голоценовому интервалу времени и обстановкам морских трансгрессий (подтип ментьянг). Эти россыпи, имеющие уже прибрежно-морской генезис, развиты в древних (отметки до 18 м) и современных террасах, на пляжах, барах, а также участках абразии коренных оловоносных пород на банках мелководья.



Погребенные аллювиальные россыпи (плейстоценовые) на шельфе являются продолжением наземных аллювиальных и элювиально-делювиальных концентраций и прослеживаются на удалении до 5–15 км от береговой линии при глубинах моря до 30–40 м. Также известны затопленные россыпи плоских водоразделов. У побережий Таиланда отмечены подводные россыпи, приуроченные к древним береговым линиям на отметках до -40 м.

Исключительное богатство Малайско-Индонезийской зоны с данным типом (комплексом) россыпей олова обеспечивается несколькими факторами. Первый – весьма продуктивные коренные источники, затем – "набор" экзогенных концентраций касситерита, различных по форме, составу и генезису и существовавших длительное (с начала плиоцена) время. Очень важна роль и климатического фактора, в сочетании с пепенизацией создавшего мощные химические коры выветривания. Последние, а затем и рудные образования подтипов кулит, крикил и касса-каранг являлись для плейстоцен-голоценовых россыпей шельфа системой промежуточных коллекторов с очень высокой концентрацией рудного вещества. И, наконец, геоморфологический или географический фактор – наличие множества островных центров (ядер) россыпеобразования, где в условиях ближнего (и очень близкого) сноса рудное вещество непосредственно поступало в прибрежную полосу суши и на шельф.

В Малайско-Индонезийской зоне обнаружено большое количество россыпей касситерита различного масштаба.

Россыпи олова в восточном секторе российской Арктики имеют некоторые черты сходства с вышеописанным типом россыпей Малайско-Индонезийской зоны – это наличие площадных палеоценовых кор выветривания, служащих одним из источников питания более молодых россыпей. Коренные питающие породы здесь представлены, преимущественно, рудами касситерит-силикатной формации в экзоконтактах интрузий меловых гранитоидов. Последние, в силу палеогеографических условий, обнажены локально и, как правило, перекрыты мощным плащом кайнозойских отложений как на суше, так и на дне акваторий. В пределах Восточно-Лаптевской зоны располагаются Чокурдахско-Святоносский и Ляховский оловоносные районы, а Восточно-Сибирско-Чукотской – Чаунский, Валькарайский, Приколымско-Раучуанский и Амгуэмо-Ванкаремский. Ляховский район относится к островным, а остальные находятся в пределах приморских низменностей и побережья моря.

Этап континентального кайнозойского развития в регионе значительно короче, чем в Малайско-Индонезийской зоне, и ограничен палеоцен-эоценовым временем. Здесь на оловоносных корях выветривания формируются делювиально- и аллювиально-пролювиальные отложения, обогащенные касситеритом. Но уже с олигоцена регион превращается в область периодических трансгрессий моря, и поэтому осадочный чехол представляет собой полигенную толщу с чередованием горизонтов континентального и прибрежно-морского генезиса. Следствием этого явилось развитие в арктической шельфовой области своеобразного восточноарктического или *лаптевско-восточносибирского* типа (комплекса) россыпей олова с несколькими геолого-промышленными подтипами. Главный из них включает так называемые "россыпи тектонических уступов", располагающиеся на сочленении морфоструктур с положительным и отрицательным знаком неотектонических движений в абразионно-тектонических ловушках [10, 13]. Они расположены в непосредственной близости от коренных источников на берегу и дне акваторий, находятся под водой и причленены к пляжу. Внутри каждой россыпи насчитывается два-три продуктивных горизонта различного генезиса и возраста от палеоцена–эоцена до голоцена со значительной суммарной мощностью. Наибольшая степень оловоносности установлена для олигоцен-миоценового горизонта. Россыпи данного подтипа известны в Ванькиной губе моря Лаптевых (Чокурдахская), Чаунской губе Восточно-Сибирского моря (Прибрежная и Валькумейская), у побережья о. Б. Ляховский (Западная). Масштабы россыпных объектов варьируют от среднего до очень крупного.

Второй подтип – *россыпи палеодепрессий*, наиболее ярким представителем которого служит Куттинское поле в Ляховском районе с семью россыпями [9, 12]. Оно приурочено к эрозионно-тектонической депрессии в цоколе, заполненной полигенными, в том числе оловоносными отложениями с возрастом от палеоцена до голоцена (современный пляж). Основные продуктивные горизонты – полигенный олигоцен-миоценовый и прибрежно-морской плиоцен-нижнеплейстоценовый. Суммарные ресурсы олова в россыпях Куттинского поля весьма значительны. К этому же подтипу относится, по всей вероятности, подводная россыпь Этерикан в одноименном проливе между островами Б. и М. Ляховскими.

Третий подтип – россыпи древних поверхностей выравнивания (планиформные) – представлен крупным объектом Боруога в проливе Этерикан. Продуктивный пласт залегает непосредственно на

древней (палеоцен) поверхности выравнивания, имеет плиоцен-плейстоценовый возраст и прибрежно-морской генезис.

В целом, геолого-промышленная значимость оловоносных россыпей восточноарктического типа определяется большой суммарной мощностью продуктивных горизонтов, значительными ресурсами и пространственной сближенностью объектов различных подтипов, образующих компактные россыпные узлы и поля. По масштабам ресурсов олова Ляховский район уникален [5, 6, 12]. Особенности формирования таких месторождений – "долгожителей" (с палеоцена до голоцена) – объясняются геоструктурным положением и историей развития региона с длительным спокойным (субплатформенным) режимом осадконакопления при умеренном прогибании в трансгрессивно-регрессивных обстановках с предшествующей подготовкой рудного материала (коры выветривания).

Вдоль сихотэ-алинского побережья Японского моря (Южноприморский район, Сихотэ-Алинская зона) от мысов Дальний и Красная Скала до м. Островной, в бухтах Успения, Валентина и других, на современных пляжах, осушках и в приустьевом аллювии зафиксированы многочисленные ореолы рассеяния касситерита. Погребенные скопления его прослежены на дне акватории в палеодолинах и террасах (верхний плейстоцен) до изобат 100–130 м. Протяженность ореолов достигает сотен метров – первых километров при мощности продуктивного слоя от 1–2 до 10–12 м и содержаниях касситерита до 500 г/м<sup>3</sup>. Совместно с ним отмечены повышенные содержания циркона, монацита, ильменита, иногда – ортита. Источниками этих минералов служат многочисленные интрузии мезозойских гранитоидов с оруденением касситерит-силикатной и касситерит-кварцевой формаций.

**Алмазы.** Единственный в Мире прибрежно-шельфовый регион, где располагаются крупнейшие алмазоносные районы Южная Намибия–ЮАР и Намибия, входящие в Юго-западно-Африканскую зону, – атлантическое побережье Африки протяженностью свыше 700 км (от устья р. Улифантс на юге до низовьев р. Кунене на севере). Здесь протягивается полоса приморских низменностей шириной от 5–10 до 65–75 км с системами морских террас. Самые древние, миоценовые террасы на суше имеют абс. отметки 150–160 м, а плейстоценовые фиксируются на отметках от 20–40 м до 2 м на суше и до -60 ÷ -90 м на дне акватории. В *западноафриканском* типе алмазоносны преимущественно песчано-галечные пляжевые отложения над плотиком коренных пород, локально – в котловинах, ложбинах, бороздах; наибольшей про-

дуктивностью славятся образования так называемой устричной линии в террасах высотой 21–35 м. Кроме того, скопления алмазов локализованы в сухих долинах временных водотоков и дефляционных формах. Площадь континентальных образований, перекрывающих морские террасы, достигает местами мощности 20–40 м. Обогащены алмазами отложения затопленных морских террас на шельфе.

Вопрос о коренных источниках алмазов окончательно не решен. В цоколе морских террас, останцах и горных сооружениях, окаймляющих прибрежную равнину, обнажаются метаморфические породы докембрия и нижнего палеозоя, а также осадочные толщи позднего мезозоя и палеогена. Кимберлитовые трубки предполагаются на удалении от берега (в таком случае алмазоносный материал переносился к побережью палеореками) или в прибрежных районах (в том числе и на дне акватории). Следует отметить активную роль в перемещении алмазоносного материала временных потоков, обладающих высокой энергией. Морские волны у атлантического побережья Африки длиннопериодные, генерирующие вдольбереговые потоки наносов, также немаловажны воздействия сильного прибоя, эпизодических штормов. Наблюдается большое сходство в геоструктурном плане, палеогеографических, климатических и гидродинамических ситуациях между россыпными алмазоносными таксонами в шельфовых областях и австрало-индо-атлантическим типом россыпей "черных" минералов, описанным ниже. К сожалению, недостаточна информация об алмазоносности побережий севернее – в Анголе, Заире, Габоне, Гане, Котд-Ивуаре, Либерии, Сьерра-Леоне (Ганская и Либерийская алмазоносные провинции), а также в Бразилии, Гвиане, Суринаме.

Для шельфовых областей России определенные перспективы россыпной алмазоносности имеют место в Кольско-Беломорско-Тиманской зоне (Терско-Кандалакшский, Онежский, Кулойский и Канино-Тиманский районы), которая примыкает к северной окраине Русской кимберлитовой провинции, где известны тела палеозойских кимберлитов с промышленными содержаниями алмазов, а также промежуточные коллекторы – осадочные толщи среднего и верхнего палеозоя. Аллювиальные и прибрежно-морские плейстоцен-голоценовые отложения этой зоны содержат обширные ореолы рассеяния пиропов и хромшпинелидов, фиксируются находки единичных зерен алмазов. Однако слабая лито-гидродинамика и отсутствие достаточно мощных толщ кайнозоя отрицательно влияют на возможность формирования крупных скоплений алмазов.

Обширные ореолы рассеяния пиропов, пикроильменитов и хромдиопсидов и находки зерен алмазов известны в прибрежно-морских и аллювиальных верхнеплиоцен-четвертичных отложениях Анабаро-Хатангского района. Коренные источники не установлены, промежуточными коллекторами служат мезозойские толщи [3].

Таким образом, промышленно значимые россыпи алмазов на побережьях и дне акваторий (западно-африканский тип) приурочены к пассивным, ортошельфовым континентальным окраинам, где питающие кимберлитовые тела располагаются внутри древних геоструктур – щитов и платформ. Характерные палеогеографические ситуации – неоднократные перемещения береговой линии бассейна в палеогене–неогене и четвертичном периоде, а также активная лито-гидродинамика на протяженных открытых побережьях.

**Платиноиды и хромит.** Россыпи платиноидов и хромита тесно связаны с коренными источниками – телами ультрабазитов; последние размещаются вдоль активизированных окраин континентов и в островодужных системах. Платиноиды и хромит присутствуют как в рудных скоплениях (хромшпинелидовая и магнетитовая формации), так и в виде вкрапленности в самих магматитах. Как правило, ультрабазитовые тела зональны: дунитовое ядро окружено метадунидами, гарцбургитами, верлитами, лерцолитами, иногда сменяющимися по периферии массива (или прорывающими его) габброидами и щелочно-габброидными породами.

Россыпи платиноидов в низовьях рек Гудньюз и Салмон на п-ове Сьюард характеризуют *гудньюзский (альяскинский)* тип как преимущественно аллювиальный, причем древние (плиоцен–плейстоцен) долины обработаны неоднократными оледенениями, а моренные и водноледниковые образования служили промежуточными коллекторами зерен платиноидов, поступавших из разрушавшегося ультрабазитового массива. Россыпи в молодых (плейстоцен–голоценовых) речных долинах продолжают на дне прилегающей акватории.

Предположительно к этому же типу относятся россыпепроявления платиноидов и хромита вдоль восточного побережья п-ова Камчатка и на о. Карагинском. Они отмечены в аллювии, на пляжах, косах, барах и подводном береговом склоне. Коренные источники – меловые ультрабазиты, отмечается роль промежуточных коллекторов – ледниковых и водноледниковых отложений позднего плейстоцена. В Валижгенском и Тайгоносском районах (Северо-Приохотская зона) вдоль побережий Пенжинской губы с

телами меловых гипербазитов и оруденением платиноидно-золото-хромитового состава связаны россыпепроявления платиноидов и хромита на пляжах, в аллювии низовьев рек и донных осадках плейстоцена–голоцена. Возможный промежуточный коллектор – так называемые валижгенские конгломераты (альб–коньяк) с обломками ультраосновных пород. Близ м. Шмидта на севере о. Сахалин известны небольшие россыпи и россыпепроявления хромита (иногда – с золотом), источником которых служат небольшие тела ультрабазитов.

Своеобразный *феклистовский (островной)* тип представлен небольшой россыпью платиноидов с хромитом на о. Феклистова (Пришантарский район Западно-Приохотской зоны). В этой весьма компактной и небольшой по размерам природной системе от центра – питающего массива ультрабазитов – по склонам к долине ручья, а от нее к пляжу и дну акватории последовательно сменяют друг друга разные генетические типы платиноносных образований: элювиально-дельювиальные, аллювиально-пролювиальные и прибрежно-морские (с возрастом поздний плейстоцен–голоцен).

Очень скудны сведения о россыпи хромита на о. Новая Гвинея, где в дельте реки и зал. Юон за счет разрушения массива ультрабазитов сформировалась крупная аллювиально-дельтовая россыпь хромита. Мелкие россыпи хромита, связанные с небольшими телами ультраосновных пород, известны на островах Филиппинского архипелага, Индонезии, Океании.

*Орегонский* тип характеризуется сонахождением в прибрежных россыпях платиноидов, хромита и золота с магнетитом, ильменитом, титаномагнетитом (иногда – цирконом и рутилом), что определяется размытием пород различного состава. В районе Орегон (Береговая зона Кордильерского пояса) источниками питания россыпей являются осадочные и магматические (в том числе и ультраосновные) породы палеозоя и мезозоя, а также рыхлые толщи палеогена–неогена (промежуточные коллекторы), материал которых неоднократно перемылся и переотлагался в морских террасах, образующих системы – "лестницы" на приморской низменности.

**Минералы титана, железа, циркония и редких земель** образуют в шельфовых областях большое количество россыпей с огромными количествами рудного материала [1,18]. Они известны на побережьях всех материков и многих островов в морях и океанах и представлены двумя основными типами.

Яркими представителями первого – *австралоиндо-атлантического* – типа служат многочислен-

ные и богатые россыпи восточного побережья Австралии (районы Сев. Квинсленд, Южн. Квинсленд–Нов. Южн. Уэльс, Ньюкасл–Сидней в зоне Австралийских Альп общей протяженностью свыше 1000 км). Скопления ильменита, рутила, циркона (часто – с монацитом) приурочены к прибрежной равнине, в обрамлении (Большом Водораздельном хребте) и выступах основания которой обнажаются осадочные и изверженные породы палеозоя и мезозоя и, локально, палеогеновые базальты. Приморская равнина наращается системой островов (Страудброк, Фрейзер, Мортон и другие). Вдоль побережья протягивается полоса древних (плейстоцен) и голоценовых пересыпей, пляжей, дюн и баров, вмещающих россыпи. Кроме местных источников питания, "черные" минералы могли поступать в россыпи и из глубин континента от продуктов разрушения латеритных кор выветривания на докембрийских метаморфитах. Корообразование имело место в начале палеогена и на рубеже плиоцена и плейстоцена. Масштабное поступление переносимого реками материала к океану совпадало, вероятно, с периодами регрессий и плейстоценовых оледенений, когда уровень океана был на 130–150 м ниже современного, а береговая линия – на 5–25 км мористее.

Основными агентами формирования россыпей служат волновая и ветровая деятельность. Берега подвержены действию длиннопериодных волн и ветров с преобладающими восточно-юго-восточными направлениями, а также зимних и летних циклонических штормов.

На западном побережье Австралии богатые и крупные россыпи таких же минералов в древних (высотой до 130 м) и современных морских террасах, пляжах и дюнах имеют источниками питания латериты на докембрийских метаморфитах и промежуточные коллекторы – терригенные толщи мезозоя и кайнозоя.

В Индийской россыпной зоне (районы Бангладеш, Коромандель-Кумари, Орисса-Андхра-Прадеш, Шри-Ланка) группы прибрежно-морских россыпей ильменита, циркона, рутила, монацита (иногда – с гранатом и силлиманитом) протягиваются на тысячи километров. Источники питания – толщи метаморфических и изверженных пород докембрия и осадочных – неогена. Характерны системы поднятых (до 80–100 м) и затопленных (до -90 м) морских террас, современных пляжей, баров, лагун и дюн на широкой приморской равнине. "Черные" минералы поступают на побережье с речным стоком и под действием ветров (преимущественно в муссонные периоды) и затем неоднократно переотлагаются под активным

воздействием волн и ветров; ощутимо влияние высоких (до 2 м) приливов. В аналогичной ситуации находятся крупнейшие россыпи ильменита, титаномагнетита и циркона на индоокеанском побережье Африки и о. Мадагаскар (Восточно- и Юго-восточно-Африканская и Мадагаскарская зоны).

Крупные скопления титаномагнетитовых и ильменитовых песков (с магнетитом – на Северном острове, цирконом и монацитом – на Южном) известны на побережьях Новой Зеландии и прослеживаются на сотни километров в плейстоцен-голоценовых террасах (максимальные высоты – до 165 м), пересыпях, дюнах, на пляжах. Источники питания разнообразны: древние метаморфические породы, гранитоиды, осадочные толщи палеозоя–мезозоя, молодые вулканиды и промежуточные коллекторы (палеоген–неоген). Формирование россыпей обеспечивается сильными ветрами ("ревушие сороковые"), волнением и высокими (до 4.6 м) приливами.

Россыпи ильменита, рутила, циркона и монацита на атлантическом побережье Северной Америки (районы Южн. Каролина и Алабама–Сев. Флорида) располагаются на протяжении 1200 км в приморской равнине с системами островных баров, лагун, пересыпей, пляжей, дюн и террас плейстоцен-голоценового возраста (до отметок 40–45 м на суше и дне акватории). Коренные источники – древние метаморфические толщи и палеоген-неогеновые промежуточные коллекторы. Сходны обстановки формирования россыпей и на побережьях Южной Америки (районы Риу-Гранди-ду-Норти-Параиба, Эспириту-Санту-Байя, Рио-де-Жанейро в Бразильской зоне).

У тихоокеанских берегов Северной Америки в районах Вашингтон, Орегон, Сев. Калифорния и Лос-Анжелес (Береговая зона Кордильерского пояса) распространены россыпи *орегонского* типа. Они сходны с австрало-индо-атлантическими по геоморфологической обстановке (приморская равнина с сериями плейстоцен-голоценовых террас на отметках до 100–150 м на суше и подводном береговом склоне) и протяженности (сотни километров). Однако здесь в составе россыпей наряду с титаномагнетитом, магнетитом и ильменитом присутствуют хромит, золото, платина (иногда – рутил, циркон, ураноторит), а в комплексе питающих пород обычны осадочные и магматические образования палеозоя и мезозоя и терригенные толщи палеогена–неогена. Масштаб россыпей не превышает среднего.

Общими чертами для первого (австрало-индо-атлантического) и второго (орегонского) типов россыпей "черных" минералов являются:

- значительная протяженность вдоль относительно прямолинейного берега (сотни и первые тысячи км);

- расположение в приморских низменностях с системами плейстоцен-голоценовых террас и на дне акватории (т.е. формирование при периодической смене трансгрессий и регрессий моря);

- ведущая роль в формировании россыпей сильных и продолжительных ветров и волнений при слабом влиянии современного речного стока, что обусловило сочетание двух генетических типов – прибрежно-морского и эолового;

- высокая энергия переноса материала, обеспечивающая накопление огромных масс (сотни тысяч и миллионы тонн) рудоносных песков.

Россыпи первого типа располагаются по периферии континентальных кратонов и палеозойских складчатых поясов, питающими породами служат как метаморфиты докембрия, так и палеозойско-мезозойские образования. Для орегонского типа комплекс питающих пород ограничен фанерозойскими формациями. В том и другом случае существенна роль промежуточных коллекторов (мезозой–кайнозой). Очень важным моментом является климато-географический – абсолютное большинство россыпных районов с крупными и очень крупными объектами расположены в приэкваториальных областях (40° с.ш. – 40° ю.ш.) с теплым и жарким климатом в течение всего кайнозоя, что обеспечивало подготовку рудного материала (латеритных кор выветривания) на ранних этапах и активную литогидроаэродинамику (волновую и ветровую деятельность) на завершающих стадиях россыпеобразования.

Последнее положение хорошо иллюстрируется "вырождением" первого и второго типов россыпей по мере их смещения к северу. Так, у побережий Китая, о-вов Хайнань и Тайвань, Кореи и Вьетнама россыпи существенно ильменит-цирконового состава (с рутилом, магнетитом, монацитом), хотя и питаются за счет разнообразных (в том числе и метаморфических) пород с промежуточными коллекторами, но не достигают значительных масштабов (в основном это – средние и мелкие). Здесь обычно отсутствуют, как правило, системы высоких террас, меньше протяженность "продуктивных" побережий, активнее роль рек.

Еще далее к северу, в дальневосточных и арктических шельфовых областях, масштабных россыпей первого и второго типов нет и перспективы их обнаружения крайне низки.

В Кольско-Беломорско-Тиманской и Карской зонах известны лишь россыпепроявления "черных" минералов, хотя комплексы питающих пород вполне благоприятны. Своеобразная гидролитодинамическая обстановка в условиях полярного литогенеза не позволяет накапливаться значительным объемам рудного материала на арктических побережьях.

"Вырождение" россыпных зон и районов со скоплениями минералов титана, железа, циркония и редких земель, связанное с изменением литогидродинамических условий, иллюстрируется также данными по шельфовым областям Европы. Здесь, в целом ряде зон и районов вдоль побережий Балтийского, Северного, Черного, Азовского и Средиземного морей известны россыпи ильменита, магнетита, циркона, рутила, граната и монацита. Их источником служат, вероятно, метаморфиты докембрия и осадочные формации палеозоя–мезозоя. Промежуточные коллекторы – палеоген-неогеновые толщи и позднекайнозойские моренные и флювиогляциальные отложения. Из них рудный материал поступает на голоценовые пляжи, в бары, системы кос, пересыпей, дюн и на дно акваторий. В отдельных случаях (Малага в Южн. Испании) фиксируются древние морские террасы на высотах до 40 м. В формировании россыпей активное участие принимают вдольбереговые потоки, волнение, ветры и штормы. Помимо современных, известны и россыпи литоринового времени, связанные с трансгрессией Балтийского моря. На побережье Азовского и Черного морей россыпи отмечены в плейстоценовых террасах и прогнозируются – в плиоценовых. Важное значение имеют дельты и прадельты крупных рек (Днепр, Днестр), широко развиты здесь промежуточные коллекторы мела, палеогена и неогена (особенно благоприятны позднеолигоценые и позднемиоценовые отложения).

Масштабы россыпей во всех названных районах невелики, что объясняется, прежде всего, недостаточной активностью современных литогидродинамических процессов и относительно спокойным неотектоническим режимом в кайнозое.

*Тихоокеанский или вулканогенный* тип россыпей "черных" минералов (магнетит и титаномагнетит, иногда – с хромитом и золотом) тесно связан с коренными источниками определенной формационной принадлежности – изверженными породами базальт-андезитового состава, как правило, входящими в структуры мезозойско-кайнозойских островных дуг и вулканических поясов.

К данному типу относятся россыпи Индонезии, Океании, Филиппин, Японии, Курильских островов,

юго-восточной Камчатки. Они локализованы обычно на современных пляжах, низких террасах, в штормовых валах, дюнах, на подводном береговом склоне. Длина продуктивных тел не превышает десятков-первых сотен километров, определяясь расположением толщ россыпеобразующих формаций. Россыпи образуются в основном под воздействием волновых потоков, направленных по нормали к берегу.

В Индонезии (восточная ветвь Малайско-Индонезийской россыпной зоны) месторождения этого типа сосредоточены на южном берегу о. Ява, юго-востоке о. Суматра, известны на о-вах Бали и Южн. Флорес. Их источниками служат андезиты и базальты; промежуточные коллекторы, как правило, неизвестны за единичными исключениями (миоценовые пески месторождения Джампн Кулонг). В Японии (Сахалино-Японская зона) железистые пески распространены на островах Хоккайдо, Хонсю, Кюсю, Сикоку; наиболее продуктивны отложения пляжей и подводного берегового склона, известны россыпи древних террас (в том числе затопленных). Источники этих песков – неоген-четвертичные вулканогенно-осадочные толщи, в том числе молодые базальтоиды.

Россыпи титаномагнетита в Филиппинской зоне обнаружены на многих островах, но наиболее масштабные – на о. Лусон (протяженность серии месторождений около 300 км); они связаны с размывом миоценовых лав и туфов андезитового состава и сосредоточены на древних и современных пляжах, в дюнах и на дне акватории. На побережьях Филиппинских островов и Индонезии (о-ва Сулавеси, Хальмахера) совместно с магнетитом и титаномагнетитом в россыпях обычен хромит.

На о. Эфате (район Новые Гебриды в зоне островов Океании) россыпи магнетита на пляжах питаются за счет размыва туфолав, в меньшей степени – базальтов. Вне районов островодужного вулканизма россыпи железистых песков редки и локальны (север о. Тайвань, древние и современные пляжевые отложения на участке размыва базальтов).

В шельфовых областях Дальнего Востока россыпи данного типа известны в Карагинском, Восточно-Камчатском и Курильском районах Олюторско-Камчатско-Курильской зоны, Большерецком районе Западно-Камчатской зоны, Восточно- и Южно-Приморском районах Сихотэ-Алинской зоны.

Наиболее хорошо изучены магнетит-титаномагнетитовые россыпи на побережьях о-вов Итуруп и Кунашир в арх. Курильские острова. Они располагаются на пляжах, редко – в лагунах и дюнах, продолжаясь на подводном береговом склоне до изобат 50 м

и более. Россыпи этих минералов обнаружены на побережьях и прилегающем к ним шельфе практически всех островов архипелага, вплоть до его северного окончания. Далее серия россыпей зафиксирована на юго-восточном побережье п-ова Камчатка и на его крайнем юге. Источниками "черных" минералов служат молодые (мел-неоген) вулканы базальт-андезитовых формаций. Протяженность продуктивных тел обычно составляет километры, изредка достигая 20–30 км.

Весьма интересна группа россыпей магнетита и титаномагнетита вдоль западного побережья Татарского пролива (Восточно-Приморский район). Россыпи расположены на узком пляже, бенче и подводном береговом склоне (до -30 ÷ -50 м). Характерно присутствие в россыпях циркона, минералов ванадия и редких земель; основной источник питания – пирокластические породы андезитового состава.

Отдельные россыпи данного типа, как правило, невелики по масштабам (резко преобладают средние и мелкие месторождения), значительно уступая объектам австрало-индо-атлантического и даже орегонского типов.

Таким образом, для вулканогенного типа россыпей "черных" минералов обычны:

- питание за счет молодых (мел-кайнозой) вулканогенных образований преимущественно андезитового состава, развитых в поясах вулкаников по окраинам континента и в островных дугах;
- незначительное влияние промежуточных коллекторов и кор выветривания;
- сближенность областей питания и аккумуляции;
- преимущественный состав: магнетит и титаномагнетит (ильменит), иногда – с примесью хромита, золота, циркона;
- основные агенты россыпеобразования – волновая, потоковая и штормовая деятельность при слабой роли рек;
- незначительное влияние климатической зональности (хотя большинство россыпей и расположено в низких и средних широтах, это связано с формационно-геотектоническими особенностями побережий и преобладанием активного режима в гемисельфовых областях).

Особняком (*египетский* тип) стоят россыпи "черных" минералов (ильменит, магнетит, циркон, рутил, монацит), вытянутые вдоль средиземноморского побережья Египта на расстояние около 250 км. Основным поставщиком минералов является р.Нил, несущая огромные массы рыхлого материала из верхний, где размываются как древние метаморфичес-

кие породы, так и молодые вулканы. Рудный материал концентрируется в дельте (два рукава) и разносится затем вдольбереговыми потоками, формируя на побережье валы, бары, пересыпи, пляжевые отложения и распространяясь на подводный береговой склон. Возраст россыпей считается позднеголоценовым, но не исключается возможность обнаружения и более древних концентраций, связанных с береговыми линиями моря на суше (до широты г. Каир) и дне акватории.

**Янтарь и янтаревидные смолы и мамонтовые кости** (бивни мамонтов вида *Mammuthus primigenius*) относятся к ценным природным биогенным образованиям, формирующим скопления россыпного класса. Указанные полезные ископаемые распространены достаточно широко – в виде незначительных скоплений и единичных находок они известны во многих районах северного полушария; крупные же объекты, оцениваемые как промышленные месторождения, встречаются крайне редко и контролируются зонами кайнозойского шельфового россыпеобразования.

Начальные природные концентрации биогенных полезных ископаемых были весьма далеки от промышленно значимых величин, поскольку органическое вещество так или иначе рассеяно в поверхностном слое осадков на больших площадях. По мере поступления материала происходила планиформная его аккумуляция: смол – в лесных почвах и торфяниках, мамонтовых костей – в континентальных образованиях различного генезиса (эоловых, аллювиальных и др.); в процессе диагенеза формировались первичные биогенно-осадочные месторождения и коллекторы. Россыпные же (вторичные) месторождения, определяющие на сегодня главные геолого-промышленные типы, образовались в морских и прибрежно-морских обстановках за счет переработки продуктивных толщ первичных месторождений и коллекторов.

**Янтарь и янтаревидные смолы.** В Мире выделяются две крупные янтареносные провинции – Американская и Евразийская, различающиеся палеоботаническими и палеогеографическими обстановками, видами янтаря и янтаревидных смол, возрастом и генезисом продуктивных отложений и другими характеристиками. В свою очередь, они объединяют ряд региональных таксонов – янтареносных субпровинций, главными из которых по промышленной янтареносности считаются: в Американской провинции – Северо-Американская субпровинция, в Евразийской – Балтийско-Днепровская и Бирманская. Принципиальное практическое их разли-

чие – в преимущественном развитии различных типов месторождений и их источников. Необходимо отметить, что первичные месторождения янтаря (промышленного уровня), приуроченные к угленосным образованиям, неизвестны [17].

В шельфовых областях выделяются два основных типа россыпей янтаря и янтаревидных смол. Первый из них – *прибалтийский* – характеризуется погребенными древними (палеогеновыми) аллохтонными россыпями, сформировавшимися в морских палеопротовах. Россыпи данного типа представлены крупными промышленными месторождениями; наиболее значимые из них – Приморское и Пальменинское, содержащие до 80 % мировых запасов янтаря и с годовой добычей до 650 т – расположены в Южной Прибалтике (Калининградская область РФ). Подобные россыпи и месторождения, но гораздо меньшего масштаба, известны также в палеошельфовых областях (в том числе в пределах современной суши) других регионов Мира: в Мьянме – Бирманская янтареносная субпровинция, на п-ове Юкатан – Мексиканская субпровинция, в центральной части Северо-Американского континента – Северо-Американская субпровинция.

Второй тип россыпей, представляющий собой современные (голоценовые) прибрежно-морские концентрации (пляжевые, террасовые, литорально-склоновые и др.), дающие в некоторых случаях относительно небольшие промышленные объекты, имеет несколько разновидностей, определяемых характером источников питания.

В Американской провинции широко распространены первичные скопления янтаревидных смол, приуроченные к буроугольным месторождениям ( $K_2-N_1$ ), и молодые россыпи различного генезиса, возникшие за счет их размыва. В шельфовых областях, пространственно связанных с Северо-Американской субпровинцией, развиты мелкие современные прибрежно-морские россыпи – пляжевые, террасовые, а также аллювиально-морские дельтовые, лагунные. Такие россыпи, характеризующиеся невысокими концентрациями полезного компонента, известны на арктическом и тихоокеанском побережье Аляски – в р-не мыса Барроу, в заливах Янтарном и Смита, на Алеутских островах (Кадьяк, Уналашка и др.), на западном побережье Гренландии.

В Евразийской провинции, с более длительным периодом первичного янтареобразования ( $K_1-P_3$ ), выделяются два типа источников для современных (голоценовых) прибрежно-морских россыпей.

В Балтийско-Днепровской субпровинции главным источником голоценовых–современных при-

брежно-морских россыпей янтаря являются древние (вторичные), коллекторы – морские погребенные россыпи *прибалтийского* типа, сформировавшиеся в эоцене–олигоцене в палеопротиве, соединявшем бассейны современных Балтийского и Черного морей. Современные россыпи образуются при размыве (во время штормов) древних богатейших продуктивных отложений – горизонта “голубой земли”, расположенного ниже уровня моря – в береговой зоне или на акватории. Наиболее масштабно эти россыпи проявлены на юге Балтийского моря (Калининградская обл. РФ, Литва, Латвия, Польша, Германия), где разработки их периодически велись с доисторических времен. Наиболее древними из известных голоценовых россыпей прибрежно-морского происхождения являются россыпи литоринового моря (5500–2000 лет до н.э.), существовавшего на месте современного Балтийского моря. Полоса литориновых россыпей прослеживается вдоль побережья Калининградской области РФ и Литвы на десятки километров; в настоящее время эти россыпи, с мощностью продуктивного пласта до 8 м, залегают на 4–15 м ниже уровня моря. Во второй половине XIX в. на северном фланге Куршской косы велась промышленная добыча янтаря – ежегодно до 85 т. На базе современных голоценовых прибрежно-морских россыпей в Литве и Латвии, начиная с XIX века, сложилась довольно крупная янтареобрабатывающая промышленность.

В Арктической и Дальневосточной субпровинциях, приуроченных к одноименным шельфовым областям, основным источником янтаревидных смол (группы ретинита) в современных прибрежно-морских россыпях служат угленосные отложения поздне-мелового–раннепалеогенового возраста. Россыпи *арктическо-дальневосточного* типа формируются либо при непосредственном размыве (во время штормов) угленосных отложений, либо при выносе реками перемытого материала на морское побережье. Полезный компонент, попадая в зону действия морских волн, приливов и отливов, разносится вдольбереговыми течениями, образуя пляжевые россыпи и частично отлагаясь на пологих подводных склонах.

Указанный период характеризуется интенсивным процессом углеобразования во многих регионах, чем и объясняется широкая распространенность янтаревидных смол по побережью Ледовитого океана и дальневосточных морей. Наиболее многочисленные янтареносные проявления Арктической субпровинции известны в Печорско-Беломорском районе – по берегам Мезенской, Чешской и Печорской губ, в Карском районе – от Пай-Хоя до восточного

Таймыра, в том числе в Обской губе, в Енисейском и Хатангском заливах (представителем служит россыпь Песчаная–Хупт-Яха–на побережье Югорского полуострова). В Дальневосточной субпровинции они имеются в Пенжинско-Анадырском районе – на западном побережье Камчатки и материковом побережье, прилегающем к заливу Шелихова и Пенжинской губе, в Гижигинской бухте. В практическом отношении наиболее интересен Южно-Сахалинский район, где на юго-восточном побережье о. Сахалин в современных пляжевых и аллювиально-морских (дельтовых) отложениях установлено несколько небольших россыпей янтаря с промышленными содержаниями. Источником сахалинского янтаря являются угленосные образования палеогенового возраста.

Подобные россыпи известны также и в других регионах Евразийской провинции – на о. Сицилия (Сицилийская субпровинция), на юго-восточном побережье Англии, в Южной Швеции.

**Мамонтовые кости.** В шельфовых областях Мира известен только один регион с промышленными россыпями этого биогенного полезного ископаемого – Северо-Якутская костеносная провинция, охватывающая побережье Ледовитого океана от устья р. Лены до р. Колымы, приморские низменности Яно-Колымского междуречья и Новосибирские острова [16]. Уникальность региона по количеству и качеству добываемых костей, начиная с XVIII века и по настоящее время, определяется двумя главными факторами. Первое – условия захоронения бивней, способствующие длительной и надежной их консервации; исходным коллектором, в котором мамонтовые кости пребывают в первичном залегании, являются верхнеплейстоценовые лессово-ледовые образования (содержание льда в породе достигает 80–90 %). Второе – комплекс криогенных процессов, наиболее значимый из которых – термоабразия; они создают условия формирования скоплений мамонтовых костей. Регионов с аналогичным сочетанием таких же благоприятных факторов в Море нет.

Скопления ископаемой мамонтовой кости (*северо-якутский* тип) относятся к классу россыпей валунного типа. Анализ условий их формирования и размещения позволяет выделить две группы россыпей – континентальную и прибрежно-морскую [16]. Ведущими по промышленной значимости безусловно являются прибрежно-морские россыпи – пляжевые и литоральные, формирующиеся на поверхности пляжей, осушках и отмелях. Континентальные россыпи – аллювиальные и криогенные планиформные, имеют сугубо подчиненное значение. Все россыпи поверх-



ностные, по возрасту – современные, формирование их продолжается.

Месторождения мамонтовой кости известны на материковом побережье морей Лаптевых и Восточно-Сибирского: Янского залива, в пределах Приморской низменности – от Омуляхской губы до р. Индигирки и далее на восток – до р. Колымы; на островах Бол. и Мал. Ляховских, Котельном, Фаддеевском и Новая Сибирь.

На основании размещения различных типов россыпных месторождений в шельфовых областях Мирового океана можно сделать некоторые общие выводы.

На побережьях и дне прилегающих акваторий Атлантического и Индийского океанов широким развитием пользуются россыпи минералов титана, циркония, железа и редких земель, принадлежащие к австрало-индо-атлантическому типу; промышленная алмазонасность приурочена к западноафриканской континентальной окраине. Относительно слабее представлен орегонский тип россыпей, где "черные" минералы ассоциируют с хромитом, золотом, платиноидами. На побережье Средиземного моря в бассейне Атлантического океана известны россыпи минералов титана, железа, циркония и редких земель (египетский тип). Древние скопления янтаря (прибалтийский тип) находятся на юге Балтийского моря, а также в Мьянме (Бирме). Тихоокеанские окраины характеризуются россыпями одноименного (вулканогенного) типа преимущественно ильменит-магнетитового состава, золота (номский и южноприморский типы), хромита и платиноидов (гудньюзский и феклистовский типы). К бассейну Тихого океана принадлежат крупнейшие оловоносные россыпные районы (малайско-индонезийский тип россыпей).

На континентальной окраине Северного Ледовитого океана, в шельфовых областях России находятся масштабные высокоширотные олово- и золотоносные россыпные районы (лаптевско-восточносибирский и рывеевский типы, соответственно). Только здесь известны промышленные скопления ископаемой мамонтовой кости (североякутский тип россыпей).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Айнемер А.И., Коншин Г.И. Россыпи шельфовых зон Мирового океана. Л.: Недра, 1982. 263 с.
2. Геолого-минерогеническая карта Мира. 1:15 000 000: Объясн. зап. Ч I: Геология и минерогения континентов, транзиталей и Мирового океана. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 295 с.
3. Иванова А.М., Ушаков В.И. Минерально-сырьевой потен-

циал шельфовых зон России. Твердые полезные ископаемые // Минер. ресурсы России. Экономика и управление. 1998. № 5. С. 6–12.

4. Иванова А.М., Супруненко О.И., Ушаков В.И. Минерально-сырьевой потенциал шельфовых областей России. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1998. 108 с.
5. Иванова А.М., Смирнов А.Н., Ушаков В.И. Россыпная минерогения арктической континентальной окраины России // Российская Арктика: геологическая история, минерогения, геоэкология. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 466–477.
6. Иванова А.М. Уникальные россыпи континентальных окраин России (принципы выделения и условия формирования) // Российская Арктика: геологическая история, минерогения, геоэкология. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 810–814.
7. Иванова А.М., Смирнов А.Н., Ушаков В.И., Черкашев Г.А. Кайнозойские россыпи арктической континентальной окраины России // Разведка и охрана недр. 2000. № 12. С. 35–43.
8. Металлогеническая карта Мирового океана. Объясн. зап. Россыпная минерогения. ВНИИОкеангеология – СО Интерокеанметалл. СПб.-Щецин, 1998. С. 69–79.
9. Дорофеев В.К., Благовещенский М.Г., Смирнов А.Н., Ушаков В.И. Новосибирские острова. Геологическое строение и минерогения. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1999. 130 с.
10. Патык-Кара Н.Г. Оловоносные россыпи зон тектонических уступов-условия формирования и закономерности размещения // Геология руд. месторождений. 1991. Т. 33, № 4. С. 92–104.
11. Величко А.А., Егизаров Б.Х., Иванова А.М. и др. Полезные ископаемые прибрежных россыпей // Геология и минеральные ресурсы Мирового океана. Варшава: Интерморгео, 1990. С. 558–586.
12. Россыпные месторождения Ляховского оловоносного района. СПб.: ВНИИОкеан-геология, ИМГРЭ, 2001. 158 с.
13. Россыпные месторождения России и других стран СНГ. М.: Науч. мир, 1997. 480 с.
14. Кузьмин В.Г., Авдюничев В.В., Гавриш А.В. и др. Северная Земля. Геологическое строение и минерогения. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. 188 с.
15. Смирнов А.Н., Иванова А.М. Информационный банк данных по россыпным полезным ископаемым шельфовых областей России (концепция, структура) // Россыпи и месторождения кор выветривания – объект инвестиций на современном этапе: (тез. докл. X Междунар. совещания). РАН, М., 1994, с. 196.
16. Смирнов А.Н. Мамонтовая кость – россыпное полезное ископаемое арктической области России // Минер. ресурсы России. Экономика и управление. 1998. № 2. С. 16–20.
17. Смирнов А.Н., Коровкин В.А. Янтарь шельфовых областей России // Минер. ресурсы России. Экономика и управление. 2001. № 3. С. 29–33.
18. Тареева О.К. Минеральные типы прибрежно-морских россыпей зарубежной Азии и их коренные источники // Минералогия и геохимия россыпей. М.: Недра, 1992. С. 23–49.

Поступила в редакцию 1 марта 2003 г.

Рекомендована к печати Ю.И. Бакулиным

*A.M. Ivanova, A.S. Smirnov, Ye.A. Pashkovskaya*

### **Geological and commercial types of placers in shelf areas of the World Ocean**

The main geological and commercial types of placers of the petrogenic group (gold, cassiterite, platinoids, chromite, minerals of titanium, iron, zirconium and rare earths) and biomineral raw materials (amber, amber-like pitches, fossil ivory) are briefly considered.

Apart from the mineral composition, the distinguished types of placers are characterized by a particular set of placer-forming formations, the availability or absence of intermediate collectors (including crusts of weathering): the types differ in their geographic position (latitude), spatial distribution (local or regional), genesis of the producing horizons, and the scale of resources.

A considerable proportion of the placers accounts for the Pleistocene-Holocene period. The largest deposits of "black sands" with ilmenite, titanomagnetite, zircon, monazite in the regional and transregional zones and belts along the coasts of Africa, Australia, India, America, the islands of Madagascar, Sri Lanka and New Zealand as well as magnetite-ilmenite placers connected with the volcanic systems of the Pacific Ocean belong to this stage of formation.

Placers of diamonds along the Atlantic coasts of Africa are predominantly associated with Pleistocene-Holocene formations. Local placers of platinoids and chromite, the known auriferous deposits of Nomska as well as commercial accumulations of fossil ivory at the Russian East Arctic continental margin have a young age.

Placers of tin (cassiterite) and gold with a long formation period (Eocene-Holocene) and the polygenetic producing horizons occurring in the Cenozoic cover of seaside lowlands, at the bottom of water areas and islands of the East Arctic are of high resource potential. Tin placers of the largest Malaysian-Indonesian province also formed in a close age range. Unique placers of amber in Kaliningrad region of the Russian Federation are of Eocene-Oligocene age; at the same time, the young amber-bearing formations on the coasts of many regions of the Euro-Asian province are much less producing.

The distribution of placers of definite mineral compositions, period of formation and scale are closely connected with the geostructural features of continental margins and their paleogeography in the Cenozoic, which is governed by the global processes of the formation and development of oceanic basins in the general geodynamic system "the World Ocean – continents".

## ПОТЕРИ НАУКИ

### КИРИЛЛ ВЛАДИМИРОВИЧ СИМАКОВ

(1935–2004)

14 апреля 2004 г. после тяжелой и продолжительной болезни скончался Председатель Президиума СВНЦ ДВО РАН, действительный член Российской академии наук К.В. Симаков.

Кирилл Владимирович родился 1 февраля 1935 года в г. Ленинграде. Во время блокады проживал в г. Набережные Челны, вернулся в Ленинград в 1944 г. В 1952 г., после окончания средней школы, поступил на геологический факультет Ленинградского государственного университета и в 1957 г. с отличием закончил его, по специальности геолог-съемщик-поисковик. До 1958 г. работал геологом в Киргизском геологическом управлении.

С 1958 по 1970 год Кирилл Владимирович работал в системе Северо-Восточного территориального геологического управления – в Сеймчанском РайГРУ в должностях геолога, начальника партии, ст. геолога, начальника геолого-поискового отдела.

После защиты в 1970 г. кандидатской диссертации К.В. Симаков перешел на работу в СВКНИИ, где работал до 1994 г. в качестве младшего, старшего научного сотрудника, руководителя группы, главного научного сотрудника, заведующего лабораторией стратиграфии и палеонтологии палеозоя. В 1985 г. Кирилл Владимирович защитил докторскую диссертацию.

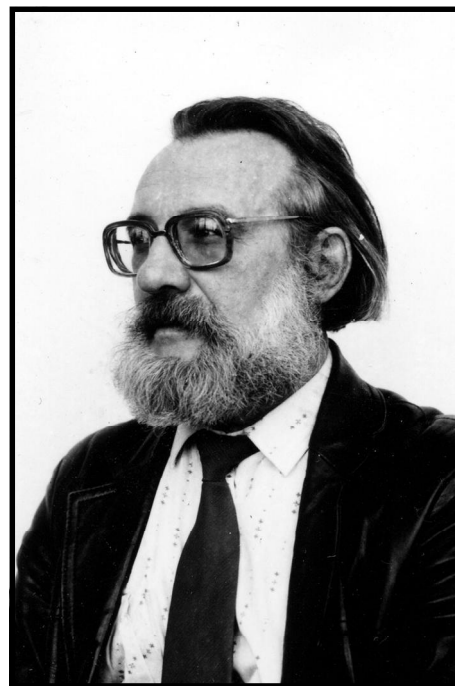
В 1990 г. он избирается членом-корреспондентом Российской академии наук, а в 2000 г. – становится ее действительным членом (академиком). С 1994 г. Кирилл Владимирович – заместитель, а с 1996 г. – председатель СВНЦ ДВО РАН.

Кирилл Владимирович Симаков, пройдя долгий и трудный путь, стал крупнейшим специалистом в области стратиграфии и палеонтологии палеозоя, известным и авторитетным знатоком проблем девона и карбона, специалистом по экологической безопасности поисково-разведочных и эксплуатационных работ на нефть и газ.

Им опубликовано свыше 250 научных работ (30 – за рубежом), посвященных палеонтологии, стратиграфии, тектонике, магматизму и геологии Северо-Востока России, биостратиграфии пограничных отложений девона и карбона. К.В. Симаков – создатель новой теории стратиграфического времени и основанной на ней методики определения хроностратиграфических границ. Цикл его научных работ, посвященный этой проблематике, удостоен премии им. А.П. Карпинского АН СССР за 1988 г.

К числу наиболее важных публикаций К.В. Симакова относятся: Развитие учения о времени в геологии (1982); Критерии и методы определения границы девона и карбона (1984); Очерки по стратиграфии пограничных отложений девона и миссисипия Северной Америки (1984); Методология и понятийный базис геохронологии (1984); Опорные разрезы и биостратиграфия пограничных отложений девона и карбона Западной Европы (1985); Проблема определения хроностратиграфических границ (на примере границы девона и карбона) (1986); К проблеме естественнонаучного определения времени (1994); Очерк истории развития концепции реального геологического времени (1996); На пути к теоретической стратиграфии (1997); Введение в теорию геологического времени. *Становление. Эволюция. Перспективы* (1999); Origin, development and perspectives of the theory of paleobiospheric time (2001), Геологические этюды (2003); Пространственная и временная изменчивость природной среды северо-восточной Азии в четвертичный период (2003).

Совсем недавно Кирилл Владимирович завершил работу над составлением трехтомной монографии «К созданию теории палеобиосферного времени». 2004. Т. 1. Предыстория. Зарождение. 340 с.; Т. 2. Становление. Оформление. 244 с.; Т. 3. Стагнация. Перспективы. 347 с.



Научное творчество К.В. Симакова широко известно российской и зарубежной геологической общественности. В составе делегаций советских и российских геологов он неоднократно участвовал в работе международных геологических форумов, был организатором ряда рабочих советов, научных конференций и совещаний. Являлся членом Межведомственного стратиграфического комитета, был членом подкомиссий по девонской и каменноугольной системам Стратиграфической комиссии Международного союза геологических наук. Руководил совместными с иностранными учеными исследованиями и семинарами. Был заместителем главного редактора и членом редколлегии журнала "Тихоокеанская геология", основателем и главным редактором журнала "Колымские вести".

Во все, чем бы ни занимался Кирилл Владимирович, он вкладывал творческий энтузиазм, свой могучий интеллект, оставаясь при этом простым и доступным, готовым щедро делиться с друзьями и коллегами душевной теплотой и вниманием.

И государство, и научная общественность неоднократно отмечали вклад К.В. Симакова в отечественную науку. В 1991 г. он удостоен звания "Заслуженный деятель науки РСФСР", в 1999 г. – награжден орденом "Дружбы народов".

До конца своих дней, несмотря на прогрессирующую болезнь, Кирилл Владимирович занимался проблемами СВНЦ. В памяти научного сообщества России он навсегда останется как лидер, соратник, личность, оказавшая благородное и благотворное воздействие на всех, кто его окружал, как яркий пример беззаветного служения Науке, Дальнему Востоку, России.

Выражаем искреннее сочувствие родным и близким Кирилла Владимировича Симакова, вместе с ними разделяем горечь утраты.

*Редколлегия*