

Том 18, номер 3
ISSN 0207 - 4028

Май-Июнь 1999

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
МОИСЕЕНКО В.Г.



СОДЕРЖАНИЕ

Геофизика и сейсмоtectоника

<i>С.В.Соловьев.</i> Магнитная гидродинамика ядра Земли. Частные случаи	3
<i>С.В.Кузнецов.</i> Естественная конвекция в сферическом слое с учетом внутреннего источника тепла	12
<i>Т.К.Злобин, А.И.Абдурахманов, Л.М.Злобина.</i> Поиск парогидротермальных месторождений сейсмическим методом (вулкан Менделеева, остров Кунашир)	21
<i>Р.М. Семенов, Л.Г.Обухова, С.П.Серебрянников.</i> Прогноз сейсмической опасности на основе матричного представления геолого-геофизических данных (на примере Ургальской ГРЭС, Хабаровский край)	32
<i>О.А.Мельников, Р.Н.Сабиоров.</i> Новые данные о современном состоянии и былой активности Южно-Сахалинского газодогрязевого вулкана (о.Сахалин)	37

Геохимия и минералогия

<i>Ю.Д. Захаров, Н.Г. Уханева, А.В. Игнатъев, А.М. Попов, Т.А. Пунина .</i> Предварительные данные по изотопному составу углерода и кислорода триасовых органогенных карбонатов Тетического пояса и биопродуктивность морей триасового периода	47
<i>Э.Л.Школьник, Тан Тяньфу, Сюэ Яосон, Юй Цунлю.</i> Опыт изучения фосфатных зерен фосфорита с помощью совмещенных сканирующего электронного микроскопа и микроанализатора	54
<i>Ю.П.Трошин, О.Н.Волынец.</i> Распределение халькогенов, галогенов, золота и серебра в позднекайнозойских вулканитах Камчатки	60
<i>Т.С.Хабибулина, В.А.Трунилина.</i> Кристалломорфология аксессуарных цирконов гранитоидов Верхояно-Колымских мезозойд	70

Стратиграфия

<i>В.Д.Худик, К.Аmano.</i> Новые данные о возрасте хойджинской и верхнедуйской свит (Западный Сахалин)	76
--	----

Геоэкология

<i>Б.И.Бурдэ.</i> Классификация природных и техногенных скоротечных геологических процессов	82
---	----

Рецензии

<i>Г.Л.Кириллова.</i> Литогеодинмика и минерация осадочных бассейнов - фундаментальный труд конца XX века	92
---	----

Юбилей

Галина Леонтьевна Кириллова (к 60-летию со дня рождения)	95
--	----

CONTENTS

Geophysics and Seismotectonics

<i>S.V.Soloviyev.</i> Magneto-hydrodynamics of the Earth's core: Particular cases	3
<i>S.V.Kuznetsov.</i> The natural convection in spherical layer with heat source	12
<i>T.K.Zlobin, A.I.Abdurakhmanov, L.M.Zlobina.</i> Prospecting of steam hydrothermal deposits of the Mendeleev volcano by seismic method (Kunashir Island)	21
<i>R.M. Semenov, L.G. Obukhova, S.P. Serebrennikov.</i> Prediction of seismic disaster at the Urgal Hydroelectric Station, the Khabarovsk Territory, based on matrix concept of geological-geophysical data	32
<i>O.A.Melnikov, P.N.Sabirov.</i> New data on the present status and last activity of the Yuzhno-Sakhalinsk mud volcano (the Sakhalin Island)	37

Geochemistry and Mineralogy

<i>Yu.D. Zakharov, N.G. Ukhaneva, A.V. Ignatyev, A.M. Popov, T.A. Punina.</i> Preliminary data on the isotope composition of carbon and oxygen in Triassic organogenic carbonates of the Tethyan belt and the marine bioproductivity during Triassic time	47
<i>E.L.Shkolnik, Tang Tanfu, Xue Yaosong, Yu Conglin.</i> Results of the investigation of phosphate grains by combined scanning electronic microscope and microanalyser	54
<i>Yu.P.Troshin, O.N.Volynets.</i> Distribution of chalcogens, halogens, gold and silver in the Late Cenozoic volcanics of Kamchatka	60
<i>T.S.Khabibulina, V.A.Trunilina.</i> Crystallomorphology accessory of zircons in granitoids of the Verkhoyansk-Kolyma Mesozoides	70

Stratigraphy

<i>V.D. Khudik, K. Amano.</i> New data on the age of the Khoindzhinsky and Verkhneduiskaya suites, Western Sakhalin	76
---	----

Geoecology

<i>B.I.Burde.</i> Classification of natural and artificial geologic processes	82
---	----

Reviews

<i>G.L.Kirillova.</i> Lithogeodynamics and minerageny of sedimentary basins as a fundamental contribution of Late nineties	92
--	----

Anniversaries

<i>G.L.Kirillova</i> (to the 60-th birth anniversary)	95
---	----

ГЕОФИЗИКА И СЕЙСМОТЕКТОНИКА

УДК 536

МАГНИТНАЯ ГИДРОДИНАМИКА ЯДРА ЗЕМЛИ. ЧАСТНЫЕ СЛУЧАИ

С.В.Соловьев

Государственный технический университет, г. Хабаровск

Рассмотрен естественно-конвективный теплообмен несжимаемой электропроводной жидкости в сферической прослойке в приближении Буссинеска. Движение жидкости происходит в магнитном поле под влиянием естественной конвекции. Исследуются три частных случая: движение в ядре, вызванное разностью температуры, в отсутствие сил инерции; движение в ядре, вызванное внутренними источниками тепла, в отсутствие сил инерции; движение в ядре, вызванное внутренними источниками тепла, в отсутствие сил Архимеда. Исследовано влияние параметра магнитного взаимодействия на интенсивность конвекции и регенерацию магнитной индукции. Показано, что учет магнитных сил приводит к снижению интенсивности и перестройке конвективного движения в ядре, практически не влияя на поле температуры.

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время не вызывает сомнений, что тепловая или гравитационная конвекция в земном ядре является именно той причиной, которая приводит к созданию геомагнитного поля [2]. В этой связи, в отличие от кинематических моделей, путем исследования которых в основном развивается теория гидромагнитного динамо (или теория геомагнитного поля), необходимо рассматривать полную систему уравнений магнитной гидродинамики, то есть, уравнения магнитной индукции, движения Навье-Стокса, неразрывности и энергии с учетом магнитных и архимедовых сил. Однако решение уравнений магнитной гидродинамики сопряжено с большими трудностями, поэтому в статье рассмотрены некоторые частные случаи.

В работе рассматривается естественно-конвективный теплообмен несжимаемой электропроводной жидкости в сферической прослойке в приближении Буссинеска. Движение жидкости происходит в магнитном поле под влиянием естественной конвекции. В результате этого в жидкости возникает электрический ток, который в свою очередь порождает магнитное поле, способное либо усилить, либо уменьшить исходное магнитное поле. Ускорение свободного падения направлено к центру сферы. Исследуются три частных случая: движение в ядре, вызванное разностью температуры, в отсутствие сил инерции; движение в ядре, вызванное внутренними источниками тепла, в отсутствие сил инерции; движение

в ядре, вызванное внутренними источниками тепла, в отсутствие сил Архимеда.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Математическая постановка задачи в безразмерной форме (с учетом симметрии по долготе, в связи с чем сила Кориолиса не учитывается) описывается следующей системой дифференциальных уравнений [4]:

$$\frac{1}{Sh} \frac{\partial \vartheta}{\partial \tau} + (V \Delta) \vartheta = \frac{1}{Re \Delta} \vartheta + \frac{Q_v}{Re} \tag{1}$$

$$\frac{1}{Sh} \frac{\partial \vartheta}{\partial \tau} + (V \Delta) V = -Eu \Delta P + \frac{S}{Re_m} (\text{rot} B \times B) + \frac{1}{Re} \Delta V + g \frac{Gr}{Re^2} \vartheta; \tag{2}$$

$$\text{div} V = 0, \tag{3}$$

$$\frac{1}{Sh} \frac{\partial B}{\partial \tau} = \text{grad}(V \times B) + \frac{1}{Re_m} \Delta B, \tag{4}$$

$$\text{div} B = 0. \tag{5}$$

При выводе уравнений (2), (4) было учтено, что в магнитной гидродинамике сплошная среда является жидкостью, в которой отсутствует поляризация и намагниченность. Уравнения записаны в невращающейся системе координат. Геометрия расчетной области приведена на рис.1.

При записи системы (1)-(5) использованы следующие обозначения:

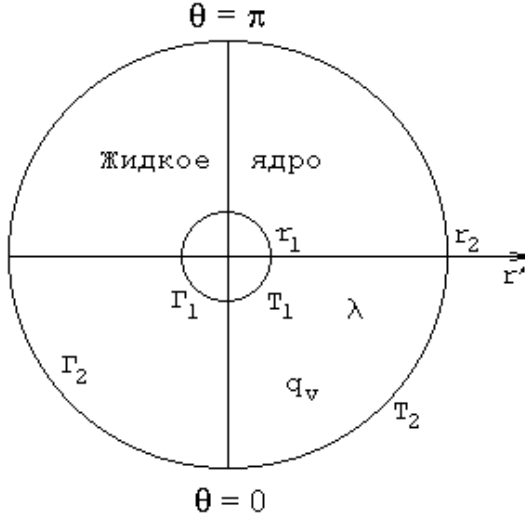


Рис.1. Расчетная область

γ - единичный вектор, направленный к центру; $\vartheta = (T - T_2) / (T_1 - T_2)$, $\mathbf{v} = V / u_0$, $B = B / B_0$, $\tau = t / t_0$ - безразмерные температура, скорость, магнитная индукция и время;

$Eu = \frac{P_0}{\rho_0 u_0^2}$ - число Эйлера; $Re = \frac{u_0 r_1}{\nu}$ - число Рейнольдса;

$Pe = \frac{u_0 r_1}{a}$ - число Пекле; $Sh = \frac{u_0 t_0}{r_1}$ - число Струхалы;

$Gr = \frac{g \beta (T_1 - T_2) r_1^3}{\nu^2}$, $Q_v = \frac{q_v r_1^2}{\lambda (T_1 - T_2)}$ - число Грасгофа и

безразмерный внутренний источник теплоты; $Re_m = \frac{u_0 r_1}{D_m}$,

$S = \frac{\sigma B_0^2 r_1}{\rho_0 u_0}$ - магнитное число Рейнольдса и параметр

магнитного взаимодействия; λ - коэффициент теплопроводности вещества жидкого ядра Земли; r_1, r_2 - размерные текущий радиус, радиус внутренней и внешней сфер соответственно; $r = r' / r_2$, $R_0 = r_2 / r_1$ - безразмерные текущий радиус и радиус внешней сферы; $P_0, \rho_0, u_0, t_0, B_0$ - характерные масштабы соответствующих величин: давления, плотности, скорости, времени и магнитной индукции.

В переменных температура - вихрь - функция тока система уравнений (1) - (5) выглядит следующим образом [4]:

$$\frac{1}{Sh} \frac{\partial \vartheta}{\partial \tau} + \frac{1}{r^2 \sin \theta} \left(\frac{\partial \psi}{\partial \theta} \frac{\partial \vartheta}{\partial r} - \frac{\partial \psi}{\partial r} \frac{\partial \vartheta}{\partial \theta} \right) = \quad (1a)$$

$$= \frac{1}{Pe} \left(\frac{\partial^2 \vartheta}{\partial r^2} + \frac{2}{r} \frac{\partial \vartheta}{\partial r} + \frac{1}{r^2} \frac{\partial^2 \vartheta}{\partial \theta^2} + \frac{\text{ctg} \theta}{r^2} \frac{\partial \vartheta}{\partial \theta} + Q_v \right);$$

$$\frac{1}{Sh} \frac{\partial \omega}{\partial \tau} + \frac{1}{r^2 \sin \theta} \left[\frac{\partial \psi}{\partial \theta} \frac{\partial \omega}{\partial r} - \frac{\partial \psi}{\partial r} \frac{\partial \omega}{\partial \theta} - \frac{\omega}{r} \frac{\partial \psi}{\partial \theta} + \omega \text{ctg} \theta \frac{\partial \psi}{\partial r} \right] = \frac{1}{Re} \left[\frac{\partial^2 \omega}{\partial r^2} + \frac{2}{r} \frac{\partial \omega}{\partial r} + \frac{1}{r^2} \frac{\partial^2 \omega}{\partial \theta^2} + \frac{\text{ctg} \theta}{r^2} \frac{\partial \omega}{\partial \theta} - \frac{\omega}{r^2 \sin^2 \theta} \right] - \frac{Gr}{Re^2} \frac{1}{r} \frac{\partial \vartheta}{\partial \theta} + \frac{S}{Re_m} \left[B_r \frac{\partial^2 B_\theta}{\partial r^2} + 2 \frac{B_r}{r} \frac{\partial B_\theta}{\partial r} + \frac{\partial B_r}{\partial r} \frac{\partial B_\theta}{\partial r} + \frac{B_\theta}{r} \frac{\partial B_r}{\partial r} - \frac{B_r}{r} \frac{\partial^2 B_r}{\partial r \partial \theta} - \frac{1}{r} \frac{\partial B_r}{\partial r} \frac{\partial B_r}{\partial \theta} + \frac{B_\theta}{r} \frac{\partial^2 B_\theta}{\partial r \partial \theta} + \frac{1}{r} \frac{\partial B_\theta}{\partial r} \times \frac{\partial B_\theta}{\partial \theta} + \frac{2 B_\theta}{r^2} \frac{\partial B_\theta}{\partial \theta} - \frac{B_\theta}{r^2} \frac{\partial^2 B_r}{\partial \theta^2} - \frac{1}{r^2} \frac{\partial B_r}{\partial \theta} \frac{\partial B_\theta}{\partial \theta} \right], \quad (2a)$$

$$\frac{\partial^2 \psi}{\partial r^2} + \frac{1}{r^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial \theta^2} - \frac{\text{ctg} \theta}{r^2} \frac{\partial \psi}{\partial \theta} = -\omega r \sin \theta, \quad (3a)$$

здесь ω - составляющая вектора напряженности вихря по долготе φ ; θ - широта.

$$\frac{1}{Sh} \frac{\partial B_r}{\partial r} = \frac{1}{r^2 \sin \theta} \left[\frac{B_\theta}{r} \frac{\partial^2 \psi}{\partial \theta^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial B_\theta}{\partial \theta} \frac{\partial \psi}{\partial \theta} + B_r \frac{\partial^2 \psi}{\partial r \partial \theta} + \frac{\partial B_r}{\partial \theta} \frac{\partial \psi}{\partial r} \right] + \frac{1}{Re_m} \left[\frac{\partial^2 B_r}{\partial r^2} + \frac{2}{r} \frac{\partial B_r}{\partial r} + \frac{1}{r^2} \frac{\partial^2 B_r}{\partial \theta^2} + \frac{\text{ctg} \theta}{r^2} \frac{\partial B_r}{\partial \theta} - \frac{2 B_r}{r^2} - \frac{2 B_\theta \text{ctg} \theta}{r^2} - \frac{2}{r^2} \frac{\partial B_\theta}{\partial \theta} \right], \quad (4a)$$

$$\frac{1}{Sh} \frac{\partial B_\theta}{\partial \tau} = \frac{1}{r^2 \sin \theta} \left[-B_r \frac{\partial^2 \psi}{\partial r^2} - \frac{\partial B_r}{\partial r} \frac{\partial \psi}{\partial r} - \frac{B_\theta}{r} \frac{\partial^2 \psi}{\partial r \partial \theta} + \frac{B_\theta}{r^2} \frac{\partial \psi}{\partial \theta} - \frac{1}{r} \frac{\partial \psi}{\partial \theta} \frac{\partial B_\theta}{\partial r} \right] + \frac{1}{Re_m} \left[\frac{\partial^2 B_\theta}{\partial r^2} + \frac{2}{r} \frac{\partial B_\theta}{\partial r} + \frac{1}{r^2} \frac{\partial^2 B_\theta}{\partial \theta^2} + \frac{\text{ctg} \theta}{r^2} \frac{\partial B_\theta}{\partial \theta} - \frac{B_\theta}{r^2 \sin^2 \theta} + \frac{2}{r^2} \frac{\partial^2 B_r}{\partial \theta} \right]. \quad (4b)$$

Для оценки интенсивности естественной конвекции в жидком ядре Земли рассчитывались осредненные числа Нуссельта на границах Γ_1, Γ_2

$$\overline{Nu}_{in} = \frac{1}{2} \int_0^\pi Nu_{in} \sin \theta d\theta; \quad \overline{Nu}_{out} = \frac{1}{2} \int_0^\pi Nu_{out} \sin \theta d\theta,$$

где локальные числа Нуссельта на поверхностях внутренней и внешней сфер вычислялись по формулам

$$Nu_m = - \frac{\partial \vartheta}{\partial r} \Big|_{\Gamma_1}, \quad Nu_{out} = - \frac{r_2}{r_1} \frac{\partial \vartheta}{\partial r} \Big|_{\Gamma_2}.$$

В статье рассмотрены некоторые частные случаи магнитной гидродинамики жидкого ядра Земли.

1. ДВИЖЕНИЕ В ЖИДКОМ ЯДРЕ, ВЫЗВАННОЕ РАЗНОСТЬЮ ТЕМПЕРАТУРЫ, В ОТСУТСТВИЕ СИЛ ИНЕРЦИИ

Предположим, что движение жидкости в ядре происходит под влиянием архимедовых и магнитных сил.

Математическая модель такого процесса описывается следующей системой безразмерных уравнений

$$\frac{1}{Sh} \frac{\partial \vartheta}{\partial \tau} = \frac{1}{Pe} (\Delta \vartheta + Q_v); \tag{6}$$

$$\frac{1}{Sh} \frac{\partial V}{\partial \tau} = -Eu \nabla P + \frac{1}{Re} \Delta V + \gamma \frac{Gr}{Re^2} + \frac{S}{Re_m} (\text{rot} B \times V); \tag{7}$$

$$\frac{1}{Sh} \frac{\partial B}{\partial \tau} = \text{rot}(V \times B) + \frac{1}{Re_m} \Delta B. \tag{8}$$

Задача (6) - (8) решалась численно в переменных температура-вихрь-функция тока. В качестве численного метода решения задачи был взят метод контрольного объема [3]. Алгоритм построения разностных аналогов дифференциальных уравнений тот

же, что и в работе [4]. Для температуры рассматривались граничные условия I рода, причем внутренняя сфера была более нагрета.

Граничные условия имели следующий вид

$$\vartheta|_{\Gamma_1} = 1; \vartheta|_{\Gamma_2} = 0; \frac{\partial \vartheta}{\partial \theta}|_{\theta=0,\pi} = 0.$$

$$\Psi|_{\Gamma_{1,2}} = \frac{\partial \Psi}{\partial r}|_{\Gamma_{1,2}} = 0; \Psi|_{\theta=0,\pi} = \frac{\partial^2 \Psi}{\partial \theta^2}|_{\theta=0,\pi} = 0.$$

$$B_r|_{\Gamma_1} = 3 \cdot 10^{-4}; B_r|_{\Gamma_2} = 10^{-4}; B_\theta|_{\Gamma_1, \Gamma_2} = 10^{-2}.$$

Граничные условия для напряженности вихря на стенках предполагают линейное изменение ω по нормали. Граничное условие для ω на оси симметрии взято из работы [1].

Для всех рассмотренных случаев безразмерные параметры имели следующие значения

$$r_2/r_1 = 2; Re = Pr = 1; Re_m = Gr/Re^2 = 10^3.$$

В результате численного решения задачи были получены поля температуры, функции тока, магнит-

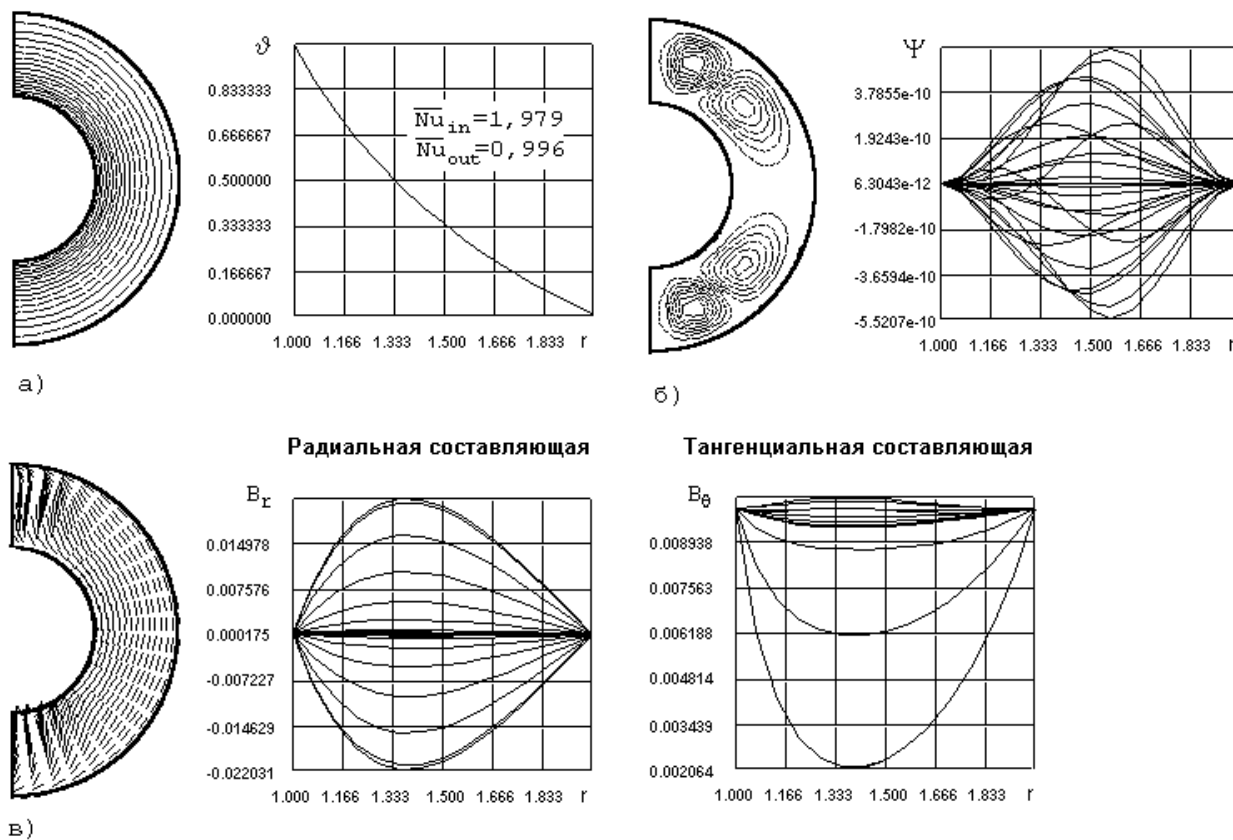


Рис.2. Расчетные поля для $S = 1; Q_v/Pe = 0$

а - поле и распределение температуры по толщине ядра, б - функция тока и ее распределение по толщине ядра, в - векторное поле магнитной индукции и распределение ее радиальной и тангенциальной составляющих по толщине ядра

ной индукции, числа Нуссельта для различных значений параметра магнитного взаимодействия S и Q_v/Pe .

Для результатов, приведенных на рис.2, отношение внешнего радиуса r_2 к внутреннему r_1 равно двум, а параметр $S = 1$. Для этого режима внутренние источники теплоты отсутствуют, теплообмен в слое осуществляется теплопроводностью. Поле температуры представляет собой концентрические окружности (рис. 2,а), а локальные и осредненные числа Нуссельта совпадают между собой. Осредненные числа Нуссельта, полученные в результате численного решения, с абсолютной погрешностью 10^{-2} удовлетворяют соотношению

$$\overline{Nu}_{in} = R_0 \overline{Nu}_{out},$$

которое выражает закон сохранения энергии для случая, когда теплообмен в ядре Земли происходит путем чистой теплопроводности. В слое образуются четыре вихря малой интенсивности (рис. 2,б). Распределение поля функции тока по толщине слоя для различных значений угла по широте Θ , приведено на рис. 2,б. Как видно, это распределение симметрично относительно значения $\Theta = 90^\circ$. На рис. 2,в приведено распределение магнитной индукции. Здесь представлены ее радиальная и тангенциальная составляющие. Оказывается, что для данного режима течения и теплообмена в ядре возникает регенерация радиальной составляющей магнитной индукции.

На рис.3 приведены поля температуры, рассчитанные для параметров, упомянутых выше, за исключением $Q_v/Pe = 1; 2$. Для этих режимов поля функции тока, магнитной индукции как качественно, так и количественно аналогичны результатам, представленным на рис.2. Наличие внутреннего источника тепла ведет к перестройке профиля температуры, которое отличается от распределения температуры по толщине ядра в случае

чистой теплопроводности (рис.2,а). В результате этого, значение числа Нуссельта на наружной поверхности ядра превосходит его значение на внутренней поверхности в отличие от результатов рис. 2,а.

На рис.4 представлены поля, рассчитанные для значений $Q_v/Pe = 1$ и $S = 10^{-2}$. Сравнивая эти результаты (за исключением температуры) с результатами, приведенными на рис.2, для которых параметр магнитного взаимодействия $S = 1$, можно отметить, что уменьшение значения S ведет к ослаблению конвекции (рис.2,б; 4,б). Имеет место регенерация радиальной составляющей магнитной индукции (рис.4,в) в ядре Земли, которая практически не отличается от соответствующей составляющей, показанной на рис.2,в. Осредненные числа Нуссельта (рис.4,а) имеют те же значения, что и для результатов, приведенных на рис.3,а.

Были проведены расчеты для $Q_v/Pe = 1$ и $S = 10^{-3}; 10; 100$. Оказалось, что поле и распределение температуры аналогично результату, приведенному на рис.3,а. Осредненные числа Нуссельта имеют те же значения: $\overline{Nu}_{in} = 1,323$; $\overline{Nu}_{out} = 1,829$. Поле магнитной индукции практически не отличается от результата рис.2,в. При увеличении параметра магнитного взаимодействия S интенсивность конвекции возрастает, максимальное значение функции тока составляет $4,82 \cdot 10^{-13}$ ($S = 10^{-3}$), $4,82 \cdot 10^{-9}$ ($S = 10$) и $4,81 \cdot 10^{-8}$ ($S = 100$).

Анализ полученных результатов показывает, что в случае неучета инерционных сил наличие внутреннего источника теплоты (в рассмотренном интервале) практически не влияет на поля функции тока и магнитной индукции, хотя оказывает существенное влияние на распределение температуры и тепловых потоков в ядре Земли. Более значительное влияние (по сравнению с Q_v) на интенсивность конвекции оказывает параметр магнитного взаимодействия S . В жидком ядре имеет место регенерация радиальной составляющей магнитной индукции.

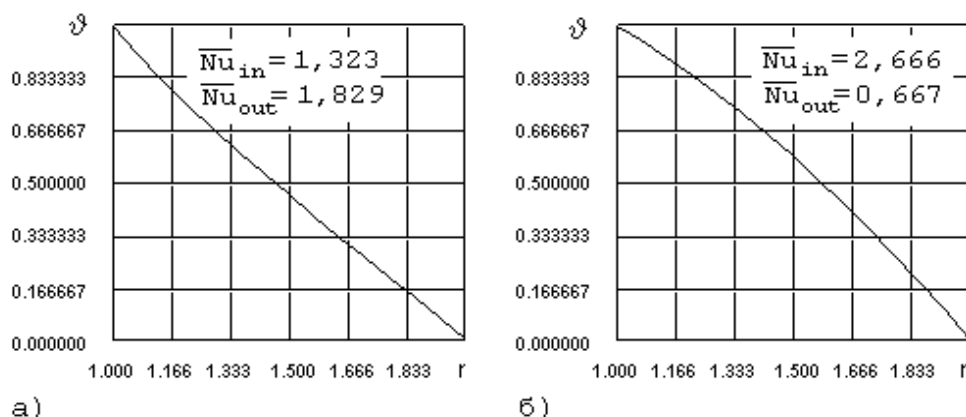


Рис.3. Распределение температуры по толщине ядра
а - $Q_v/Pe = 1$; б - 2

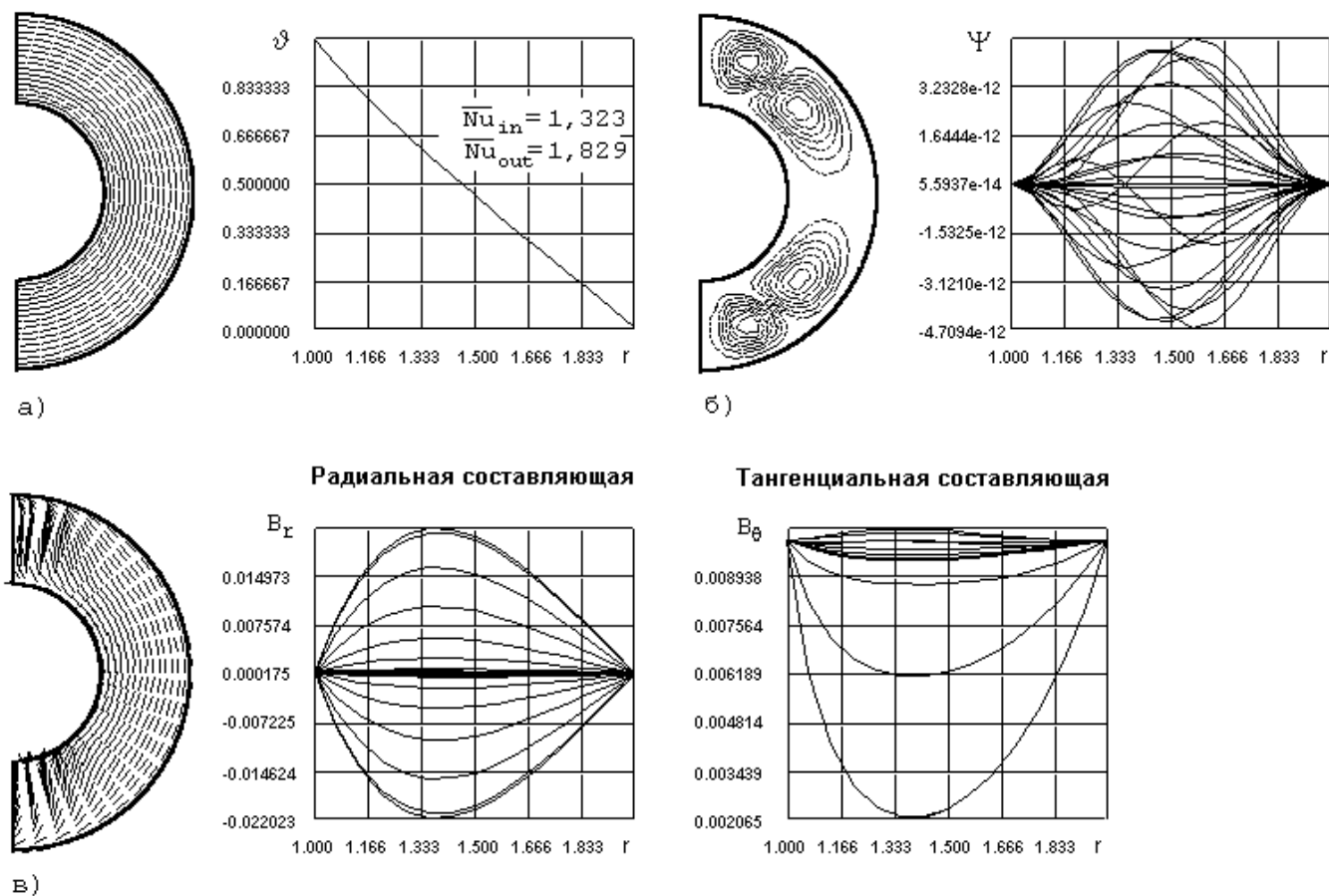


Рис.4. Расчетные поля для $S = 10^{-2}$; $Q_v/Pe = 1$

а - поле и распределение температуры по толщине ядра, б - функция тока и ее распределение по толщине ядра, в - векторное поле магнитной индукции и распределение ее радиальной и тангенциальной составляющих по толщине ядра

2. ДВИЖЕНИЕ В ЖИДКОМ ЯДРЕ, ВЫЗВАННОЕ ВНУТРЕННИМИ ИСТОЧНИКАМИ ТЕПЛА, В ОТСУТСТВИЕ СИЛ ИНЕРЦИИ.

Рассмотрим движение в ядре, вызванное однородно распределенными в жидкости внутренними источниками тепла. Границы ядра поддерживаются при одинаковой температуре $\vartheta = 0$. Задача описывается системой уравнений (6) - (8). Подход и метод решения те же, что и в случае 1. Значения безразмерных параметров следующие

$$Q_v/Pe = S = 1.$$

Граничные условия для магнитной индукции те же, что и для случая 1.

На рис.5 приведены расчетные поля. Поле температуры представляет собой концентрические окружности, а ее распределение по толщине слоя - парабола (рис.5,а). Локальные и осредненные числа Нуссельта совпадают между собой. Картина течения в ядре представлена четырьмя симметричными отно-

сительно значения угла $\Theta = 90^\circ$ вихрями малой интенсивности (рис.5,б). На рис.5,в показано распределение магнитной индукции. В ядре возникает регенерация радиальной составляющей магнитной индукции.

Расчеты для $S = 10^{-2}; 100$ и $Q_v/Pe = 1$ показали, что с ростом S интенсивность конвекции возрастает: максимальное значение функции тока составляет $4,82 \cdot 10^{-12}$ ($S = 10^{-2}$) и $4,81 \cdot 10^{-8}$ ($S = 100$), а поля температуры и магнитной индукции практически не отличаются от результатов, приведенных на рис.5.

Некоторые результаты расчета, когда магнитные силы не учитывались, приведены на рис.6. Из рис.6 видно, что течение в области представлено двумя (а не четырьмя) вихрями малой интенсивности, максимальное значение функции тока составляет $3,55 \cdot 10^{-15}$, то есть интенсивность конвекции для этого режима уменьшается по сравнению с результатом рис.5,б. Следует отметить, что поле температуры для

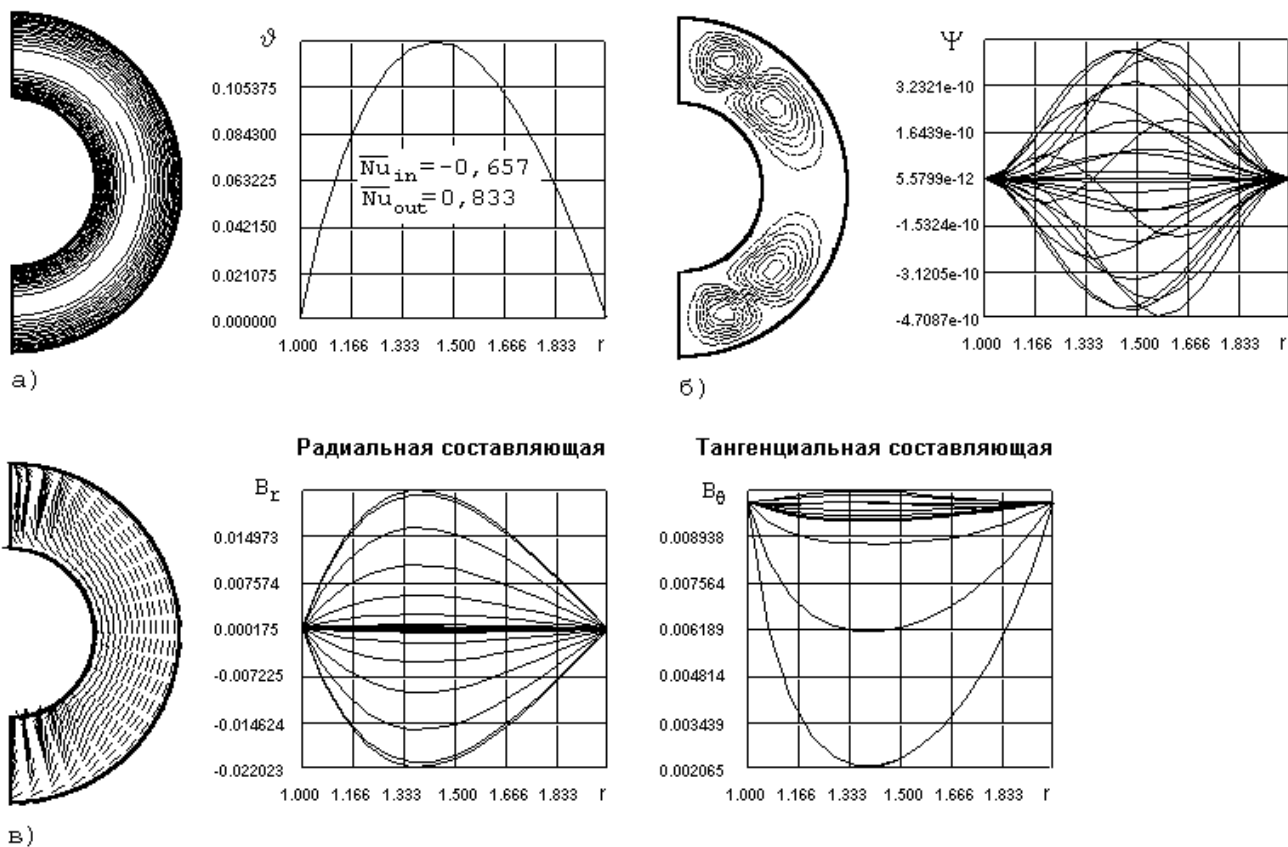


Рис.5. Расчетные поля для $S=1$; $Q_v/Pe=1$

а - поле и распределение температуры по толщине ядра, б - функция тока и ее распределение по толщине ядра, в - векторное поле магнитной индукции и распределение ее радиальной и тангенциальной составляющих по толщине ядра

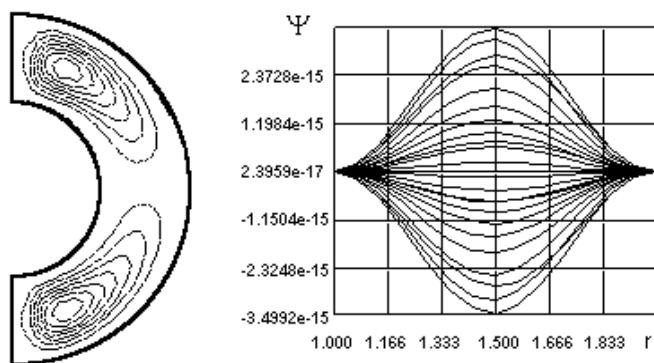


Рис.6. Поле функции тока и ее распределение по толщине ядра в отсутствии магнитных сил

данного режима, а значит и значения чисел Нуссельта, аналогичны результатам рис.5,а.

На рис.7 приведены расчетные поля для $r_2/r_1 = 3$. Распределение температуры аналогично результату рис.5,а. В ядре возникают четыре вихря - два

мелкомасштабных в области экватора ($\Theta = 90^\circ$). Интенсивность конвективного движения в ядре примерно на один порядок выше, чем для результата рис.5,б. Видимо это происходит из-за увеличения ширины прослойки, которая влияет также и на магнитную индукцию - увеличивая радиальную и тангенциальную составляющие (рис.7,в; 5,в). В области течения возникает регенерация магнитной индукции, как радиальной, так и тангенциальной составляющих, причем максимальное значение радиальной составляющей для данного режима более чем в четыре раза превосходит соответствующие значения, приведенные на рис.2,в - 5,в.

Были выполнены аналогичные расчеты без учета магнитных сил. Оказалось, что поле температуры аналогично результату рис.5,а. В ядре образуются два вихря с максимальным значением функции тока $4,25 \cdot 10^{-10}$, то есть на порядок меньше, чем максимум функции тока на рис.7,б.

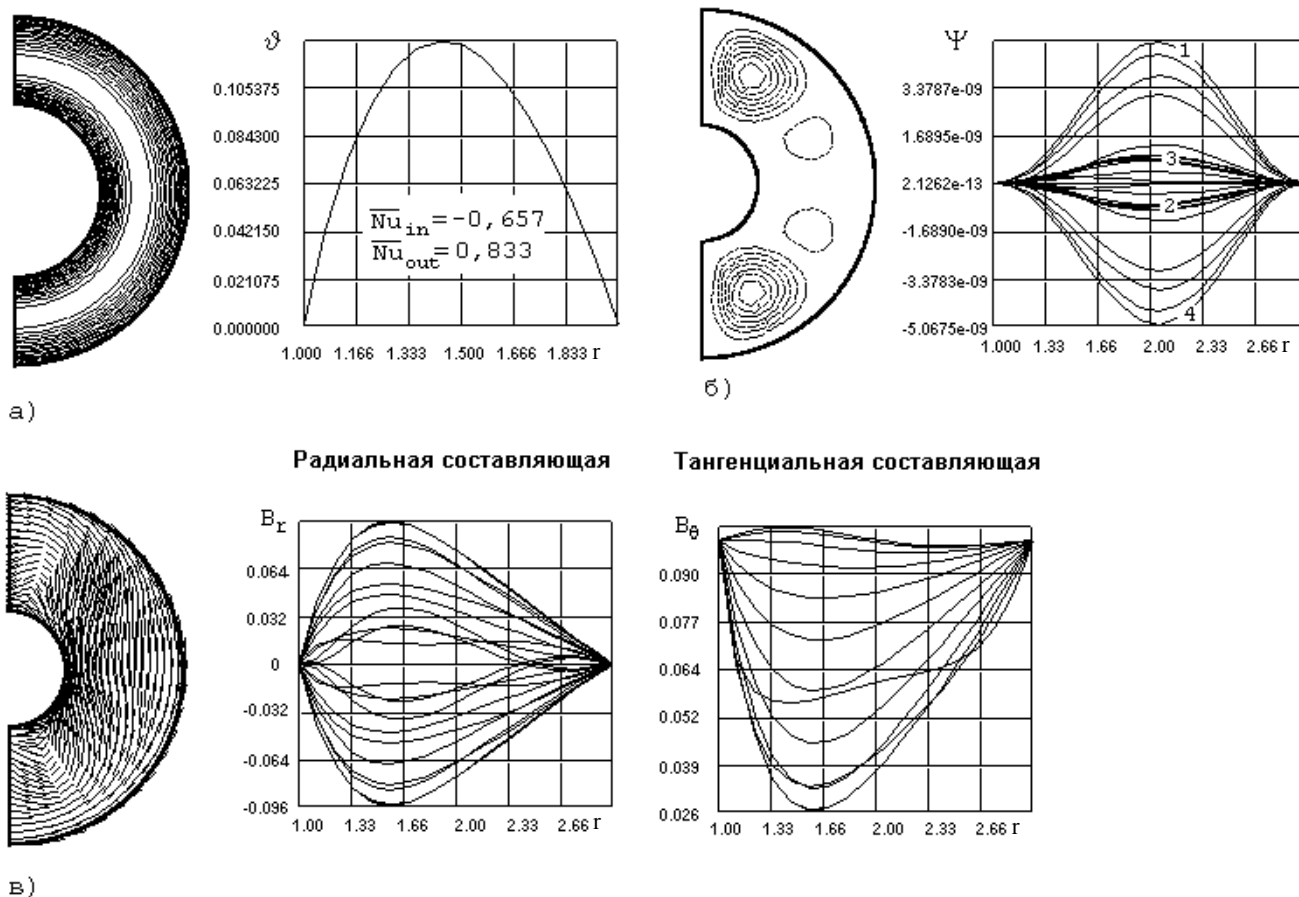


Рис.7. Расчетные поля для $r_2/r_1 = 3$

а - поле и распределение температуры по толщине ядра, б - функция тока и ее распределение по толщине ядра, в - векторное поле магнитной индукции и распределение ее радиальной и тангенциальной составляющих по толщине ядра

Таким образом, при движении жидкости в ядре Земли за счет внутренних источников тепла оказывается, что

- для $r_2/r_1 = 2$ имеет место регенерация лишь радиальной составляющей магнитной индукции, а для $r_2/r_1 = 3$ - как радиальной, так и тангенциальной составляющих;

- уменьшение величины параметра магнитного взаимодействия S , так же как и неучет магнитных сил, ведет к снижению интенсивности конвективного движения в ядре, практически не влияя на поле температуры;

- при неучете магнитных сил гидродинамика ядра меняется, в области образуются два вихря, в то время как в случае учета магнитных сил в ядре было четыре вихря;

- тепловой поток на внутренней границе ядра направлен к центру Земли. В этой связи осредненное значение числа Нуссельта \overline{Nu}_{in} принимает отрицательное значение.

3. ДВИЖЕНИЕ В ЖИДКОМ ЯДРЕ, ВЫЗВАННОЕ ВНУТРЕННИМИ ИСТОЧНИКАМИ ТЕПЛА, В ОТСУТСТВИЕ СИЛ АРХИМЕДА

Границы ядра поддерживаются при одинаковой нулевой температуре $\vartheta = 0$. Задача описывается системой уравнений

$$\frac{1}{Sh} \frac{\partial \vartheta}{\partial \tau} + (\nabla \nabla) \vartheta = \frac{1}{Pe} (\Delta \vartheta + Q_v); \quad (9)$$

$$\frac{1}{Sh} \frac{\partial V}{\partial \tau} + (\nabla \nabla) V = -Eu \nabla P + \frac{1}{Re} \Delta V + \frac{S}{Re_m} (\text{rot} B \times B); \quad (10)$$

$$\frac{1}{Sh} \frac{\partial B}{\partial \tau} = \text{rot}(V \times B) + \frac{1}{Re_m} \Delta B. \quad (11)$$

Подход, метод решения системы (9)-(11), граничные условия для магнитной индукции те же, что и в случае 1.

На рис.8 приведено поле температуры для $S = Q_v/Pe = 1$. Поле и распределение температуры по радиусу ядра, числа Нуссельта, поля магнитной индукции и функции тока аналогичны результатам рис.-

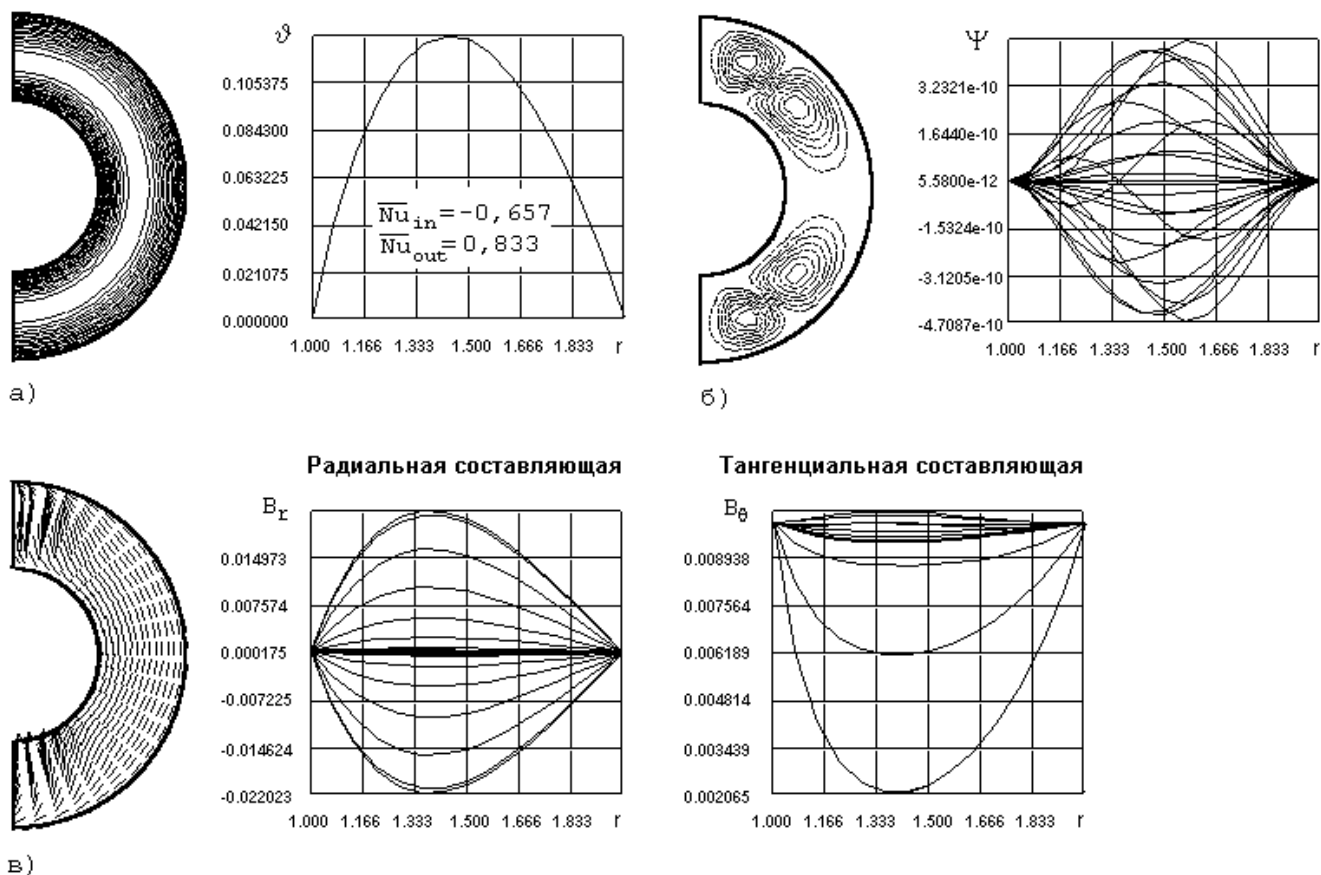


Рис.8. Расчетные поля для $S=1$; $Q_v/Pe=1$

а - поле и распределение температуры по толщине ядра, б - функция тока и ее распределение по толщине ядра, в - векторное поле магнитной индукции и распределение ее радиальной и тангенциальной составляющих по толщине ядра

5,а,б,в. Максимальное значение функции тока $4,82 \cdot 10^{-10}$. Как и для случаев 1, 2 в ядре имеет место регенерация радиальной составляющей магнитной индукции.

Были выполнены расчеты для $S=10^{-2}$; 100 и $Q_v/Pe=1$, которые показали, что с ростом S интенсивность конвекции возрастает: максимальное значение функции тока составляет $4,82 \cdot 10^{-12}$ ($S=10^{-2}$) и $4,81 \cdot 10^{-8}$ ($S=100$), а поля температуры и магнитной индукции практически не отличаются от результатов, приведенных на рис.8.

ВЫВОДЫ

Анализ результатов моделирования рассмотренных частных случаев магнитогидродинамических течений в жидком ядре Земли позволяет сделать следующие оценки:

- в случае неучета инерционных сил (движение вызвано разностью температуры) наличие внутреннего источника теплоты (в рассмотренном интервале) практически не влияет на поля функции тока и магнитной индукции, хотя оказывает существенное влияние на распределение температуры и

тепловых потоков в ядре Земли. На интенсивность конвекции значительное влияние оказывает параметр магнитного взаимодействия S . При движении жидкости в ядре Земли за счет внутренних источников тепла оказывается, что для ширины прослойки с отношением $r_2/r_1=3$ имеет место регенерация магнитной индукции (радиальной и тангенциальной составляющих). Для трех рассмотренных частных случаев при $r_2/r_1=2$ имеет место регенерация только радиальной составляющей магнитной индукции. Неучет магнитных сил приводит к снижению интенсивности и перестройке конвективного движения в ядре, практически не влияя на поле температуры. Интенсивность конвекции зависит от параметра магнитного взаимодействия S ;

- в случае движения в жидком ядре, вызванном внутренними источниками тепла в отсутствие сил Архимеда, оказывается, что с увеличением параметра магнитного взаимодействия S значения функции тока возрастают;

- из анализа результатов, рассмотренных выше частных случаев, можно сделать заключение о том,

что динамика интенсивности конвекции пропорциональна изменению параметра магнитного взаимодействия S ;

- предложенные математические модели и полученные результаты дополняют существующие сведения по исследованию магнитогидродинамических течений в ядре Земли.

ЛИТЕРАТУРА

1. Госмен А.Д., Пан В.М., Ранчел А.К., Сполдинг Д.Б., Воль-

фштейн М. Численные методы исследования течений вязкой жидкости. М.: Мир, 1972. 321 с.

2. Жарков В.Н., Трубицын В.П., Самсоненко Л.В. Физика Земли и планет. Фигуры и внутреннее строение. М.: Наука, 1971. 384 с.

3. Патанкар С. Численные методы решения задач теплообмена и динамики жидкости. М.: Энергоатомиздат, 1984. 152 с.

4. Соловьев С.В. Теплоперенос в мантии Земли. Хабаровск: Изд-во Хабар. техн. ун-та, 1997. 239 с.

Поступила в редакцию 10 марта 1998 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф.Малышевым

S. V. Soloviyev

Magnetohydrodynamics of the Earth's core: Particular cases

The natural convection heat transfer of uncompressed electric conducting fluid in a spherical layer with the Boussinesq approximation is considered. The fluid motion in the magnetic field is the result of natural convection. Three particular cases are under consideration: motion in the core as a result of temperature difference without force of inertia; motion in the core caused by the heat flux without force of inertia; motion in the core resulted from the heat flux without buoyancy force. The influence of the magnetic parameter on the convection intensity and magnetic induction re-generation is analysed. It is concluded that convection motion in the core decreases if magnetic forces are not taken into consideration.

**ЕСТЕСТВЕННАЯ КОНВЕКЦИЯ В СФЕРИЧЕСКОМ СЛОЕ С УЧЕТОМ
ВНУТРЕННЕГО ИСТОЧНИКА ТЕПЛА**

С.В.Кузнецов

Хабаровский Государственный технический университет, г.Хабаровск

В статье рассматривается естественная конвекция несжимаемой жидкости, возникающая в сферической прослойке за счет внутреннего источника тепла. Ускорение свободного падения направлено в центр сферы. Результаты, полученные при решении данной задачи могут быть использованы при исследовании теории гидромагнитного динамо. Задача решалась методом контрольного объема в переменных вихрь - функция тока. В результате расчетов были получены поля температуры и функции тока, а также локальные и осредненные числа Нуссельта на границах прослойки.

ВВЕДЕНИЕ

В последнее время все больше ученых при объяснении происхождения магнитного поля Земли склоняются в сторону теории гидромагнитного динамо (ГД). Согласно этой теории, магнитное поле Земли возникает так же, как в динамо-машине с самовозбуждением. Течение проводящей жидкости в рассматриваемой аналогии соответствует движению проводника. Если в ядре имеются какие-либо затравочные магнитные поля, то при пересечении проводящим потоком силовых линий этих полей в потоке возникнет электрический ток. Электрический ток создает магнитное поле, которое при благоприятной геометрии течений может усилить внешнее затравочное поле, что в свою очередь усилит ток и т.д. Процесс будет продолжаться до тех пор, пока не возникнет стационарное магнитное поле и различные динамические процессы не уравновесят друг друга.

В связи со сложностью проблемы ГД, где уравнения для магнитного поля должны решаться совместно с уравнениями гидродинамики, в настоящее время теория ГД развивается путем изучения кинематических моделей земного динамо: рассматриваются теоретические модели, в которых скорость движения жидкости считается заданной, а определяется только магнитное поле.

В данной работе рассматривается абстрактная модель, не привязанная к физическим параметрам земного ядра. Исследуются течения, возникающие в сферической прослойке за счет внутреннего источника тепла. Естественная конвекция происходит только благодаря тепловыделению в жидкости, так как на внутренней и внешней границах прослойки задаются одинаковые температуры. Также изучается влияние величины внутреннего источника на характер течения и поле температуры. В дальнейшем, по-

лученные поля скорости могут быть использованы при построении кинематических моделей ГД.

1. ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Математическая постановка задачи в безразмерной форме описывается следующей системой дифференциальных уравнений:

$$\frac{1}{Sh} \frac{\partial \vartheta}{\partial \tau} + (\mathbf{V}\nabla)\vartheta = \frac{1}{Pe} (\Delta\vartheta + Q_V), \tag{1}$$

$$\frac{1}{Sh} \frac{\partial \vartheta}{\partial \tau} + (\mathbf{V}\nabla)\mathbf{V} = -Eu\nabla P + \frac{1}{Re} \Delta\mathbf{V} + \gamma \frac{Gr}{Re^2} (\vartheta - 1), \tag{2}$$

$$\text{div}\mathbf{V} = 0, \tag{3}$$

Уравнения записаны в невращающейся системе координат.

При записи системы (1)-(3) использованы следующие обозначения: γ - единичный вектор, направленный к центру; $\vartheta = T/T_0$, $\mathbf{V} = \mathbf{V}/u_0$ - безразмерные температура и скорость; $\tau = t/t_0$ - безразмерное время;

$Eu = \frac{P_0}{\rho_0 u_0^2}$ - число Эйлера; $Re = \frac{u_0 R_{in}}{\nu}$ - число Рейнольдса;

$Pe = \frac{u_0 R_{in}}{a}$ - число Пекле; $Sh = \frac{u_0 t_0}{R_{in}}$ -

число Струхала; $Gr = \frac{g\beta T_0 R_{in}^3}{\nu^2}$ - число Грасгофа;

$Q_V = \frac{q_V R_{in}^2}{\lambda T_0}$ - безразмерный внутренний источник

тепла; q_V - размерный источник тепла, R_{in} и R_{out} - размерные радиусы внутренней и внешней сфер соответственно, λ - коэффициент теплопроводности, T_0 - размерная температура на внутренней и внешней границах прослойки, $r = r'/R_{in}$ - безразмерный радиус; r' - размерный радиус; P_0, ρ_0, u_0, t_0 - характерные масштабы соответствующих величин. Остальные обозначения общепринятые.

Задача решалась в переменных вихрь-функция тока. В этих переменных система уравнений (1)-(3) имеет следующий вид:

$$\frac{1}{Sh} \frac{\partial \vartheta}{\partial \tau} + \frac{1}{r^2 \sin \theta} \left(\frac{\partial \Psi}{\partial \theta} \frac{\partial \vartheta}{\partial r} - \frac{\partial \Psi}{\partial r} \frac{\partial \vartheta}{\partial \theta} \right) = \frac{1}{Pe} \left(\frac{\partial^2 \vartheta}{\partial r^2} + \frac{2}{r} \frac{\partial \vartheta}{\partial r} + \frac{1}{r^2} \frac{\partial^2 \vartheta}{\partial \theta^2} + \frac{\text{ctg} \theta}{r^2} \frac{\partial \vartheta}{\partial \theta} + Q_V \right), \quad (4)$$

$$\frac{1}{Sh} \frac{\partial \omega}{\partial \tau} + \frac{1}{r^2 \sin \theta} \left[\frac{\partial \Psi}{\partial \theta} \frac{\partial \omega}{\partial r} - \frac{\partial \Psi}{\partial r} \frac{\partial \omega}{\partial \theta} - \frac{\omega}{r} \frac{\partial \Psi}{\partial \theta} + \omega \text{ctg} \theta \frac{\partial \Psi}{\partial r} \right] = \frac{1}{Re} \left[\frac{\partial^2 \omega}{\partial r^2} + \frac{2}{r} \frac{\partial \omega}{\partial r} + \frac{1}{r^2} \frac{\partial^2 \omega}{\partial \theta^2} + \frac{\text{ctg} \theta}{r^2} \frac{\partial \omega}{\partial \theta} - \frac{\omega}{r^2 \sin^2 \theta} \right] - \frac{Gr}{Re^2} \frac{1}{r} \frac{\partial \vartheta}{\partial \theta}, \quad (5)$$

$$\frac{\partial^2 \Psi}{\partial r^2} + \frac{1}{r^2} \frac{\partial^2 \Psi}{\partial \theta^2} - \frac{\text{ctg} \theta}{r^2} \frac{\partial \Psi}{\partial \theta} = -\omega r \sin \theta. \quad (6)$$

Здесь ω - составляющая вектора напряженности вихря по долготе φ ; θ - широта.

Для уравнения энергии рассматриваются граничные условия первого рода, конвекция жидкости происходит только за счет внутреннего источника. Граничные условия на внутренней и внешней границах одинаковы и описываются выражением:

$\vartheta|_{r_1, r_2} = 1$. На оси симметрии производная от температуры обращается в нуль:

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

Для скорости приняты условия прилипания на внутренней и внешней границах и условия симметрии на оси. Отсюда получаем граничные условия для функции тока и напряженности вихря.

Для функции тока:

$$\Psi|_{r_1, r_2} = \frac{\partial \Psi}{\partial r} \Big|_{r_1, r_2} = 0;$$

$$\Psi|_{\theta=0, \pi} = \frac{\partial^2 \Psi}{\partial \theta^2} \Big|_{\theta=0, \pi} = 0.$$

Граничные условия для напряженности вихря на стенках предполагают линейное изменение ω по нормали. Граничные условия для ω на оси симметрии взяты из работы [1]. На внутренней границе:

$$\omega_{0j} = -\frac{3(\Psi_{1j} - \Psi_{0j})}{\sin \theta_j (\Delta \Delta r^2)} + \frac{\omega_{1j}}{2};$$

на внешней границе:

$$\omega_{Nj} = -\frac{3(\Psi_{N-1j} - \Psi_{Nj})}{R_0 \sin \theta_j (\Delta r)^2} + \frac{\omega_{N-1j}}{2}; \quad j = \overline{0, M}.$$

На оси симметрии:

$$\omega|_{r_{1,2}} = 0$$

Расчет локальных чисел Нуссельта на поверхностях внутренней и наружной сфер осуществляется по формулам:

$$Nu_{in} = -\frac{\partial \vartheta}{\partial n} \Big|_{r_1} = \frac{\partial \vartheta}{\partial r} \Big|_{r_1},$$

$$Nu_{out} = -R_0 \frac{\partial \vartheta}{\partial n} \Big|_{r_2} = -R_0 \frac{\partial \vartheta}{\partial r} \Big|_{r_2}, \quad (7)$$

здесь $R_0 = \frac{R_{out}}{R_{in}}$. Затем производилось осреднение чисел Нуссельта по границам Γ_1 ($r = 1$) и Γ_2 ($r = R_0$):

$$\overline{Nu}_{in} = \frac{\overline{\alpha_1} R_{in}}{\lambda} = \frac{1}{2} \int_0^\pi \left[\frac{\partial \vartheta}{\partial r} \Big|_{r_1} \right] \sin \theta d\theta, \quad (8)$$

$$\overline{Nu}_{out} = \frac{\overline{\alpha_2} R_{out}}{\lambda} = -\frac{R_0}{2} \int_0^\pi \left[\frac{\partial \vartheta}{\partial r} \Big|_{r_2} \right] \sin \theta d\theta. \quad (9)$$

Для проверки полученных чисел Нуссельта, было составлено уравнение теплового баланса для задачи с граничными условиями I-го рода на внутренней и внешней границах прослойки. Для этого решалось уравнение:

$$\frac{1}{r^2} \frac{d}{dr} \left(r^2 \frac{d \vartheta}{dr} \right) + Q_V = 0. \quad (10)$$

Решение уравнения (10) с граничными условиями $\vartheta|_{r_1} = \vartheta|_{r_2} = 1$ имеет вид:

$$\vartheta = 1 + \frac{Q_V R_0^2}{6} \left[1 - \left(\frac{r^2 - R_0 - 1}{R_0^2} + \frac{R_0 + 1}{R_0 r} \right) \right]. \quad (11)$$

Подставляя полученное решение в формулы (7), находим выражения для локальных чисел Нуссельта:

$$Nu_{in} = \frac{Q_V (R_0^2 + R_0 - 2)}{6}, \quad (12)$$

$$Nu_{out} = \frac{Q_V (2R_0^2 - R_0 - 1)}{6}. \quad (13)$$

Вычисление осредненных чисел Нуссельта по формулам (8), (9) показывает, что их отношение определяется выражением:

$$\frac{\overline{Nu}_{in}}{\overline{Nu}_{out}} = \frac{R_0^2 + R_0 - 2}{2R_0^2 - R_0 - 1} \quad (14)$$

Как видно из (14), отношение осредненных чисел Нуссельта на внутренней и внешней границах при чистой теплопроводности не зависит от внутреннего источника тепла. Уравнение (14) позволяет судить о достоверности используемой методики решения задачи.

2. АЛГОРИТМ РЕШЕНИЯ

Система дифференциальных уравнений (4)-(6) решалась методом контрольного объема [3] с применением противопоточного механизма. Расчетная область представлена на рис. 1.

Системы линейных уравнений, полученные при дискретизации уравнений (4)-(6), решались итерационным методом Гаусса-Зейделя с применением нижней релаксации. Использовался параметр релаксации $\alpha = 0.1$.

Для более быстрого получения физического решения с заданной степенью точности, чередовались вычисления итераций в направлениях $0 - \pi$ и $\pi - 0$. Вычисления проводились на сетке 14 (по радиусу) x 25 (по углу) узлов для $R_0 = 2.8$ (рис.1б), 18 (по радиусу) x 25 (по углу) узлов для $R_0 = 3$ (рис.1в) и 25 (по радиусу) x 25 (по углу) узлов для $R_0 = 3.2$ (рис.1г).

3. РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ

В результате численного решения задачи были получены поля температуры и функции тока. На рис.2-4 приведены результаты для установившегося режима при следующих значениях безразмерных чисел: $Re=1$, $Pe=1$, $Gr=1000$ величина

внутреннего источника тепла Q_v варьировалась в интервале от 0.5 до 2.0 с шагом 0.5, для значений $R_0 = 2.8$ (рис.2), $R_0 = 3$ (рис.3), $R_0 = 3.2$ (рис.4).

Полученные результаты дают возможность судить о зависимости характера течения жидкости и распределения температуры от величины внутреннего источника тепла и толщины сферического слоя.

На рис.2а, 3а, 4а представлены результаты расчетов для $Q_v = 0.5$. Из рисунков видно, что теплоперенос осуществляется в режиме теплопроводности, интенсивность течения очень мала. Так, максимальное значение функции тока $|\Psi_{max}| = 0.9 \div 4 \cdot 10^{-6}$ и конвекция не оказывает существенного влияния на поле температуры. Течение жидкости двухъячейное для $R_0 = 2.8$, $R_0 = 3$. Для $R_0 = 3.2$ (рис.4а) течение жидкости перерождается в четырехъячейное, хотя интенсивность вихрей, наблюдаемых в области экватора очень мала. Увеличение Q_v до 1 (рис.3б, 4б) приводит к изменению характера течения и картины теплопереноса. Интенсивность конвекции резко увеличивается. Максимальное значение функции тока $|\Psi_{max}|$ возрастает на шесть порядков и составляет 1.55 для $R_0 = 3$ и 4.31 для $R_0 = 3.2$. Движение жидкости начинает оказывать влияние на поле температуры, в результате чего распределение температуры становится отличным от распределения, характерного для механизма чистой теплопроводности. Для $R_0 = 3$ образуется аномалия в поле температуры, напоминающая каверну, в дальнейшем Т-каверна. Для $R_0 = 3.2$ образуются две каверны, течение переходит к четырехъячейному. Наиболее интенсивные вихри наблюдаются у полюсов ($\theta = 0, 180^\circ$). Для $R_0 = 2.8$ (рис.2б) интенсивность течения практически не изменяется и остается незначительной. Как следствие, картина теплопереноса тоже не изменяется и является характерной для чистой теплопроводности. Увеличение Q_v до 1.5

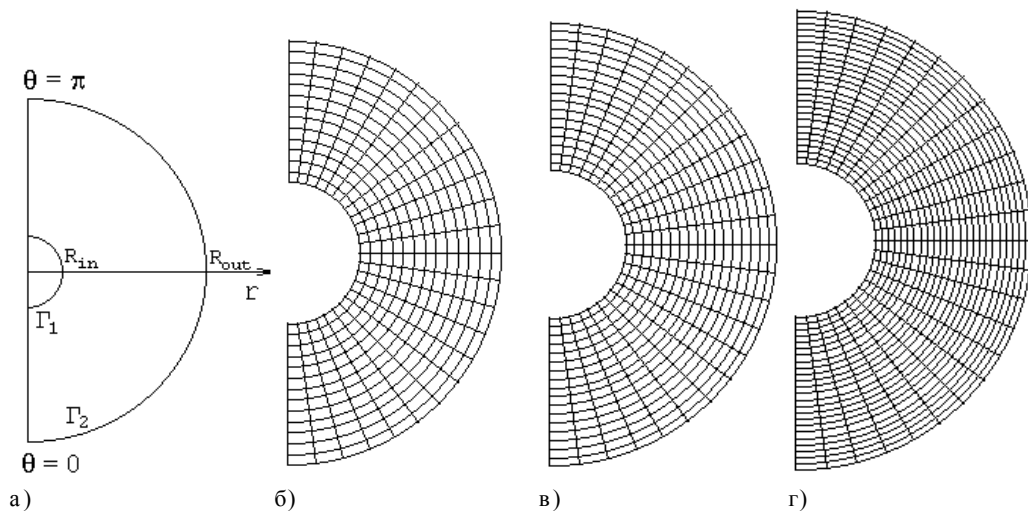


Рис.1. Расчетная область. Пояснения в тексте

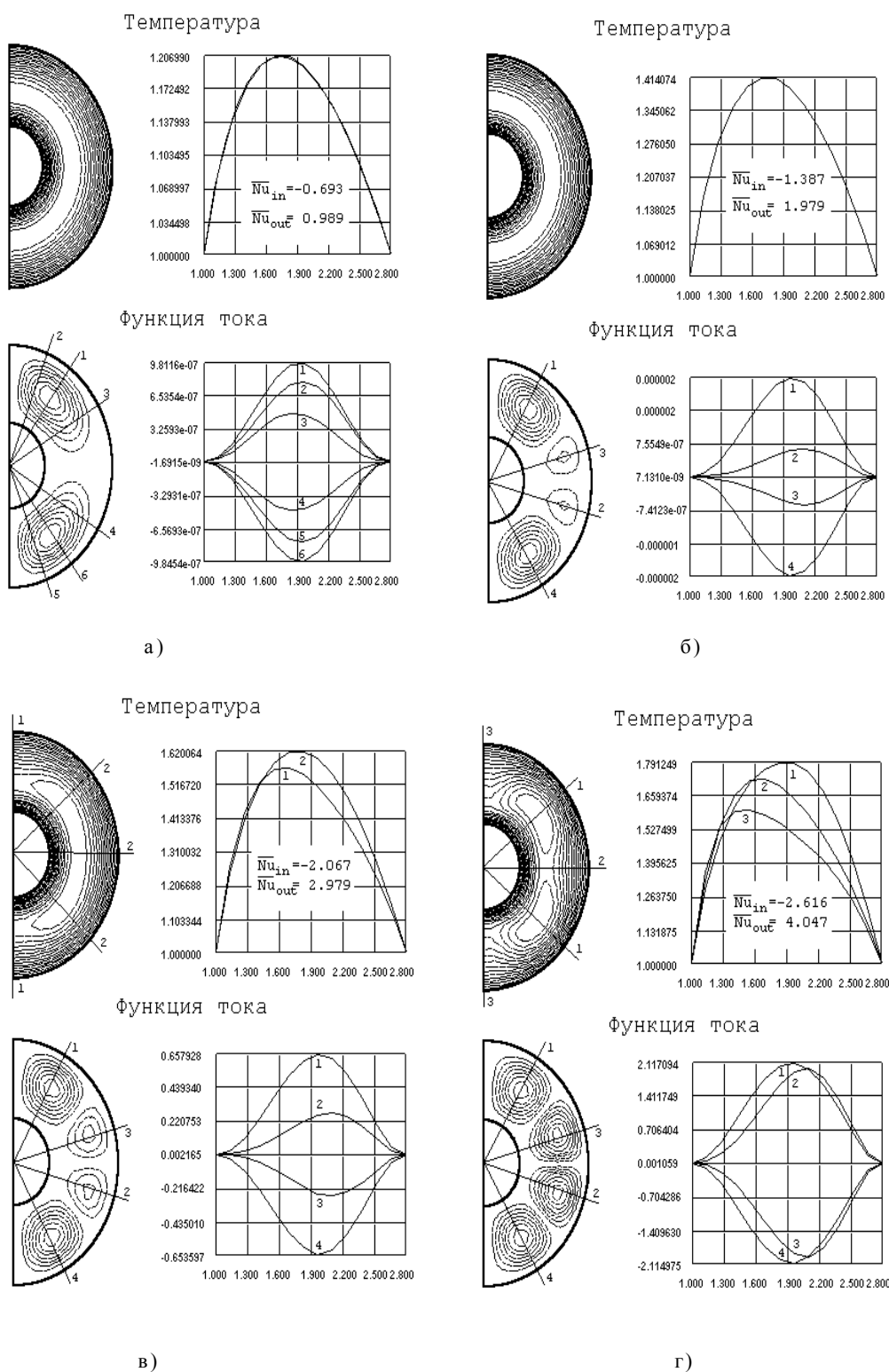


Рис.2. Решения для $R_0=2.8$ при а) - $Q_V=0.5$; б) - $Q_V = 1.0$; в) - $Q_V = 1.5$; г) - $Q_V = 2.0$.

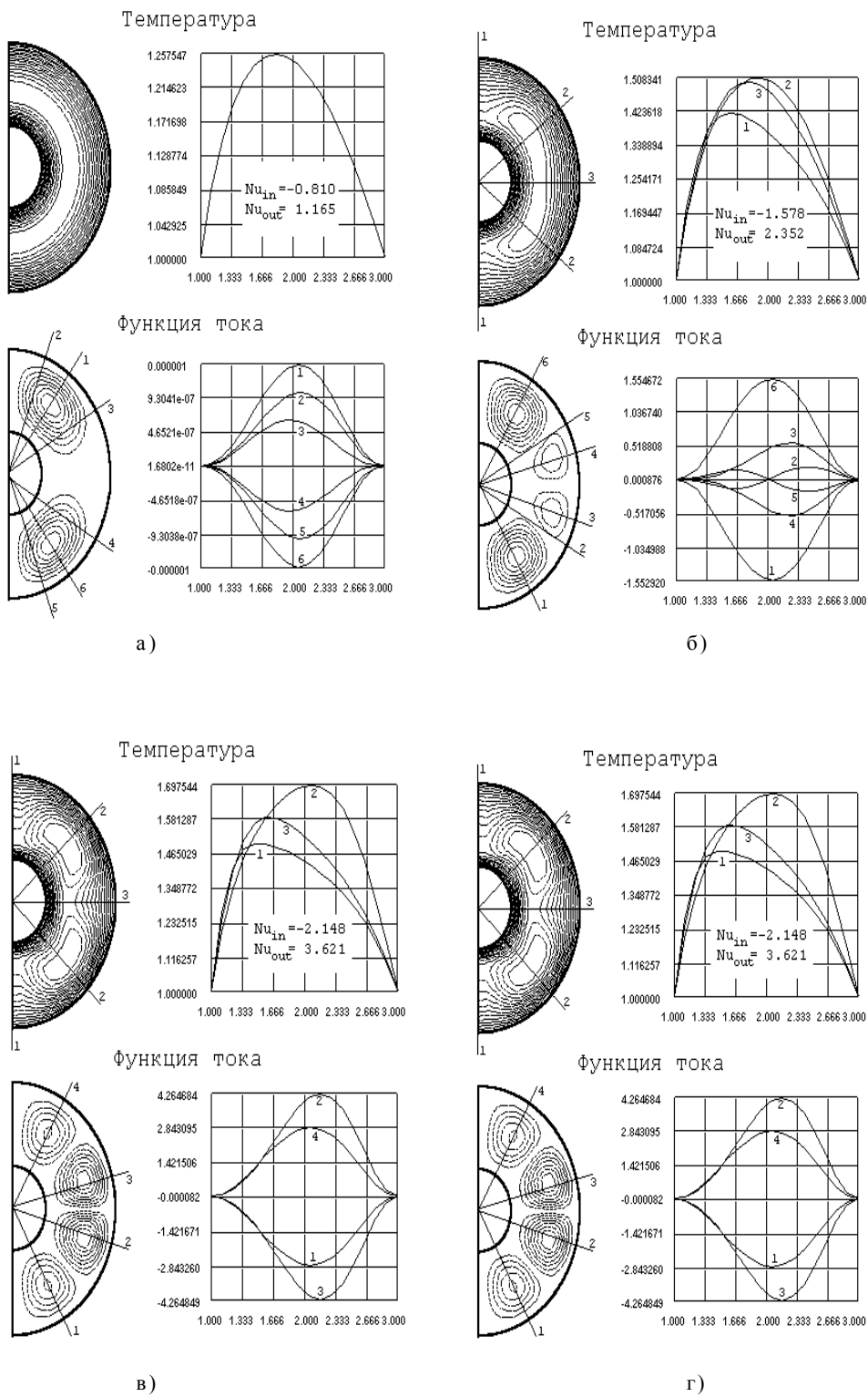


Рис.3. Решения для $R_0=3.0$ при а) - $Q_V=0.5$; б) - $Q_V = 1.0$; в) - $Q_V = 1.5$; г) - $Q_V = 2.0$.

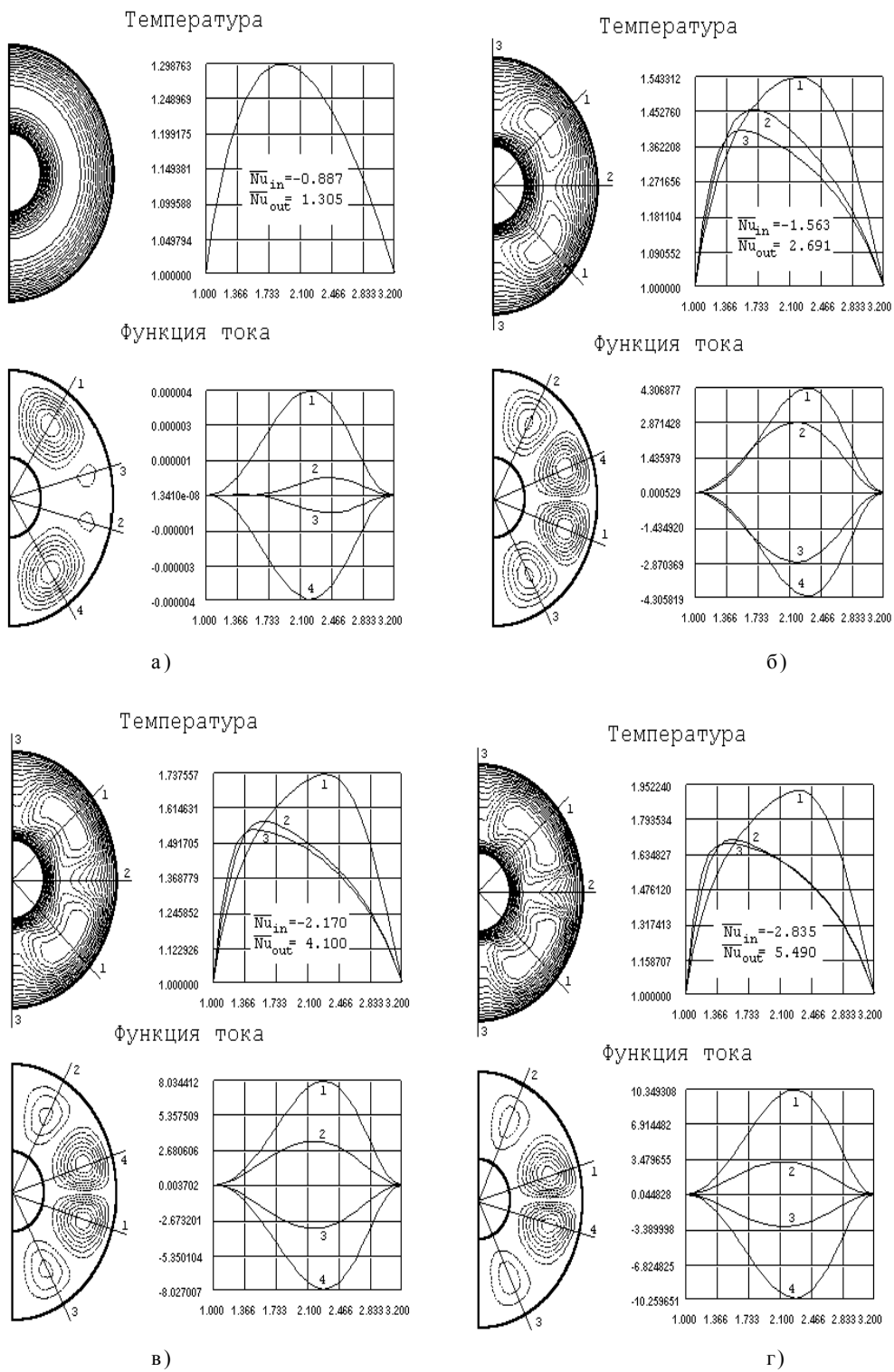


Рис.4. Решения для $R_0=3.2$ а) - $Q_V=0.5$; б) - $Q_V =1.0$; в) - $Q_V =1.5$; г) - $Q_V =2.0$.

(рис.2в, 3в, 4в) для $R_0 = 2.8$ приводит к резкому увеличению интенсивности течения ($|\Psi_{max}|$ составляет 0.66) и образованию одной Т-каверны в поле температуры. Для $R_0 = 3$ и $R_0 = 3.2$ $|\Psi_{max}|$ составляет 4.26 и 8.03 соответственно. Влияние конвекции на теплоперенос для $R_0 = 3$ становится еще более заметным, в результате чего появляются две Т-каверны меньшего размера. Для $R_0 = 3$ и $R_0 = 3.2$ наиболее интенсивные вихри смещены к экватору ($\theta = 90^\circ$). Для $R_0 = 2.8$ интенсивность течения у полюсов по-прежнему больше, чем у экватора. При увеличении Q_V до 2 (рис.2г, 3г, 4г) для $R_0 = 3$ и $R_0 = 3.2$ наиболее интенсивное течение наблюдается у экватора, а менее интенсивное у полюсов. Для $R_0 = 2.8$ интенсивность течения как у полюсов, так и у экватора приблизительно одинаковая. Максимальное значение функции тока $|\Psi_{max}|$ составляет 2.12, 4.26 и 10.35 для значений R_0 равных 2.8, 3 и 3.2 соответственно.

Осредненные числа Нуссельта на границах имеют положительное значение, так как тепловыделение приводит к тому, что температура жидкости внутри прослойки оказывается больше чем на границе, и как следствие этого поток тепла направлен из прослойки наружу.

На рис.5 приведены зависимости осредненных чисел Нуссельта на внутренней и внешней границах от значения внутреннего источника тепла Q_V . С использованием метода наименьших квадратов, были получены формулы, аппроксимирующие зависимость \overline{Nu}_{in} и \overline{Nu}_{out} от Q_V :

$$\begin{aligned} \overline{Nu}_{in} &= 1.32 \cdot Q_V + 0.03; \\ \overline{Nu}_{out} &= 2.02 \cdot Q_V - 0.02. \end{aligned} \quad \text{для } R_0 = 2.8 \quad (15)$$

$$\begin{aligned} \overline{Nu}_{in} &= 1.35 \cdot Q_V + 0.1; \\ \overline{Nu}_{out} &= 2.47 \cdot Q_V - 0.05. \end{aligned} \quad \text{для } R_0 = 3 \quad (16)$$

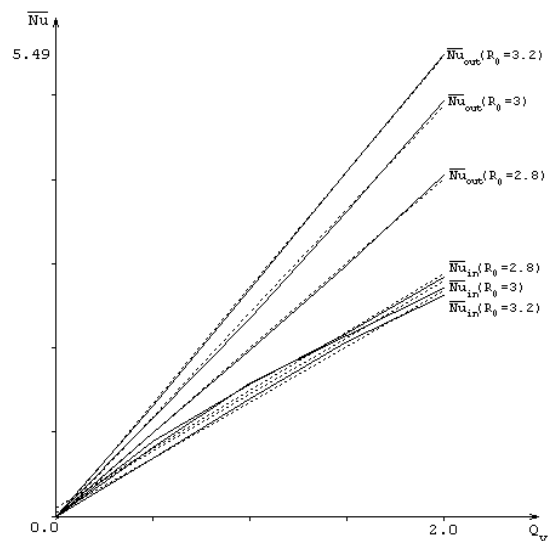


Рис.5. Зависимость осредненных чисел Нуссельта \overline{Nu} от значений внутреннего источника тепла Q_V .

$$\begin{aligned} \overline{Nu}_{in} &= 1.39 \cdot Q_V + 0.1; \\ \overline{Nu}_{out} &= 2.76 \cdot Q_V - 0.04. \end{aligned} \quad \text{для } R_0 = 3.2 \quad (17)$$

На графике эти прямые отображены пунктирными линиями. В таблице 1 приведены значения осредненных чисел Нуссельта, полученные в результате численного решения задачи и с использованием выражений (15)-(17).

Отношения осредненных чисел Нуссельта, полученные при численном решении задачи и с помощью формулы (14), приведены в таблице 2.

Как видно из таблицы 2, по мере увеличения значения внутреннего источника тепла, а следовательно и возрастания интенсивности конвекции, различие между отношением осредненных чисел Нуссельта, полученных аналитически по формуле (14) для механизма чистой теплопроводности и численно,

Таблица 1.

R_0	Значения Q_V	0.5		1		1.5		2	
		\overline{Nu}_{in}	\overline{Nu}_{out}	\overline{Nu}_{in}	\overline{Nu}_{out}	\overline{Nu}_{in}	\overline{Nu}_{out}	\overline{Nu}_{in}	\overline{Nu}_{out}
2.8	Полученные при численном решении	0.69	0.99	1.39	1.98	2.07	2.98	2.62	4.05
	Полученные по формулам (15)	0.69	0.99	1.35	2.00	2.01	3.01	2.67	4.02
3.0	Полученные при численном решении	0.81	1.17	1.58	2.35	2.15	3.62	2.71	4.94
	Полученные по формулам (16)	0.78	1.19	1.45	2.42	2.13	3.66	2.80	4.89
3.2	Полученные при численном решении	0.89	1.31	1.56	2.69	2.17	4.10	2.84	5.49
	Полученные по формулам (17)	0.80	1.34	1.49	2.72	2.19	4.10	2.88	5.48

Таблица 2.

R_0	Значения Q_v	0.5	1	1.5	2
2.8	Отношение $\frac{\overline{Nu}_{in}}{\overline{Nu}_{out}}$ полученное при численном решении	0.70	0.70	0.69	0.65
	Отношение $\frac{\overline{Nu}_{in}}{\overline{Nu}_{out}}$ полученное по формуле (14)	0.73	0.73	0.73	0.73
3.0	Отношение $\frac{\overline{Nu}_{in}}{\overline{Nu}_{out}}$ полученное при численном решении	0.70	0.67	0.59	0.55
	Отношение $\frac{\overline{Nu}_{in}}{\overline{Nu}_{out}}$ полученное по формуле (14)	0.71	0.71	0.71	0.71
3.2	Отношение $\frac{\overline{Nu}_{in}}{\overline{Nu}_{out}}$ полученное при численном решении	0.68	0.58	0.53	0.51
	Отношение $\frac{\overline{Nu}_{in}}{\overline{Nu}_{out}}$ полученное по формуле (14)	0.70	0.70	0.70	0.70

увеличивается. Это объясняется тем, что при больших значениях Q_v , конвекция оказывает более существенное влияние на теплоперенос.

На рис.6 представлена зависимость максимальных значений функции тока $|\Psi_{max}|$ от внутреннего источника тепла Q_v . Как видно из рисунка, эта зависимость является нелинейной. Значительный

рост интенсивности течения для $R_0 = 3.2$ и $R_0 = 3$ наблюдается при увеличении значения Q_v до 1, а для значения $R_0 = 2.8$, интенсивность течения начинает заметно увеличиваться только при $Q_v = 1.5$.

4. ВЫВОДЫ

1. При $Q_v = 0.5$, теплоперенос происходит в режиме теплопроводности. Конвекция незначительна, так максимальное значение функции тока $|\Psi_{max}| = 10^{-6}$. Для $R_0 = 2.8$ и $R_0 = 3$ течение двухъячеестое (для $R_0 = 3.2$ течение четырехъячеестое). С ростом Q_v , интенсивность течения увеличивается и конвекция начинает оказывать существенное влияние на механизм теплопереноса. Распределение температуры отличается от распределения, характерного для режима чистой теплопроводности. Появляется сначала одна, а с дальнейшим ростом Q_v - две температурные каверны. Течение становится четырехъячеестым. Наблюдается смещение более интенсивных вихрей от полюсов к экватору. При большей толщине прослойки интенсивность течения с увеличением Q_v возрастает гораздо быстрее, чем при меньшем значении R_0 .

2. Получены осредненные числа Нуссельта для внутренней и внешней границ для различных значений Q_v и различной толщины прослойки. Зависимость Nu от Q_v близка к линейной и хорошо аппроксимируется выражениями (15)-(17).

3. Поля, полученные при численном решении для различных значений Q_v и R_0 , могут быть исполь-

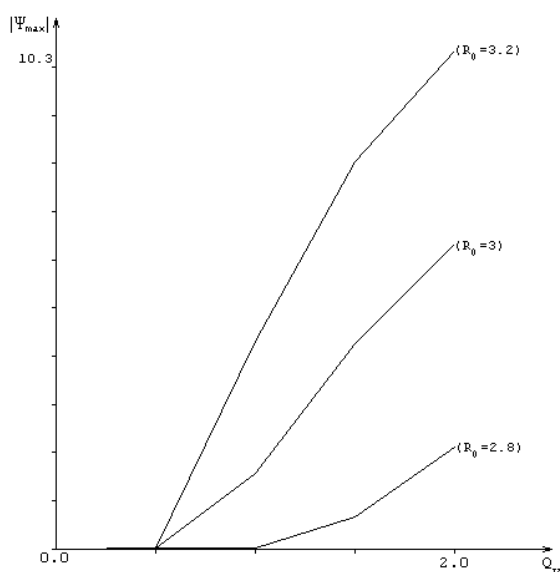


Рис.6. Зависимость максимального значения функции тока Ψ_{max} от значений внутреннего источника тепла Q_v .

зованы для построения кинематических моделей в магнитной гидродинамике слабых полей, когда магнитное поле не оказывает существенного влияния на течение проводящей жидкости.

ЛИТЕРАТУРА

1. Госмен А.Д., Пан В.М., Ранчел А.К. и др. Численные методы исследования течений вязкой жидкости. М.: Мир, 1972. 321 с.
2. Жарков В.Н. Внутреннее строение Земли и планет. М.: Наука, 1983. 191 с.
3. Исаев С.И., Кожинов И.А., Кофанов В.И. и др. Теория теплообмена. М.: Высшая школа, 1979. 495 с.
4. Патанкар С. Численные методы решения задач теплообмена и динамики жидкости. М., 1984. 152 с.
5. Яновский Б.М. Земной магнетизм. Л., 1978. 591 с.

Поступила в редакцию 18 августа 1998 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф.Малышевым

S. V. Kuznetsov

The natural convection in spherical layer related to the heat source

The problem of the natural convection of uncompressed fluid in a spherical layer is discussed in connection with the theory of hydromagnetic dynamo. It is proposed that the layer has an inner heat source and the gravity acceleration has been directed to the centre of the sphere. The motion of the fluid in this layer is generated by the temperature gradient. Rotor of velocity and stream functions have been used to decide this problem. The numerical solution, including the distribution of temperature, stream function and Nusselt numbers, were obtained by using the control volume method.

ПОИСК ПАРОГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕЙСМИЧЕСКИМ МЕТОДОМ (ВУЛКАН МЕНДЕЛЕЕВА, ОСТРОВ КУНАШИР)

*Т.К.Злобин,*А.И.Абдурахманов,* Л.М.Злобина***

**Научно-исследовательский геотехнологический центр ДВО РАН, г.Петропавловск-Камчатский*

***Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск*

Впервые излагаются результаты исследований по оценке перспективности площадей на парогидротермальные месторождения с помощью метода структурной сейсмологии МОВЗ, выполненные на вулкане Менделеева на Южных Курилах. Изложены предпосылки применения в комплексе поисковых работ этого метода, разработаны поисковые критерии. Они основаны на ряде признаков, связанных со структурными особенностями глубинного строения земной коры и ее внутренними неоднородностями. Эти признаки базируются на приуроченности гидротерм к вулcano-тектоническим структурам, размещении месторождений и гидротермальных систем в пределах определенных тектонических структур, на связи парогидротерм с магматическими очагами, областями повышенной проницаемости литосферы и разломными зонами, особенностями строения фундамента и перекрывающих его вулканогенно-осадочных пород. Выполненные сейсмические исследования и применение названных признаков позволили установить основные структурные особенности исследованной территории, тектонические разломы и внутренние неоднородности, в том числе магматические очаги, с которыми связан генезис термальных вод. На основе полученных данных определены предполагаемые границы геотермального района, структуры, отвечающие гидротермальной системе и парогидротермальному месторождению. Построена схема определения перспективности на теплoэнергетические воды и выделены участки, представляющие наибольший интерес для обнаружения парогидротерм. Изложенная методика может быть применена на других аналогичных геотермальных полях мира.

ВВЕДЕНИЕ

Характерной особенностью обрамления Тихого океана является активный вулканизм и сейсмичность. Это дает уникальную возможность изучения одного явления (вулканизма и его проявлений) с помощью другого (сейсмичности).

На Курильских островах насчитывается около 70 наземных вулканов, из них 39 - действующих, многие из которых проявляют активную гидротермальную деятельность, о чем свидетельствуют фумарольно-сульфатарные поля и выходы парогидротермальных струй. Настоящие исследования выполнены на самом южном острове Большой Курильской гряды - Кунашире, в центральной его части, где расположен вулкан Менделеева. Вулкан находится в 8-10 км от районного центра - Южно-Курильска и представляет большой интерес, как источник геотермальной энергии.

В связи с этим Южно-Курильской сейсмологической экспедицией ИМГиГ ДВО РАН под руководством одного из авторов настоящей статьи по заданию Сахалинской гидрогеологической экспедиции ГП "Востокгеология" были выполнены специаль-

ные сейсмические исследования методом обменных волн землетрясений (МОВЗ) на вулкане Менделеева. Цель работ - поиск парогидротермальных месторождений. Первичные материалы, карты, схемы, рекомендации о ведении поискового бурения передавались оперативно, еще на начальной стадии поисковых работ непосредственно Южно-Курильскому гидрогеологическому участку СГГЭ, осуществившему здесь поисково-разведочное бурение. Это позволило применить полученные материалы при разведке и выборе мест заложения первых скважин. Последующее бурение дало положительный результат. Уже первые скважины, заложенные с учетом результатов сейсмических исследований, подтвердили правильность сделанных выводов и перспективность выделенных участков. В дальнейшем это позволило выявить здесь парогидротермальное месторождение и к настоящему времени установить промышленный блок гидротермальной электростанции, которая на сегодняшний день уже дала электроэнергию.

Подобные исследования по поиску парогидротермальных месторождений с помощью метода структурной сейсмологии - МОВЗ выполнены в на-

шей стране впервые и не имеют аналогов за рубежом. В настоящей статье излагается методика этих исследований, поисковые критерии и признаки, способ оценки перспективности площади исследований на термальные воды и основные результаты работ. Для решения поставленной задачи были выполнены исследования глубинного строения вулкана.

ПРЕДПОСЫЛКИ ГЛУБИННЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ МОВЗ

Предпосылкой постановки глубинных сейсмических исследований явилась связь гидротермальных систем с особенностями глубинного строения земной коры. Она обусловлена тем, что гидротермальные системы представляют собой гидродинамические системы, возникающие в земной коре при внедрении в водоносные слои глубинного теплоносителя - флюида или расплава [3]. Последние связаны с магматическими очагами, которые, таким образом, имеют прямое отношение к парогидротермам. Очаги же расположены в земной коре на глубинах от 2-3 до 30-40 км и связаны своим происхождением с областями питания и генерации магмы, расположенными в низах коры и в мантии. Изучение же больших глубин и выявление магматических очагов возможно с помощью сейсмических методов, в частности, метода обменных волн землетрясений (МОВЗ) [9, 13].

Без знания глубинной структуры в целом невозможно или существенно затруднено определение геологических параметров (размеров) геотермального месторождения или геотермальных систем. Кроме того, образование и деятельность современных гидротермальных систем, как считает В.И.Белоусов и др. связаны также с развитием глубинных сквозковых структур, которые определяются как долгоживущие вулканические центры [2]. Известно, что водоносные системы, к которым приурочена гидротермальная деятельность, расположены во вмещающих их структурах: кальдерах, наложенных или унаследованных грабенах. В свою очередь, парогидротермы приурочены к таким особенностям земной коры, как купола, прогибы, депрессии, коллектора, глубинные разломы, а также к глубинным магматическим очагам вулканов. Поэтому необходимость изучения глубинного строения, разрывной тектоники и названных структур не вызывает сомнения.

Выполняются эти работы, как правило, с помощью бурения. Однако, изучение глубинного строения только с помощью бурения с одной стороны дорого и требует больших затрат, а с другой, получаемые с их помощью данные о структуре земной коры ограничены глубиной 2-3 км или менее. Поэтому буровые работы эффективно вести на стадии детальной разведки месторождений и для эксплуатацион-

ных целей, а проводить исследования больших глубин, изучать структурные особенности земной коры, определять внутренний структурный план исследуемой площади, выявлять структурно-тектонические элементы, их размеры и параметры целесообразно с помощью геофизических методов.

Наиболее точными для решения структурных задач являются сейсмические методы. При этом они позволяют осветить несопоставимо большие глубины (не 2-3 км, а 20-30 км и более, т.е. всю мощность земной коры). Общеизвестные сейсмические методы ГСЗ, КМПВ, МОВ ОГТ довольно сложно применить в условиях труднодоступных Курильских островов, сложенных вулканическими постройками и отличающихся резко расчлененным рельефом.

В то же время район исследований расположен в одном из самых активных в сейсмическом отношении регионов мира, что и позволяет с большой эффективностью применить для изучения глубинного строения литосферы метод структурной сейсмологии- МОВЗ. Он основан на использовании естественных землетрясений, обладает большой глубиной (30-90 км), позволяет изучать структурные особенности земной коры (выявлять купола, прогибы, депрессии, глубинные разломы, а также магматические очаги вулканов). Все это и явилось предпосылкой применения МОВЗ.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Методика настоящих исследований существенно и принципиально отличается от общепринятой. Впервые в мировой практике для исследований геотермальных полей в комплексе, помимо бурения и традиционных методов сейсмических исследований (ГСЗ, КМПВ, МОВ ОГТ), мы применили метод обменных волн землетрясений (МОВЗ).

Основы методики полевых наблюдений и интерпретации МОВЗ изложены в работах [4,5,9,16]. Достоверность структурных построений МОВЗ обоснована и подтверждена исследованиями И.В.Померанцевой [16] и других, а также в нашей работе о вулкане Менделеева [11].

Методика полевых исследований термальных полей вулкана Менделеева имела следующие особенности. Наблюдения осуществлялись мобильными автономными сейсмологическими станциями АСС-6 "Черепаха", укомплектованными 3-хкомпонентными сейсмоприемниками СМ-3 с резонансной частотой 1 Гц.

Сейсмографы устанавливались на бетонных платформах в шурфах глубиной 0,5 м и более. Регистрация велась непрерывно в течение 1-2 циклов по 22 суток с записью на магнитную ленту с последующим

Таким образом, к решению вопроса выделения площадей, перспективных на поиски парогидротерм, предлагается подходить поэтапно: от выявления основных региональных структур к локальным. Подобная методика последовательного увеличения детальности исследований позволяет концентрировать усилия на более перспективных частях неизученной территории, избавляясь от больших затрат, связанных с бурением скважин.

ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ

Критерии оценки перспектив поисков геотермальных месторождений на основе использования сейсмических данных базируются на следующих признаках, связанных со структурными особенностями глубинного строения земной коры и ее внутренними неоднородностями.

1. Структурные признаки: а) приуроченность гидротерм к вулcano-тектоническим структурам (кальдерам, куполам, выступам “базальтового” слоя и др.); б) размещение месторождений и гидротермальных районов в пределах определенных границ тектонических структур.

2. Физические признаки: приуроченность парогидротерм к магматическим очагам, зонам плавления, областям пониженной расслоенности и повышенной проницаемости литосферы.

3. Дизъюнктивные признаки: связь генезиса гидротерм с разломными зонами в земной коре.

4. Структурно-геологические признаки: а) зависимость размещения парогидротерм от особенностей морфологии фундамента; б) положения и формы поверхности водоупора и водоносных слоев; в) положения зоны контакта вулcanoгенно-осадочных пород и кровли гранитоидов.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В результате исследований была изучена глубинная структура земной коры под вулканом Менделеева, выявлены структурные особенности сейсмических границ, приповерхностные тектонические нарушения и глубинные разломы, а также внутренние неоднородности, связываемые с частично расплавленными магматическими очагами вулканов. Кроме того, впервые были выработаны и определены критерии поисков термальных вод, основанные на данных структурной сейсмологии (МОВЗ). Рассмотрим вышеназванные разделы.

Особенности глубинного строения земной коры (структурные признаки)

Общая глубинная структура вулкана Менделеева по данным МОВЗ в целом была описана нами [11]. Поэтому в настоящей работе рассмотрены особеннос-

ти детального строения земной коры, причем, в основном, те из них, которые имеют принципиальное значение для поисков гидротермальных месторождений, а именно: выделение таких структур, как куполов, депрессий, прогибов, выступов фундамента, тектонических нарушений, магматических очагов. Установление внутренних структурных особенностей строения земной коры позволило на основе названных критериев и структурных признаков выявить участки, наиболее перспективные для поисков гидротермальных месторождений.

При использовании структурного признака прежде всего учитывается масштаб структур. От этого зависит глубинность анализируемого разреза земной коры и ее структур. Для выявления наиболее крупных классификационных единиц, таких как перспективные районы, необходимо использовать данные о всей мощности коры. Для этого нами рассмотрена структурная схема ее подошвы - раздела M_0 . При выявлении гидротермальных систем или соизмеримых с ними структур необходим анализ строения средней части земной коры, а именно - структурных особенностей раздела K_4 - кровли гранулитобазитового (“базальтового”) слоя. Для выделения перспективных участков, то есть более детальных объектов, необходимо рассмотрение особенностей верхней части земной коры, которые отражает структурная схема поверхности земной коры - K_0 .

Первый из рассматриваемых структурных горизонтов - поверхность M_0 , отождествляемая с подошвой земной коры. Она залегает под вулканом Менделеева в основном на глубинах 22-25 км (рис.2). На фоне этих глубин можно отметить лишь одну структурную особенность - прогиб подошвы земной коры до глубин более 27,5 км в точках пикетов ПК9 и 12, то есть междуречье ручьев Четверякова, Лечебный и

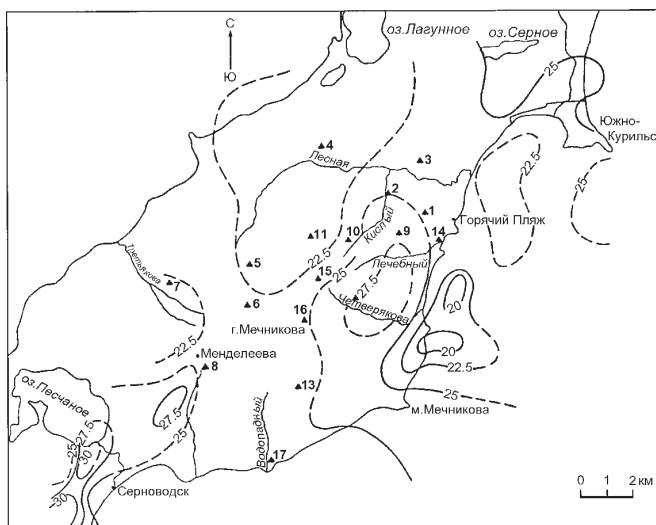


Рис.2. Структурная схема по горизонту M_0 .

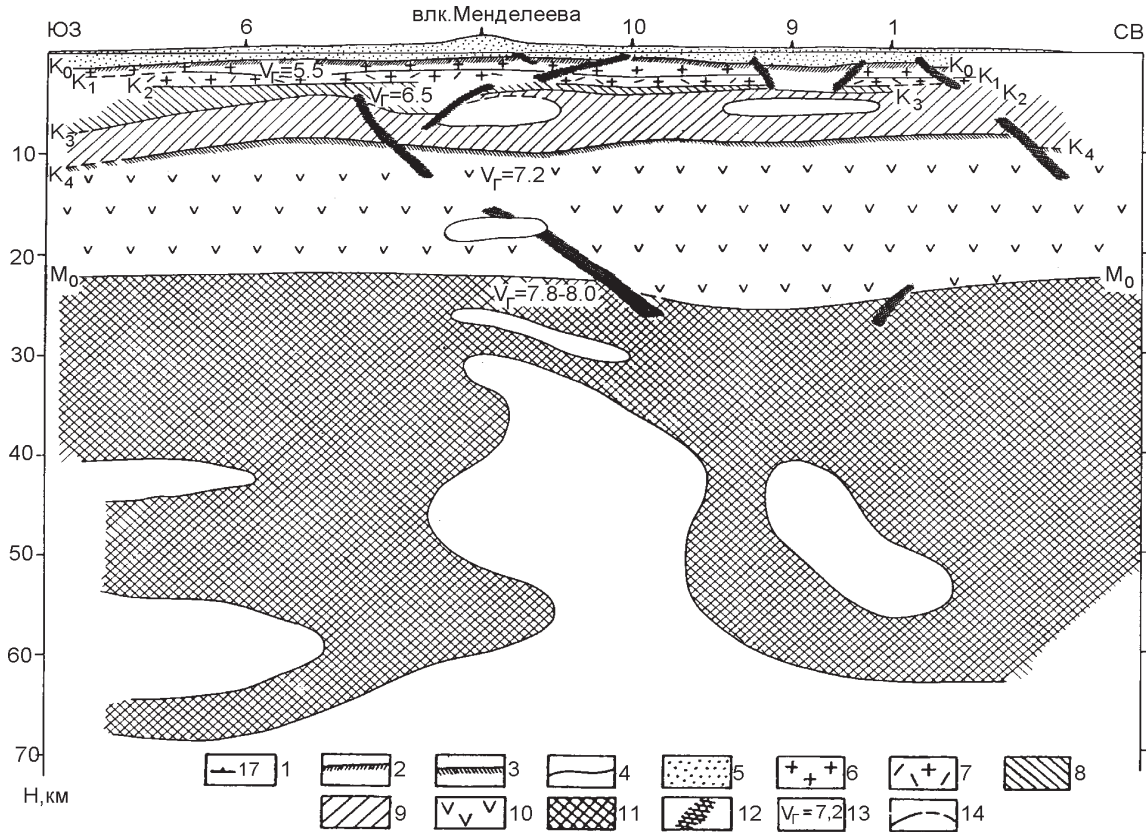


Рис.3. Глубинный разрез литосферы через вулкан Менделеева по профилю Ш

1 - пикеты установки сейсмических станций наблюдений; 2-4 - сейсмические границы обмена, отождествляемые с кровлей земной коры (2), кровлей "базальтового" слоя (3) и прочие(4); 5-10 - слои земной коры: вулканогенно-осадочный (5); верхняя (6) и нижняя (7) части гранито-метаморфического слоя; верхняя (8) и нижняя (9) части гранулитогнейсового слоя; 10 - "базальтовый" (гранулитобазитовый) слой; 11-верхняя мантия; 12- разломы; 13- значения граничной скорости, км/с; 14 - области отсутствия обменов, отождествляемые с магматическими очагами.

Кислый. Протяженность прогиба в субмеридиональном направлении по изолинии глубин 27,5 км составляет около 4 км при ширине 1,5 км. Прогиб выражен и на разрезе по профилю ПР Ш (рис.3) На этом разрезе хорошо видна пространственная приуроченность к прогибу подошвы земной коры аналогичной отрицательной структуры вышележащего раздела K_0 на ПК9. Кроме того отмечается исчезновение на этом участке нижележащей границы K_1 .

Структурная схема кровли "базальтового" слоя, интерпретируемого нами, согласно В.В.Белоусову [1], как гранулитобазитовый слой показывает, что под вулканом Менделеева он залегает в среднем на глубинах 10-11 км (рис.4). На этом фоне отмечается три поднятия поверхности. Первое из них расположено между ПК8 и 9 в междуречье ручья Лечебного и р.Лесной в среднем течении руч. Кислого. Здесь кровля "базальтового" слоя воздымается до 8 км. Второй, аналогичный подъем поверхности K_4 , устанавливается между ПК6 и 16 на юго-западном склоне вулкана, где минимальная глубина залегания ее составляет 7 км. Третий локальный подъем кровли

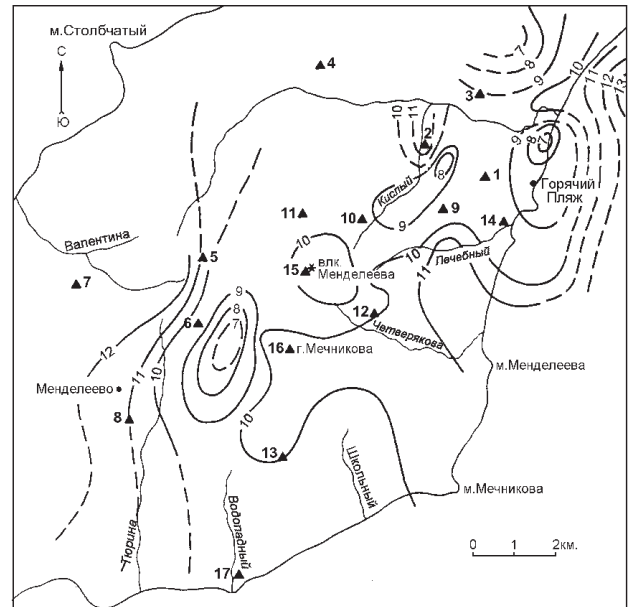


Рис.4. Структурная схема по горизонту K_4 (кровле "базальтового" слоя).

“базальтового” слоя устанавливается севернее п.Горячий Пляж. Здесь минимальные значения глубин залегания раздела K_4 также составляет 7 км.

На схеме K_0 (рис.5) в рельефе кровли консолидированной коры четко выделяются депрессии, прогибы и поднятия фундамента. Наиболее хорошо выражены сопряженные структуры субмеридионального простирания в северо-западной части площади у подножья вулкана в районе пикетов ПК1-3,9,14 между р.Лесной, руч.Лечебного и Кислого. Протяженность структур около 3 км, ширина - около 1 км по изолинии глубин равной 1,4 км. Прогиб расположен в районе ПК1 и 14, а поднятие - в районе ПК9 и 2. Максимальная величина подъема поверхности K_0 - менее 1,0 км, а погружение в прогибе достигает более 1,6км. Прогиб отвечает среднему и нижнему течению руч.Кислый и в структурном отношении на глубине около 1,6 км распадается на три мульды размером около 0,5-0,7 км. Этот прогиб хорошо выражен и на глубинном разрезе по профилю Ш (см.рис.3). На схеме K_0 отмечается также небольшой прогиб фундамента в районе ПК15 и 16, то есть в центральной части вулкана, что, возможно, объясняется просадкой фундамента под вулканической постройкой (конусом) вулкана. Локальное воздымание поверхности K_0 до глубин 1 км отмечается в районе ПК5 и 6 при средней глубине залегания фундамента равной 1,4 км. Небольшое диапироподобное поднятие зафиксировано также в районе ПК8.

Таким образом, наиболее хорошо выраженной отрицательной структурой депрессионного типа

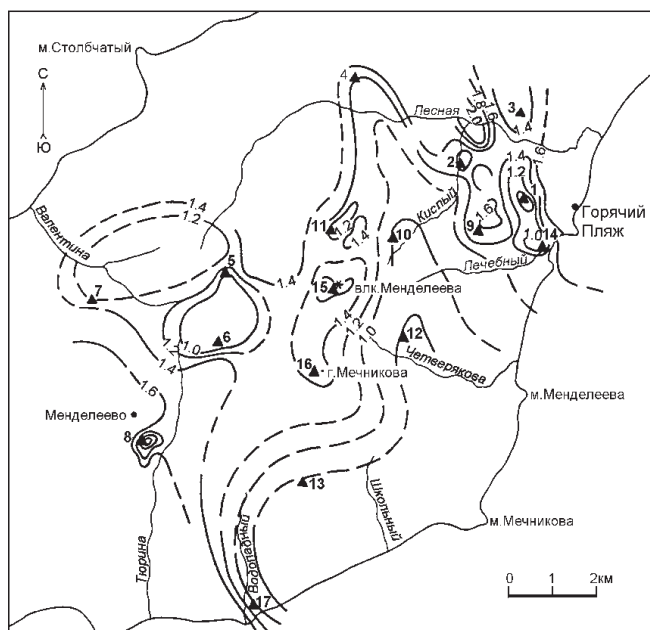


Рис.5. Структурная схема по горизонту K_0 (кровле фундамента вулканогенно-осадочных отложений).

является прогиб, расположенный в среднем и нижнем течении руч.Кислого, в междуречье р.Лесной и руч.Лечебного между ПК2 и 9.

Разрывная тектоника (дизъюнктивные признаки)

Поскольку разрывная тектоника имеет немаловажное значение для поисков парогидротермальных месторождений, нами были проанализированы ее особенности. Многие исследователи [15,17] и др. отмечали роль и значение разломов (тектонических нарушений, зон повышенной проницаемости, дизъюнктивных нарушений) в образовании эндогенных месторождений. Существенное значение имеют они и для генезиса гидротермальных месторождений. Так, Ю.П.Масуренков считает, что даже рифты и грабены, представляющие собой локальные водовмещающие структуры, пересекая своды куполов вулканического центра, являются отражением на поверхности глубоких магмо- и флюидопроводящих разломов [14]. Глубинные разломы, по его мнению, в пределах вулканических центров и по их периферии проникают в зону магмогенеза и одновременно служат местом локализации трещинных вод. Считается, что “пересечения таких разломов образуют наиболее перспективные участки для обнаружения термальных вод”[с.6, 14].Перспективными являются и участки вдоль радиальных разломов. В.И.Белоусов [2] отмечал, что термопроявления, расположенные на вулканических аппаратах, связаны не непосредственно с магматическим очагом, породившим тот или иной вулкан, а образуются в результате вскипания на глубине перегретых гидротерм в зонах разломов, где наблюдается пониженное гидростатическое давление. Так, выходы современных парогидротерм и термальные источники Кошелевского вулканического массива на Камчатке приурочены к глубоким тектоническим подвижкам, по которым происходила миграция эруптивных центров этого массива.

Анализ глубинных разрезов, построенных нами по данным МОВЗ на исследуемой площади, показывает, что на них выделяются глубинные, внутрикоровые и приповерхностные нарушения (рис.6). Общий анализ схемы разломов позволяет заключить, что разломы вулкана Менделеева имеют преимущественно криволинейную форму, близкую к концентрической и отвечают форме вулканической структуры. Глубинные разломы, связанные с подошвой земной коры, то есть поверхностью M_0 в плане имеют форму двух сегментов - внешнего и внутреннего, преимущественно северо-восточного направления. Внешний сегмент расположен юго-восточнее ПК9 и 12 и проходит через ПК1 и 14, т.е. проекция его на дневной поверхности отвечает восточной оконечности

п.Горячий Пляж и среднему течению руч.Четверякова. Разломная зона, расположенная по внутреннему радиусу в центральной части вулкана, проходит между ПК 15 и 16 и далее на север - через ПК 10. Эта разломная зона отвечает фактически второй кальдере вулкана, которая хорошо выражена морфологически и описана Г.С.Горшковым [7].

Тектонические нарушения, связанные с поверхностью K_4 , отвечающей кровле нижнего “базальтового” слоя, выявляются на флангах структуры в двух секторах - западном и северо-восточном. Детальное положение этих разломов видно на схеме (рис.6). Как и разломы по поверхности M_0 , нарушения кровли “базальтового” слоя являются зонами повышенной проницаемости в земной коре и безусловно оказывают влияние на приповерхностные структуры, их генезис и могут являться проводниками глубинных флюидов. Понижение гидростатического давления в этих зонах может привести к вскипанию на глубине перегретых гидротерм. Однако, вышеописанные разломы связаны со значительными глубинами и их действие может проявляться через сеть оперяющих разломов. Большой интерес представляют приповерхностные разломы и тектонические нарушения, связанные, в частности, разделом K_0 . Разломы по этой поверхности выявлены в северо-восточной части площади. Они образуют здесь субмеридиональные зоны, проходящие между ПК 2 и 9, а также 1, 3 и 14. Первые две зоны ограничивают депрес-

сию, а последние - положительную горстообразную структуру. Именно эти разломы, как нам представляется, имеют основное значение для формирования геотерм. С ними могут быть связаны трещинные воды. При этом, наибольший интерес представляет западный сброс, ограничивающий одноименный борт депрессии. В районе ПК 9 он находит продолжение на больших глубинах, совпадая с разломом в нижней части коры по поверхности K_4 и является, видимо, его продолжением.

Глубинные неоднородности литосферы (физические признаки)

Изучение таких глубинных неоднородностей литосферы как магматические очаги вулканов и зоны частичного плавления вещества обусловлено тем, что с ними связан генезис геотермальных систем и парогидротермальных месторождений. Ранее выполненные нами сейсмические исследования [9,13] позволили разработать критерии и методику выделения таких неоднородностей. Она основана на выявлении областей отсутствия обменов. Эти области полного отсутствия расслоенности свидетельствуют о повышенной гомогенизации вещества, отсутствии границ раздела, “размыв” их в результате метаморфизма или наличия очаговых зон. Анализ динамики сейсмических волн показал, что в этих областях устанавливается повышенное поглощение сейсмических волн, причем наибольшее поглощение характерно для поперечных волн. Последнее, как известно, свидетельствует о наличии частично расплавленного вещества. На основе этого, а также пространственной приуроченности таких областей к действующим вулканам и других признаков сделано заключение о соответствии областей без обменов магматическим очагам вулканов [13].

Помимо подобной качественной оценки внутреннего строения среды, нами была предложена методика количественной оценки сейсмической расслоенности литосферы путем построения вариационных разрезов [8]. Это позволило не только выделить области отсутствия обменов, связываемые с магматическими очагами, но и охарактеризовать окружающее их пространство, выявить области относительно пониженной расслоенности, а также зоны наиболее “жесткого” акустического контакта сред, оценить мощности переходных зон между слоями. Построение и анализ получаемых таким образом вариационных разрезов расширяет информацию о глубинной структуре литосферы, внутренних неоднородностях, особенности строения и физическом состоянии глубинных тел и их взаимодействии, что существенно важно для поиска парогидротерм.

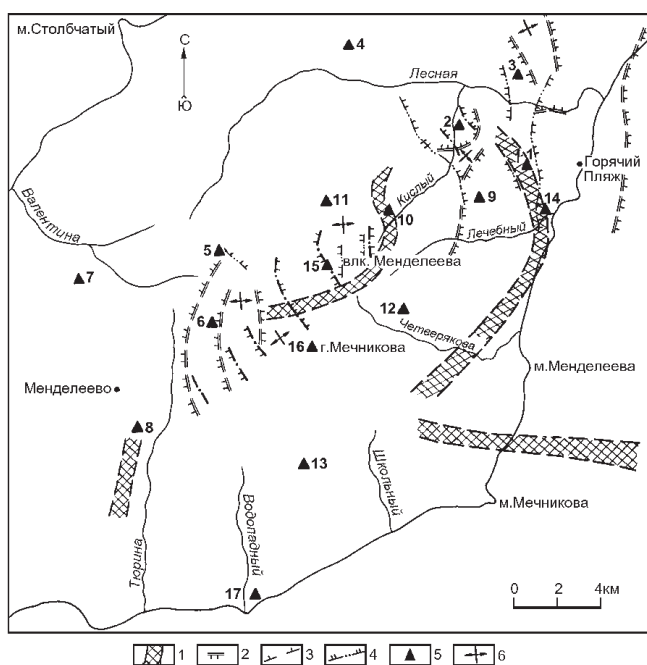


Рис.6. Схема разломов земной коры вулкана Менделеева (по данным МОВЗ)

1-4 - разломы связанные с поверхностью M_0 - (1), K_4 - (2), K_3 - (3), K_0 - (4); 5-оси антиклинальных структур; 6-установки сейсмических станций.

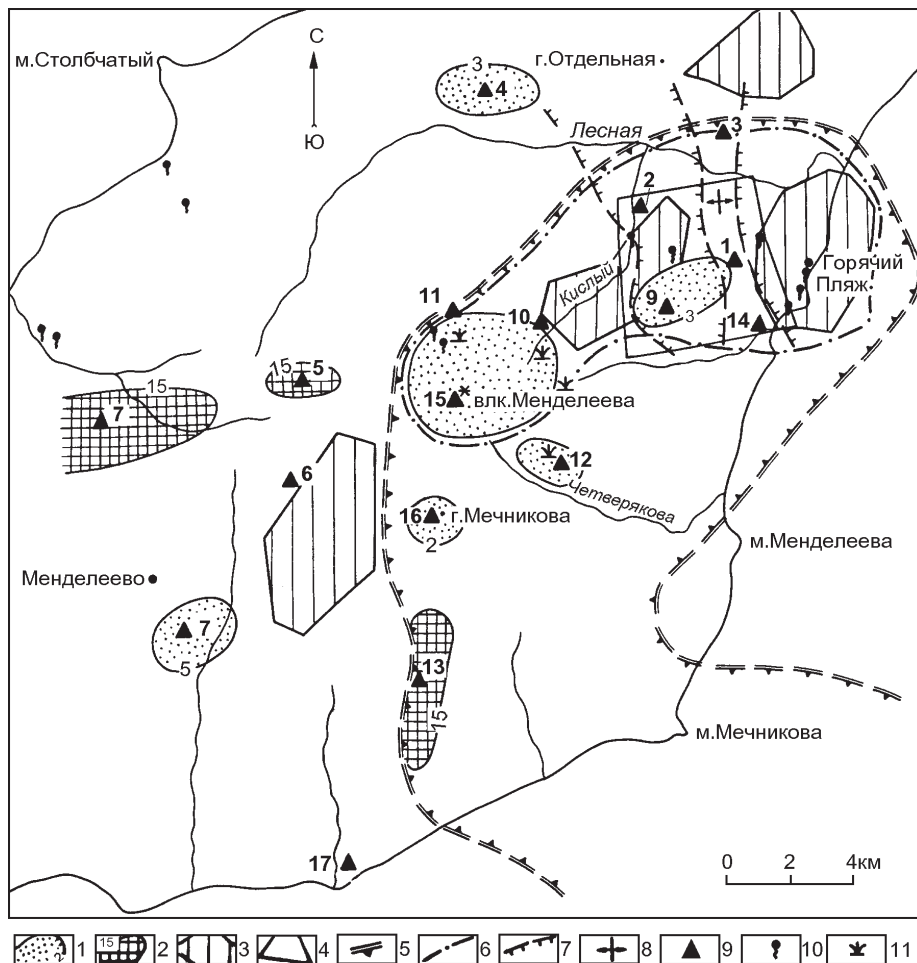


Рис.7. Схема перспективности площади на теплоэнергетические воды (по данным МОВЗ)

1-2-проекция положения кровли магматических очагов с глубиной залегания кровли до 5 км (1) и 15 км (2); 3- проекция выступов (подъемов) “базальтового” слоя; 4-положение наиболее перспективного для поисков участка по совокупности признаков; 5-предполагаемые границы геотермального района; 6-предполагаемые границы геотермального месторождения; 7- разломы в фундаменте, ограничивающие депрессию и сопряженный с ней горст; 8-оси антиклинальных структур фундамента; 9-пикеты уст ановки сейсмических станций; 10-выходы парогазовых струй; 11- фумарольные поля

Анализ вариационных разрезов по всем сейсмическим профилям, секущим исследуемую площадь, позволил выделить в земной коре и верхней мантии магматические очаги. Для использования этих данных в прогнозных целях проекции магматических очагов, кровля которых залегает в верхних этажах земной коры на небольших (2-3 км) и средних (до 15 км) глубинах, вынесены нами на план (рис.7). Схема позволяет проанализировать положение этих тел в пространстве и выделить наиболее перспективные для обнаружения парогидротерм участки. Наиболее близкие к поверхности магматические очаги (тела) расположены в районе ПК9, 12, 15 и 16, то есть на западном и юго-западном склонах вулкана в междуречье руч.Кислый, Лечебный и Четверякова, а также под вершинными конусами Менделеева и горой Мечникова. Кроме того, два небольших локальных тела такого типа устанавливается по вариационным разрезам на периферии вулкана в районе ПК8 и 4.

Магматические очаги, кровля которых залегает на глубинах до 15 км, выделены на ПК 13, 5 и 7. Эти пикеты расположены на западном и южном склонах соммы вулкана. В силу значительной мощ-

ности перекрывающих их образований они не могут рассматриваться как прямые признаки наличия геотерм. Однако, при определенных условиях и наличии дополнительных признаков перспективности этих участков, они также могут представлять интерес для поисков термальных вод в юго-западной части вулкана.

ВЫДЕЛЕНИЕ УЧАСТКОВ ПЕРСПЕКТИВНЫХ НА ТЕПЛОЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ ВОДЫ

Оценка перспективности исследуемой территории основывается на совместном рассмотрении вышеназванных поисковых критериев. Для этого была построена сводная схема перспективности площади на теплоэнергетические воды (рис.7). На ней выделены перспективные участки по всем признакам. *Первым признаком* является структурный.

На схеме M_0 выделяется одна основная глубинная структура, тождественная и соизмеримая по масштабу с геотермальным районом. Это вышеназванный прогиб, расположенный в восточной и северо-восточной части площади. Границы его могут быть проведены по изолинии 25 км и отражены на

рис.7. Выделенная структура может вмещать такой единый геологический объект как геотермальный район. Расположенные в ее пределах более мелкие структурные элементы могли иметь единые корни в своем развитии.

Максимальные глубины этого прогиба (27,5 км) отвечают на поверхности междуречью руч.Лечебного и Четверякова, восточнее ПК12 и южнее ПК9. Размеры этой структуры по изолинии 25 км составляет 8x18 км. В соответствии с классификацией структур, данной В.И.Белоусовым и В.М.Сугробовым [3] на основе анализа геотермальных районов и гидротермальных полей Камчатки, такие размеры структуры могут отвечать геотермальному району. Конечно этот вывод правомерен в том случае, если поверхностные структуры носят унаследованный характер, а с глубинными структурами связана эволюция и развитие верхних этажей земной коры.

Для выявления в пределах перспективного района структур меньшего ранга, необходимо рассмотреть вышележащие горизонты земной коры. Прежде всего это поверхность K_4 , разделяющая нижний ("базальтовый") слой земной коры и вышележащий гранито-метаморфический слой. Как показали ранее выполненные нами работы [10,12], выступам кровли "базальтового" слоя соответствуют размещение действующих вулканов, зоны орудинения и гидротермальные системы. Конечно, не следует понимать это так, что каждый выступ "базальтового" слоя является гидротермальной системой или зоной орудинения, но под каждой зоной орудинения или такой системой кровля "базальтового" слоя, как правило, воздымается.

Анализ структурной схемы по горизонту K_4 (см.рис.4) позволил установить такие области подъема кровли "базальтового" слоя в пределах исследуемой площади. Они были описаны нами выше и показаны на рис.7. Здесь выявляется четыре выступа (подъема) поверхности K_4 . Размеры их: 4.2x1,7 км, 5x1,5 км и 3x5 км по изолинии 9 км. Первый из них расположен между ПК6 и 16, то есть между п.Менделеево и вершиной г.Мечникова. Второй - между ПК 2, 9 и 10, то есть в междуречье руч.Кислый и Лечебный. Третий - восточнее ПК1 и 14, то есть в 2-3 км северо-восточнее п.Горячий Пляж.

Таким образом, исходя из выявленных особенностей глубинного строения и возможной связи между выступами "базальтового" слоя с размещением гидротермальных систем, можно заключить, что в пределах исследуемой площади выделяется четыре структуры второго порядка, которые при наличии в их пределах и других признаков (коллекторов, магматических очагов, разломов, перегретых вод и т.п.)

могут быть перспективными на обнаружение парогидротерм и отвечать гидротермальным системам.

Наиболее детальные сведения о строении верхней части земной коры дает структурная схема K_0 - кровли консолидированной коры, т.е. фундамента вулканогенно-осадочных образований (см.рис.5). В верхах земной коры четко и однозначно выделяются две сопряженные структуры - положительная и отрицательная. Они установлены в восточной части площади между ПК 2, 9 и 1, 3.

Первая представляет собой депрессию и расположена между средним течением руч.Кислый и Лечебный. Размеры ее 2x5 км (см.рис.5) Ранее выполненные нами работы [12], а также известные данные [2, 3, 6] позволяют заключить, что с этой структурой можно связывать наличие перспективного для поисков парогидротерм участка. Границы его определяют контуры этой депрессии. Западная граница участка проходит в 500-700 м юго-западнее ПК2 и 9, восточная - в 500 м восточнее ПК1, 3 и 14, а южная - южнее ПК9 и 14.

Второй признак основан на обнаружении магматических очагов, которые являются важнейшей предпосылкой образования термальных вод. Проекция магматических очагов на дневной поверхности отображены на рис.7. Полученная схема позволяет проанализировать положение этих тел в пространстве и выделить наиболее перспективные для обнаружения парогидротерм участка.

Исходя из второго критерия, наиболее перспективным на теплоэнергетические воды являются участки расположенные в междуречье руч.Кислый и Лечебный, западнее п.Горячий Пляж, локальные области, расположенные по периферии вулкана в районе п.Менделеево, а также на левобережье р.Лесной, к западу от г.Отдельной. Поскольку под ПК15 и 16, расположенных под центральным конусом вулкана Менделеева и г.Мечникова, где также выделены очаги, нет существенных водоносных горизонтов, то эти участки не относятся к перспективным на теплоэнергетические воды.

Помимо вышеназванных, магматические очаги выделены также в районе ПК 5,7 и 13 в средней части земной коры (глубины более 15 км), но в силу значительной мощности перекрывающих их образований эти очаги не могут рассматриваться как прямые признаки наличия геотерм.

Таким образом, на основе второго признака наиболее перспективным для поисков парогидротермальных месторождений следует считать район, расположенный между ПК 1, 2, 9,10 и 14, который отвечает междуречью руч.Кислый и Лечебный, к западу от п.Горячий Пляж. Перспективным в этом отноше-

нии является также участок в районе ПК 12 в верховьях р.Четверякова.

Третий признак, или критерий оценки перспективности площади - дизъюнктивные нарушения - может рассматриваться лишь как дополнительный и применение его ограничено. Для использования его нами была составлена схема разломов (см. рис.6). Основное значение для формирования геотерм имеют разломы по поверхности K_0 , то есть в фундаменте, а именно те разломы, которые ограничивают названную ранее депрессию и горст в междуречье руч.-Кислый и Лечебный. Здесь могут локализоваться трещинные воды. При этом, наибольший интерес представляет западный сброс, ограничивающий одноименный борт депрессии.

Применение **четвертого признака** - структурно-геологического - также ограничено. Однако, исходя из того, что температурные аномалии, с которыми связаны гидротермы в очагах разгрузки, приурочены к куполовидным или эллипсоидным поднятиям, а самые оптимальные коллекторские свойства большинство разведанных геотермальных месторождений мира имеют именно в зоне контакта вулканогенно-осадочного чехла с гранитоидами, можно заключить, что интерес представляют и эти структуры (рис.5).

Наиболее перспективными для формирования парогидротерм представляются следующие участки: а) валообразное поднятие фундамента в районе ПК 1, 3 и 14 между п.Горячий Пляж и р.Лесной; б) локальное куполообразное поднятие кровли фундамента (до 900 м) на ПК 2 в низовьях руч.Кислого; в) локальная положительная структура расположенная к северу от вершины вулкана в районе ПК 11 (северо-восточное фумарольное поле), где кровля гранитоидов воздымается до 900 м и др.

Анализ показал, что по максимальному числу признаков наиболее перспективным и первоочередным является участок, расположенный в междуречье р.Лечебный и Кислый между ПК1,2, 9 и 10, а самая перспективная - в районе ПК 9. Именно здесь была заложена первая поисковая скважина, которая вскрыла парогидротермы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Выполненные исследования показали целесообразность включения в комплекс поисковых работ на парогидротермальные месторождения наблюдений сейсмическими методами. При этом, для труднодоступных районов активного вулканизма и высокой сейсмичности эффективно использование метода обменных волн землетрясений (МОВЗ). Предпосылками применения МОВЗ для поисков парогидротермальных месторождений являются приурочен-

ность месторождений к определенным структурам, разломам в земной коре и глубинным магматическим очагам. На основе этих предпосылок разработаны поисковые критерии.

2. Применение разработанных критериев позволило установить основные структурные особенности исследованной территории, тектонические разломы, внутренние неоднородности, связанные с генезисом термальных вод.

3. Метод целесообразно применять на первой стадии поисков с поэтапным выделением гидротермального района, геотермальных систем, месторождений и наиболее перспективных участков для обнаружения теплоэнергетических вод. Для, повышения эффективности работ рекомендуется комплексовать МОВЗ с 3-х мерной сейсморазведкой, а также более детально изучать скоростную характеристику среды, включая коэффициент V_p/V_s .

4.Выполненные работы позволили выделить в районе вулкана Менделеева участки перспективные для проведения поискового бурения с целью обнаружения термальных вод.

5. Изложенная методика может быть применена на других аналогичных геотермальных полях мира.

ЛИТЕРАТУРА

- 1.Белоусов В.В Основы геотектоники. М.:Недра, 1975.262 с.
- 2.Белоусов В.И. Геология геотермальных полей в областях современного вулканизма. М.:Наука, 1978. 174с.
- 3.Белоусов В.И., Сугробов В.М. Геологическая и гидротермальная обстановка геотермальных районов и гидротермальных систем Камчатки // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток, 1976. С.5-22.
- 4.Булин Н.К. Определение глубины складчатого фундамента при помощи обменных проходящих волн типа PS, регистрируемых при землетрясениях // Изв.АН СССР.Сер.геофиз.1960. С.781-786.
- 5.Булин Н.К. Применение метода обменных сейсмических волн от землетрясений для изучения верхней части литосферы территории СССР. Деп.ВИНИТИ.Л.,1984, Т.№5454-84.181 с.;Т.2.№5455-84.193 с.
- 6.Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. 283 с.
- 7.Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.:Наука, 1967. 288 с.
- 8.Злобин Т.К. Изучение сейсмической расслоенности литосферы по данным метода обменных волн землетрясений (на примере Малой Курильской гряды) // Тихоокеан. геология, 1985. №2. С.94-97.
- 9.Злобин Т.К. Строение земной коры и верхней мантии Курильской островной дуги (по сейсмическим данным). Владивосток: ДВНЦ АН СССР,1987. 150 с.
- 10.Злобин Т.К. Глубинное строение острова Уруп //Сов. геология.1989. №4. С.102-109.

11. Злобин Т.К. Глубинные сейсмические исследования вулкана Менделеева на Южных Курилах//Тихоокеан. геология. 1997. Т.16, №4. С.79-87.
12. Злобин Т.К., Знаменский В.С. Геология и глубинное строение геотермального района (о-в Итуруп) //Геология руд. месторождений. 1991. №4. С.3-15.
13. Злобин Т.К., Федорченко В.И. Глубинная структура вулкана Головнина по данным изучения обменных волн землетрясений // Вулканология и сейсмология. 1982. №4. С.99-103.
14. Масуренков Ю.П. Термогенные структуры и критерии поисков скрытых гидротермальных систем в окрестностях Петропавловска-Камчатского // Вулканология и сейсмология. 1985. №4. С.68-82.
15. Пейве А. В. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами. Главнейшие типы глубинных разломов//Изв.АН СССР.Сер.геология. 1956. №3. С.57-71.
16. Померанцева И.В.,Мозженко А.Н. Сейсмические исследования с аппаратурой "Земля". М.:Недра, 1977. 256 с.
17. Разломы земной коры. М.:Наука, 1977. 190 с.

Поступила в редакцию 12 мая 1998 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф.Малышевым

T.K.Zlobin , A.I.Abdurakhmanov, L.M.Zlobina

Prospecting of steam hydrothermal deposits of the Mendeleev volcano by the seismic method (Kunashir Island)

The results of investigations performed on the Mendeleev volcano (South Kuril Islands) on the evaluation of perspective of areas for steam hydrothermal deposits are described for the first time with the help of a method of earthquake converted waves used in structural seismology. Premises of application of this method in a complex of prospective works are presented. Prospecting criteria were developed which are based on some indications associated with the structural features of crustal deep structure and its internal heterogeneities. These indications are based on the attribution of hydrothermas to the volcano-tectonic structures, distributions of deposits and hydrothermal systems within definite tectonic structures, on the relation between steam hydrothermas and magmatic sources, areas of higher permeability of lithosphere and fault zones, structural features of basement and volcanogenic-sedimentary rocks overlapping it. The seismic investigations made and application of the above mentioned indications allowed us to determine main structural features of the territory under investigation, tectonic faults and internal heterogeneities including magmatic sources related to the genesis of thermal waters. The supposed boundaries of the geothermal region, the structures corresponding to the hydrothermal system and steam hydrothermal deposit were determined on the basis of the obtained data. A perspective scheme for thermal energy waters was compiled as a result of the joint analysis of all the above mentioned criteria. The areas having the greatest interest for discovering steam hydrothermas were also distinguished. The most perspective of them is located between the Kislaya and Lechebnaya rivers, within PK9 area. The described method can be applied to some other similar geothermal fields of the World.

ПРОГНОЗ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ НА ОСНОВЕ МАТРИЧНОГО ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ (НА ПРИМЕРЕ УРГАЛЬСКОЙ ГРЭС, ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ)

Р.М. Семенов, Л.Г.Обухова, С.П.Серебренников

Институт земной коры СО РАН, г.Иркутск

В статье рассматриваются количественные геолого-геофизические характеристики земной коры района Ургальской ГРЭС в Хабаровском крае. Проведено исследование этих характеристик в эпицентральных зонах известных здесь сильных землетрясений. Прогноз сейсмической опасности рассматриваемой территории впервые выполнен на базе экспертной системы, позволяющей представить геолого-геофизические данные в классе нелинейных функций, распознать зоны со сходными геолого-геофизическими условиями и сейсмической опасностью. Сделано сравнение карты зон ВОЗ, составленной с использованием количественных характеристик земной коры с картой зон ВОЗ на качественной основе.

ВВЕДЕНИЕ

Административно Ургальская ГРЭС находится в Верхнебуреинском районе Хабаровского края (рис.1). В структурно-тектоническом отношении он расположен в пределах Буреинского массива – наиболее крупного гетерогенного сооружения Монголо-Охотского складчатого пояса [1]. Складчатые структуры осложнены разномасштабными разрывными нарушениями. Наиболее крупные из них – Южно-Тукурингский и Тастахский глубинные разломы. На исследуемой площади в новейший этап сформировались морфоструктуры, выраженные в рельефе горными сооружениями и впадинами. На западе расположена Туранская, а на северо-востоке – Буреинская морфоструктуры, которые соответствуют одноименным хребтам и их отрогам. В центральной части площади находится Верхнебуреинская впадина, к северу от нее - Верхнениманская. Все морфоструктуры в настоящее время вовлечены в поднятия с разной скоростью вертикальных тектонических движений [6].

С началом регулярных сейсмических наблюдений в Приамурье в 1974 г. стало возможным регистрировать эпицентры землетрясений с 8 энергетического класса и выше [5]. Столь короткий период инструментальных исследований затрудняет прогнозирование сейсмической опасности, основываясь на сейсмостатистическом материале. Зарегистрированные здесь наиболее сильные землетрясения энергетического класса $K=12$ и лишь одно – $13,8$, которое произошло на севере исследуемой территории. Землетрясения более низкого энергетического класса расположены по площади равномерно, лишь в двух случаях наблюдается их концентрация в преде-

лах Верхнебуреинской впадины и на севере площади, в блоке Буреинского поднятия.

Проведенный ранее анализ пространственного распределения сейсмичности в связи с геолого-структурным положением района, его морфоструктурами и геолого-геофизическими условиями дал возможность составить карту сеймотектоники рассматриваемой территории и выделить на ней зоны ВОЗ (вероятных очагов землетрясений) (рис.2) [9].

В настоящей статье сделана попытка уточнения сейсмической опасности района Ургальской ГРЭС на основе использования некоторых количественных характеристик, отображающих протекающие в земной коре процессы.

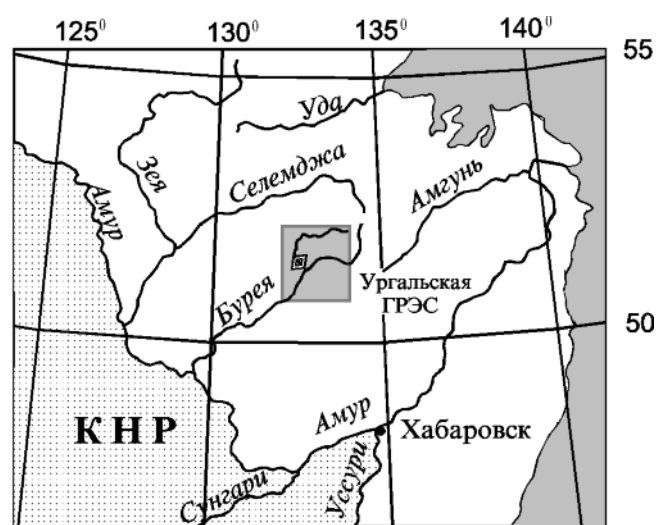


Рис.1. Схема расположения района Ургальской ГРЭС

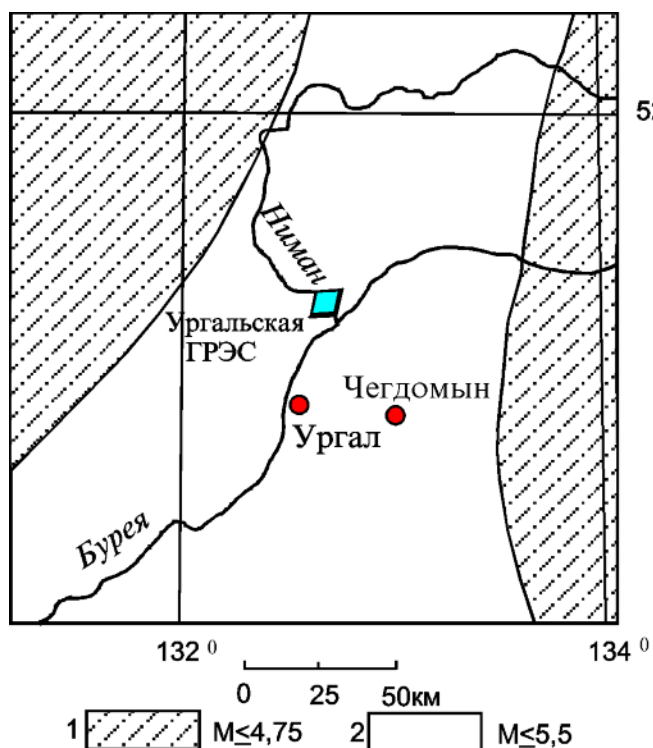


Рис.2. Карта зон ВОЗ (вероятных очагов землетрясений) района Ургальской ГРЭС по [9].

1-2 – возможные магнитуды землетрясений в зонах ВОЗ.

МЕТОДИКА РАСЧЕТОВ

Принимая во внимание, что процесс формирования очагов сильных землетрясений определяется напряженным состоянием, деформацией и прочностными свойствами среды, было выполнено последовательное обобщение материалов в этом направлении для создания базы данных (БД), в основе которой лежит каталог землетрясений [5].

На первом этапе исследований формализованы геолого-геофизические поля (далее их будем называть признаками), снятые с следующих карт масштаба 1:2 500 000: гравитационное поле [4]; мощность земной коры [8]; современные движения земной коры [6]; осредненный рельеф.

На втором этапе исследований по известной методике [2] рассчитаны вторичные картографические признаки: модули горизонтальных градиентов гравитационного поля; модули горизонтальных градиентов новейших вертикальных тектонических движений.

Для математического описания и моделирования процесса формирования очага сильного землетрясения использовалась экспертная система ГЕО, разработанная в ИППИ РАН [3]. Охарактеризуем математическую обработку картографических дан-

ных для получения признаков, отражающих прогноз места и силы землетрясений.

Исходной информацией являются каталоги зарегистрированных событий (землетрясений), геолого-геофизические признаки, линейные структуры (разломы), географические константы (тип координат, топографическая основа, географические пункты).

Используются также данные о значениях прогноза в выборке пунктов региона, полученные путем независимого опроса специалистов (экспертов) и о признаках, представленных в виде фреймов.

Система ГЕО - это комплекс программ, объединенных в 4 блока: подготовка данных (ввод, редактирование и кодирование); предварительная обработка и анализ данных; нахождение прогнозирующей функции и анализ решения на выборке; построение и анализ прогнозного поля. Решение задачи осуществляется в виде серии итераций. Формулируется априорная модель прогнозируемого явления, включающая в себя набор исходных данных, способы их представления и кодирования, знания о связи данных с прогнозируемым явлением. Затем данные анализируются и при необходимости производится начальная коррекция модели. Ищется прогнозирующая функция, которая рассматривается как согласованная с выборкой наблюдений гипотеза об искомой закономерности. Результаты анализируются на выборке и при необходимости производится дополнительная коррекция модели. Строится прогнозное поле и корректируются модели.

В системе ГЕО рассматривается упрощенная модель среды: размеры изучаемой области в латеральном направлении существенно превосходят ее размеры в вертикальном разрезе; среда имеет блоково-слоистую структуру. В пределах блоков она является локально непрерывной. Считаем, что состояние и свойства среды могут быть достаточно полно представлены числовыми полями горизонтального простирания, зонами, выделяющими однородные ее типы, линейными структурными элементами, вертикальными разрезами структур и каталогами точечных объектов (землетрясений). Землетрясения описываются пространственными координатами, временем появления, числовыми или символическими значениями объекта и точностными характеристиками.

Известно, что в большинстве своем получаемые нами обычные уравнения регрессии, отражающие связь геолого-геофизических полей с сейсмичностью – линейны. Такое описание процесса формирования очага сильного землетрясения можно считать очень приближенным, чаще всего – неадекватным. Система ГЕО дает возможность представить эти зависимости в классе нелинейных функций, что повышает точность в определении изменчивости этих свя-

зей. Важным звеном является создание предпосылок к постановке задачи [7]. Для этого на основе программ первого блока системы каждый параметр подвергается статистической обработке с целью выявления его представительности, информативности и корректности.

В режиме диалога исследователь определяет число градаций и их диапазон в области изменения значений признака. Если число градаций мало, то они будут охватывать большие интервалы значений, а значит произойдет потеря информативности признака. При большом количестве градаций излишняя детализация “размоет” картину и главная тенденция изменения поля станет незаметной. Поэтому более оптимальным вариантом деления значений любого геолого-геофизического признака на градации можно считать тот, в который попадают значения, характеризующие изменения этого признака в очаговых зонах. Представительным считается признак, у которого хорошая информативность, т.е. область его изменения можно выразить несколькими градациями с четко выраженными значениями в очаговых зонах и в асейсмичных областях. В нашем случае размер ячейки был принят равным 25x25 км. Значения признаков снимались с карт методом скользящего окна. Всего было использовано более 600 ячеек, из которых 25 – экспертные оценки, а остальные – прогнозируемые. Здесь необходимо уточнить, что для более достоверного моделирования условий формирования очагов землетрясений в работу включена площадь в несколько раз большая, чем исследуемый район Ургальской ГРЭС.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для оценки значимости признаков и их зависимости друг от друга была рассчитана корреляционная матрица (табл.1). Оказалось, что наиболее тесная связь для данного региона отмечается между гравитационным полем и мощностью земной коры ($k=0,72$), гравитационным полем и осредненным рельефом ($k=0,70$).

В то же время коэффициент корреляции между осредненным рельефом и мощностью земной коры еще выше ($k=0,86$), что свидетельствует о их почти линейной зависимости. Это и не удивительно, т.к. исходя из теории изостазии Эйри [10], можно полагать, что осредненные значения рельефа представляют собой зеркальное отражение мощности земной коры. Поэтому эти параметры являются взаимозависимыми и использовать их в одной модели нельзя. Вместе с тем, проведенный расчет корреляционной матрицы с модулями градиентов этих признаков, дает другие соотношения и позволяет вместо значений признака ввести модуль его градиента. В этом случае не будет потеряна информативность и факти-

Таблица 1. Корреляционная матрица

Номер поля	Значения коэффициентов корреляции					
	1					
1	1	2				
2	0,12	1	3			
3	0,15	0,72	1	4		
4	0,13	0,26	0,25	1	5	
5	0,15	0,70	0,86	0,23	1	6
6	0,27	0,35	0,28	0,11	0,21	1

Примечание. 1 – современные движения земной коры; 2 – гравитационное поле; 3 – мощность земной коры; 4 – модули градиентов гравитационного поля; 5 – осредненный рельеф; 6 – модули градиентов новейших движений.

ческая основа будет представлена полно, т.к. значения модулей градиентов признака дополняют его изменчивость при анализе.

Уточнение сейсмической опасности района Ургальской ГРЭС основано на выявлении связи геолого-геофизических данных с сейсмичностью с применением комплексного подхода, включающего в себя: геологическое обоснование исходных моделей, отражающих геолого-геофизические поля в эпицентральных зонах; математическую обработку этих данных; моделирование в диалоговом режиме в рамках экспертной системы ГЕО для проверки гипотез, опосредованно отражающих, на наш взгляд, условия формирования очагов землетрясений.

В результате анализа первичной статистической обработки геолого-геофизических данных оказалось, что при решении поставленной задачи наиболее оптимальным является использование суммарной деформации земной коры за новейший тектонический этап, степени ее раздробленности, скорости и направленности новейших вертикальных тектонических движений.

Для изучения степени влияния каждого из вышеуказанных признаков на формирование очагов землетрясений и выделения зон со сходными условиями, представим их в виде трех композиций признаков, где первым является базовый признак, который может быть ведущим на взгляд специалиста. Следующими за базовым считаются дополнительные признаки, например:

1 композиция полей - осредненный рельеф, современные движения, градиенты гравитационного поля;

2 композиция полей - градиенты новейших движений, мощность земной коры, градиенты гравитационного поля;

Таблица 2. Нормированные значения геолого-геофизических полей в проекциях очагов землетрясений на земную поверхность.

N, П.п	Экспертные оценки				Номер поля				
	1				2	3	4	5	6
	а	б	в	г	Нормированные значения полей в очаговых зонах				
1	14	9	15	3	3	4	2	5	2
2	10	8	13	3	4	5	2	6	2
3	10	9	13	3	4	5	3	5	2
4	10	8	12	3	3	4	1	5	1
5	12	8	13	2	3	2	1	1	3
6	10	8	12	3	3	3	1	4	3
7	12	8	13	2	3	3	1	4	2
8	11	9	13	3	3	3	2	4	2
9	10	8	12	2	2	2	1	3	3
10	10	8	12	2	2	1	1	1	2
11	11	8	13	2	2	1	1	1	2
12	10	8	12	2	2	1	1	2	2
13	11	8	13	2	3	3	2	4	1
14	11	8	13	2	2	2	1	2	2
15	10	8	12	2	2	3	3	4	1
16	10	8	12	2	1	2	4	2	2
17	9	8	12	2	2	2	1	2	2
18	9	8	12	2	2	2	1	2	3
19	10	8	12	2	4	4	4	4	4
20	10	8	12	2	2	3	2	4	1
21	12	8	13	2	2	2	4	2	2
22	9	8	12	2	2	2	1	2	2
23	12	8	13	2	2	2	1	1	4
24	10	8	12	2	2	3	1	2	2
25	10	8	12	2	2	3	1	2	2

Примечание. 1-экспертные оценки “а” - максимальное зарегистрированное землетрясение (с энерг. кл. К) в данной ячейке; “б”-степень уверенности в том, что оно действительно максимальное зарегистрированное здесь; “в”-максимальное возможное землетрясение (с энерг. кл. К) в данной ячейке по мнению эксперта; “г”-степень уверенности в том, что такое землетрясение здесь может произойти. 2-6-нормированные значения полей в проекциях очагов на земную поверхность: 2-современные движения земной коры, 3-гравитационное поле, 4-мощность земной коры, 5-градиенты гравитационного поля, 6-осредненный рельеф.

3 композиция полей - градиенты гравитационного поля, мощность земной коры, градиенты новейших движений.

Для нахождения прогнозирующей функции была составлена выборка из 25 ячеек, отражающих геолого-геофизические условия в проекциях очагов землетрясений на земную поверхность, а также в зонах, где, по мнению эксперта, возможны сильные землетрясения (табл. 2). В табл. 2 степень уверенности оценивается по 10-балльной шкале. Высокая (8,9-балльная), но все же не максимальная, оценка степени уверенности данных каталога землетрясений (строка “а”) обусловлена, во-первых, погрешностью в определении координат эпицентров землетрясений, а, во-вторых, тем, что нельзя с уверенностью утверждать, что более сильных землетрясений здесь не было ранее. Низкая (2,3-балльная) оценка степени уверенности в вероятности возникновения в этих зонах очагов более сильных землетрясений связана с вероятностным прогнозом.

Такая предварительная оценка данных позволяет сделать вывод о том, что суммарное значение признаков в одной строке, отражающей ситуацию в очаговой зоне, колеблется около среднего. Нет ни одного случая, где бы все признаки имели свои максимальные значения. Почти везде встречается хотя бы одно высокое, но не обязательно максимальное значение. Из этого следует, что очаги сильных землетрясений формируются в тех местах, где имеется оп-

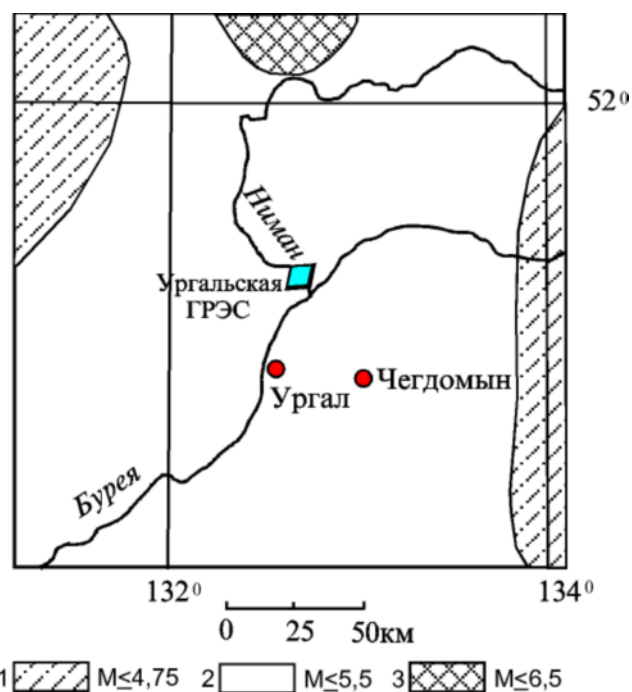


Рис.3. Схема зон ВОЗ района Ургальской ГРЭС, составленная с использованием системы ГЕО.

1-3 – возможные магнитуды землетрясений в зонах ВОЗ.

ределенный комплекс геолого-геофизических условий.

На базе серии экспертных оценок и моделирования с различными базовыми полями были найдены зоны со сходными геолого-геофизическими условиями, а, следовательно, и с равным, ранее известным землетрясением, сейсмическим потенциалом. Методом интерполяции числовая схема преобразована в схему зон ВОЗ (рис.3). При этом энергетические классы землетрясений (К) пересчитаны в магнитуды (М) по формуле Т.Г.Раутиан: $K=4+1,8M$.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сравнение полученной схемы (см. рис.3) с ранее составленной картой зон ВОЗ (см. рис.2) указывает на их большое сходство. В принципе, этого следовало ожидать, т.к. в связи с малочисленностью сильных землетрясений, в экспертных оценках использовались количественные характеристики геолого-геофизических данных не только в известных эпицентральных зонах, но и данные из других зон, где, по мнению эксперта, возможны сильные землетрясения. А это - не что иное, как прогноз, сделанный на качественной основе. И хотя в целом район Ургальской ГРЭС на уточненной схеме, так же как и на ранее составленной карте, находится в зоне вероятного возникновения очагов землетрясений с $4,75 < M \leq 5,5$, $12,5 < K \leq 13,9$, отмечаются и отличия этих двух карт. Прежде всего это касается границ зон ВОЗ. С одной стороны, на схеме (см. рис.3) произошло некоторое расширение зоны с более высоким сейсмическим потенциалом по сравнению с ранее составленной картой (см. рис.2), а с другой - появилась зона ВОЗ с $5,5 < M \leq 6,5$.

Необходимо отметить, что при составлении карты зон ВОЗ [9] наряду с сейсмологическими были использованы материалы по новейшим тектоническим движениям, гравитационному полю и мощности земной коры. Выбор базового и приоритетного при-

знаков в системе ГЕО показал достаточно высокую информативность этих данных, тем самым количественно подтвердив, что использование вышеуказанных геолого-геофизических полей в выделении зон ВОЗ вполне оправдано.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология СССР. Т.ХІХ. Хабаровский край и Амурская область. Ч.1. М.: Недра. 1966. 736 с.
2. Гзовский М.В., Крестников В.Н., Рейснер Г.И. Геологические методы количественной характеристики среднего градиента скорости вертикальных тектонических движений (изменений наклона) земной коры и некоторые результаты их применения // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1959. N8. С.1147-1156.
3. Гитис В.Г., Деарт Д.А., Руденко С.Л., Ошер Б.В. ГЕО-экспертная система для геолого-геофизического прогноза // Экспертные системы: состояние и перспективы. М.: Наука, 1989. С. 63-85.
4. Гравиметрическая карта Северо-Востока СССР и омывающих ее морей масштаба 1:2 500 000. М.: ВНИИГеофизика, 1968.
5. Землетрясения в СССР в 1962-1989 гг. М.: Наука, 1964-1991.
6. Карта современных вертикальных движений земной коры Дальнего Востока и Северо-Востока Сибири/Никитенко Ю.П. и др. М.: ГУГК, 1981.
7. Обухова Л.Г. Количественная оценка геолого-геофизических параметров, характеризующих условия в очаговых зонах землетрясений // Геофиз. исслед. в Вост. Сибири на рубеже XXI века: Новосибирск, 1996. С.105-110.
8. Пуринг В.В., Дитмар Г.В., Максимовский В.А., Смирнова Г.П. Глубинное строение и некоторые особенности геологии и металлогении территории восточной части БАМа // Геология, геофизика и полезные ископаемые Байкало-Амурской железнодорожной магистрали. Л., 1977. Вып.1. С.47-57.
9. Сейсмотектоника и сейсмическое районирование Приамурья / Николаев В.В., Семенов Р.М., Оскорбин Л.С. и др. Новосибирск, 1989. 128 с.
10. Успенский Д.Г. Гравиразведка. Л.: Недра, 1968. 332 с.

Поступила в редакцию 12 февраля 1998 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф.Малышевым

R.M. Semenov, L.G. Obukhova, S.P. Serebrennikov

Prediction of seismic disaster at the Urgal Hydroelectric Station, the Khabarovsk Territory, based on matrix concept of geological-geophysical data

The paper analyzes quantitative characteristics of the geological and geophysical data on the Earth's crust within the Urgal hydroelectric power station area, the Khabarovsk territory. These characteristics were studied in epicentral zones of large earthquakes recognized here. Prediction of seismic hazard of the territory under study is made for the first time on the basis of an expert system, that makes it possible to determine the geological and geophysical fields, reflecting processes that occur in the Earth's crust, in the class of non-linear functions, as well to distinguish zones with similar geological and geophysical conditions and consequently seismic hazard. The map of PEF (probable earthquake foci) zone compiled on the basis of quantitative features of the geological and geophysical data pertaining the Earth's crust has been compared with that previously compiled on the qualitative basis. Both maps show much in common.

**НОВЫЕ ДАННЫЕ О СОВРЕМЕННОМ СОСТОЯНИИ И БЫЛОЙ АКТИВНОСТИ
ЮЖНО-САХАЛИНСКОГО ГАЗОВОДОГРЯЗЕВОГО ВУЛКАНА (О.САХАЛИН)****О.А.Мельников, Р.Н.Сабиров***Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г.Южно-Сахалинск*

В результате обследования района Южно-Сахалинского газоводогрязевого вулкана весной и летом 1997 г. установлено свежее грязевое поле, свидетельствующее об очередном, недавнем (скорее всего осенью 1996 г.) активном извержении этого вулкана. Обнаружено 6 субмеридионально ориентированных групп грифонов трех различных модификаций: 1) крутых, высоких (до 0,5 м) активно действующих (1), 2) пологих, низких активно действующих (4) и 3) бугристо-сглаженных, "потухших" (1), причем 2 из 4 группы пологих низких активно действующих грифонов впервые обнаружены далеко за пределами современных грязевых полей Южно-Сахалинского вулкана - в 200-250 м севернее центра вулкана, среди окружающего вулкан векового леса. Кроме того, и к югу от ныне действующего вулкана в привершинной части аналогичного с вулканом, но полностью заросшего высоким лесом холма впервые обнаружены явные следы грязевых полей более древнего (чем современный Южно-Сахалинский газоводогрязевой вулкан) вулкана. В выросшем на древнем вулкане лесе отчетливо различаются две разных по составу и размерам возрастных генерации: 1) преимущественно состоящей из ольхи высотой 5-8 м и диаметром 7-12 см с возрастом 35-45 лет в центральной округлой привершинной части холма и 2) преимущественно елово-пихтовой высотой 15-21 м и диаметром 28-46 см с возрастом 70-122 года на склонах холма (возраст деревьев определялся подсчетом годичных колец). Первая возрастная генерация отвечает грязевому полю последнего активного извержения этого древнего вулкана, проявившего себя по всей видимости в 30-40 годах XX столетия, а вторая генерация - более древним грязевым полям, возникшим в конце прошлого и начале нынешнего столетий. Приводимые данные над деятельностью как современного, так и вновь открытого древнего вулканов (отчетливо сокращении размеров грязевых полей у современного вулкана и полном прекращении деятельности древнего вулкана) однозначно указывают на явное во времени снижение их активности по меньшей мере в XX столетии. Учитывая прямую генетическую связь рассматриваемых газоводогрязевых вулканов с сейсмоактивным Тымь-Поронайским (Центрально-Сахалинским) региональным взбросо-надвигом, а этого последнего с современной сейсмичностью, установленное явное снижение активности вулканов возможно указывает и на снижение сейсмичности, связанной с подвижками по упомянутому разлому. Для подтверждения или отрицания этого вывода необходима организация мониторинга за деятельностью Южно-Сахалинского газоводогрязевого вулкана.

О строении, распространении, генезисе, научном и практическом значении грязевых вулканов вообще и на Сахалине в частности существует достаточно обширная литература [1-20 и др.], анализ которой показывает, что в деятельности практически всех грязевых вулканов активное, не менее значимое участие принимают не только грязь (сопочная брекчия), но также вода и газ, так что с полным основанием грязевые вулканы следовало бы именовать газоводогрязевыми, а более известные огнедышащие - газопирокластолавовыми.

Южно-Сахалинский газоводогрязевой вулкан, расположенный на юге Сахалина, примерно в 20 км к северо-западу от г.Южно-Сахалинска (рис.1), является, по всей видимости, наиболее крупным во всех 4-х известных на Сахалине районах грязевого вулканизма. Об этом вулкане неоднократно сообщалось в печати [1,3,5,7-10,12-13,16-17, 20], что объясняется близостью вулкана к железной дороге Южно-Сахалинск-

Холмск (всего в 500 м от дороги) и обслуживанием этой дороги людьми, которые нередко становились очевидцами некоторых, сравнительно бурных извержений вулкана и информировали об этом административные и научные организации области, в частности, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, который немедленно, по "горячим следам", организовывал обследование активно проявившего себя вулкана, непременно публикуя в последующем результаты такого обследования. Именно так произошло в 1959 и 1979 годах.

В 1959 г. (20 марта) исследовательская группа сотрудников института с помощью железнодорожников смогла прибыть на место извержения Южно-Сахалинского вулкана спустя 3 часа после начала извержения, изучала на месте его последствия в течение 5 дней, собрала весьма обильный и разнообразный материал и опубликовала его в 1961 году [17]. В 1979 году (23 октября) сотрудники института прибыли на

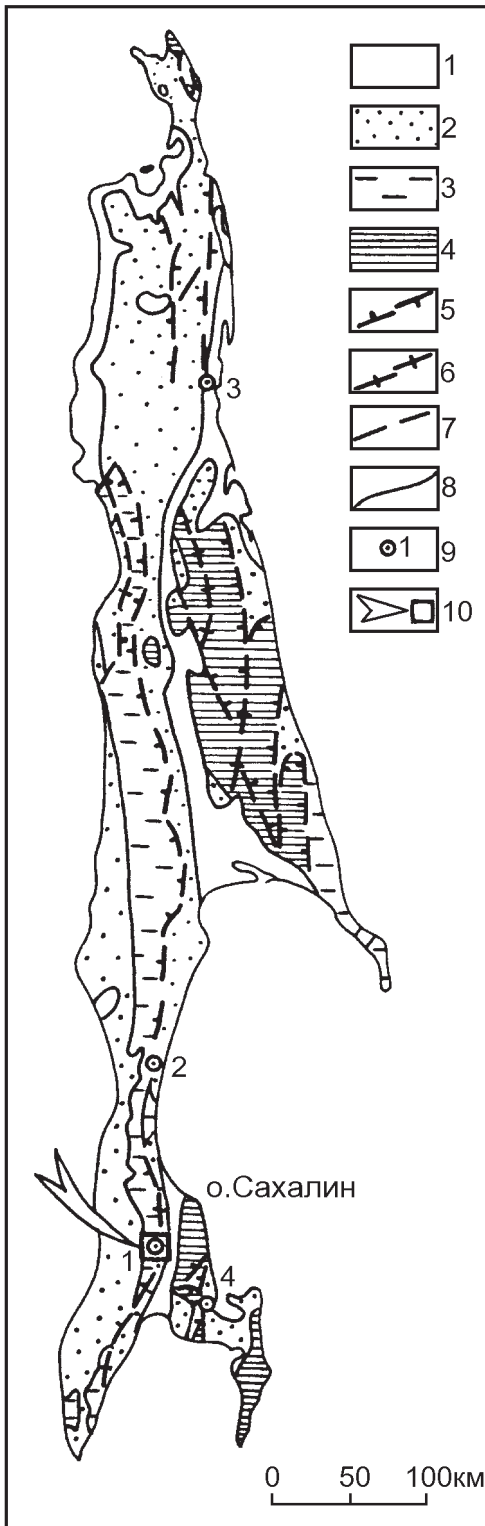


Рис. 1. Обзорная геотектоническая карта о.Сахалин с указанием районов развития газоводогрязевого вулканизма и района исследования.

1-4 - геологические надформации и мегаформации; 1 - седиментитовая четвертичная надформация; 2 - литолитовая палеоген-неогеновая надформация; 3 - метаобломочно-литолитовая позднемиоценовая мегаформация метаморфитовой палеозой-мезозойской надформации; 4 - метаморфитовая палеозой-мезозойская надформация; 5-7 - основные разломы: 5 - односторонне-направленные надвиги и взбросо-надвиги; 6 - встречносовмещенные надвиги и взбросо-надвиги; 7 - разломной или неопределенной модификации; 8 - стратиграфические границы между мегаформациями и надформациями; 9 - местоположение районов газоводогрязевого вулканизма. Цифры - наименования вулканов: 1 - Южно-Сахалинский, 2 - Пугачевский, 3 - Дагинский, 4 - Лесновский; 10 - район исследования.

место извержения этого же вулкана спустя сутки после начала извержения и опубликовали результаты обследования вулкана в 1982 г [3]. Но оба эти обследования проводились после того, как вулкан заявлял о себе достаточно громко, так что его деятельность слышали и ощущали недалеко проживавшие железнодорожники и сообщали об этом. По всей видимости, Южно-Сахалинский вулкан активно проявляет себя гораздо чаще, возможно через год-два, но не так бурно, как в 1959 и 1979 годах, так что даже недалеко проживающие от вулкана люди остаются в неведении о его деятельности. Только случайно посещающие непосредственно сам вулкан люди, видя совершенно свежее грязевое поле, могут говорить о совсем недавнем активном извержении вулкана. Один из авторов данной статьи (О.А.Мельников), изредка посещая Южно-Сахалинский газоводогрязевой вулкан, обнаружил такое свежее грязевое поле летом 1962 года и ранней весной 1997 г.

Грязевое поле сразу после извержения или непродолжительное время спустя издали внешне напоминает свежую пахоту, а при близком рассмотрении - неровную, комковатую и трещиноватую разношерстную поверхность с отчетливо проступающими, особенно по периферии поля, концентрическими бороздами, образующимися при интенсивном выдавливании грязи из центра и направленном ее растекании к периферии. От предшествующих выровненно-сглаженных и в разной степени уже поросших травой или кустарником прежних грязевых полей свежее грязевое поле резко отличается не только внешним видом, но и крутым, высотой от 0,1-0,2 м до 1,5 м, уступом в рельефе, со временем быстро сглаживающимся. В своем развитии грязевое поле вулкана испытывает несколько стадий: сравнительно быструю, в течение года, стадию выравнивания и сглаживания до облика, внешне напоминающего пустынно-степной такыр, и более длительную стадию последующего зарастания сначала разного рода травами (низкорослой, кочковатой на возвышенных местах и высокой тростниковой на пониженных увлажненных местах по периферии), а затем и кустарниками. Поэтому не представляет больших трудностей отделить свежее грязевое поле с возрастом не более одного года от более старых полей. Возраст старых, заросших древесной растительностью грязевых полей, очевидно, определяется возрастом растущих на них деревьев с поправкой на отрезок

времени, отвечающий зарастанию поля травой. Возникает, таким образом, возможность воссоздания какой-то части истории былой деятельности грязевого вулкана (помимо зафиксированных в литературе и людской памяти сведений), если вокруг него сохранилось несколько возрастных генераций древесной растительности. О времени же зарождения или возникновения вулкана можно судить лишь вскрыв и изучив весь разрез продуктов его деятельности бурением или каким-либо другим методом.

Первым сообщением в печати о Южно-Сахалинском грязевом вулкане является статья японского геолога Сайто, опубликованная в 1928 г.[7]. В ней, помимо описания местоположения этого грязевого вулкана, окружающего рельефа и геологического строения, упоминается о трудностях прокладки железной дороги вблизи вулкана, вызванных оползанием пород (очевидно продуктов деятельности грязевого вулкана), и необходимости сооружения защитной от этого бетонной стенки. Кроме того, в этой статье говорится о наличии между основной группой грифонов из 40 штук и железной дорогой, в лесу, в 180 м к северу от дороги, отдельного грифона (вулкана), формой напоминающего опрокинутый “горшок” высотой 45 см, выделявшего из кратера газ и мутную воду, а временами - потоки грязи. Диаметр кратера грифона составлял 18 см, а диаметр основания - 21-22 см. Крутые склоны имели угол наклона в 40°, а глубина кратерной воронки оказалась не менее 3 м. На такую глубину погружался опущенный в кратер бамбуковый шест. Изливавшиеся из кратера грязевые потоки достигали 1,5 м длины. Легко отстаивавшаяся вода оказалась очень соленой, а без цвета и запаха газ не горел, видимо являясь в основном углекислым по составу. Выделявшаяся грязь имела серый цвет и одинаковую с окружающим воздухом температуру. К ней примешивалась и более темная грязь черновато-коричневого цвета.

Разумеется, это были не самые первые сведения о Южно-Сахалинском грязевом вулкане. Вне всякого сомнения, о нем задолго до этого знали многие местные охотники, с 1905 г. - японцы, а до 1905 г. - русские поселенцы, а еще раньше - айны, как об этом писал другой японский геолог С.Уэда в отношении другого - Пугачевского - вулкана[14]. К сожалению, никаких сведений об этом периоде не сохранилось. Поэтому лишь прямые современные тщательные наблюдения с применением новых методических приемов дают возможность воссоздать более ранние этапы в деятельности Южно-Сахалинского газово-грязевого вулкана.

Неожиданно новые данные о современном состоянии Южно-Сахалинского газово-грязевого вулкана были нами получены в мае 1997 года. При посещении вулкана 22 мая 1997 г. обнаружилось свежее

грязевое поле, внешний облик которого - неровная комковатая поверхность, лишенная какой-либо растительности, резкая, с уступом высотой до 0,2 м граница с поросшими травой более старыми грязевыми полями - недвусмысленно говорил, что это поле образовалось не раньше осени 1996 г. Свежее грязевое поле располагалось в привершинной части пологого безлесного холма, покрытого продуктами прежних извержений Южно-Сахалинского газово-грязевого вулкана, начиная, по меньшей мере, с 1959 г. Оно имело почти правильную форму круга диаметром в 40-50 м, слегка вытянутую в меридиональном направлении и чуть суженную к югу (рис.2). Наиболее высокая часть холма соответствовала суженной южной кромке свежего грязевого поля. Северная половина свежего грязевого поля имела пологий наклон в северном направлении, куда и наметилось достаточно отчетливое стекание выброшенной во время извержения сопочной брекчии.

На поверхности свежего грязевого поля и за его пределами располагалось несколько различных по форме и характеру деятельности, отчетливо обособленных друг от друга групп грифонов. Примерно в центре поля был расположен слегка приподнятый над поверхностью поля бугристый участок с лужами мутной воды между некоторыми буграми и черными натеками по краям луж. По всем признакам эти бугры представляют собой размытые, сглаженные, отмершие (прекратившие деятельность) грифоны. Эти признаки в сочетании с местоположением этой группы грифонов наводят на мысль, что, по всей вероятности, именно эта группа грифонов отвечала центру или кратеру извержения при формировании грязевого поля вулкана. После прекращения извержения и наступления некоторого затишья, возможно в зимний период 1996-1997 гг., эта группа грифонов сместилась на север в результате продолжавшегося общего стекания грязевого поля по наклону в северном направлении. Утратив связи с основными подводными каналами вулкана, эти грифоны прекратили свою деятельность и в результате процессов выветривания превратились в общий слегка приподнятый бугристый участок.

В 5 м южнее первой группы отмерших грифонов располагалась вторая, наиболее активная группа грифонов из 8-10 штук, отличавшихся наибольшей (до 0,5 м) высотой, крутыми склонами, хорошо выраженными кратерами, заполненными сравнительно густой (“сметаноподобной”) грязью, иногда изливающейся из кратеров в виде языков или потоков до 1-1,5 м длиной. Помимо грязи из кратеров в виде периодически (с секундно-минутными интервалами) лопающихся пузырей выделялся газ. Преобладающая часть выделявшейся грязи имела серый, с синеватым оттенком цвет, но в качестве резко обособленной (контрастирующей) примеси на поверхности этой грязи выделялась более

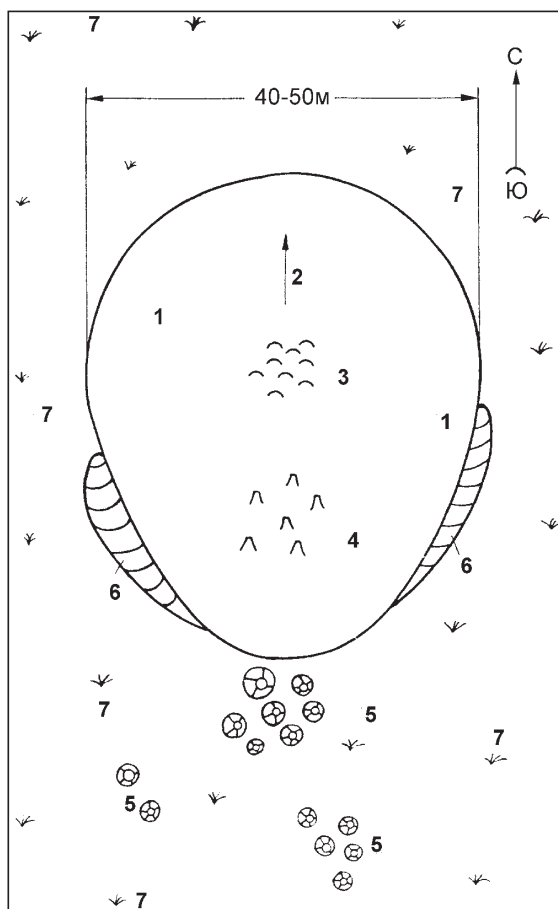


Рис. 2. План привершинной (прикратерной) части современного Южно-Сахалинского газоводогрязевого вулкана по состоянию на май 1997 г.

1 - свежее грязевое поле, возникшее в результате активного извержения вулкана предположительно осенью 1996 г.; 2 - направление, по которому свежевыброшенная грязь стекала вниз по пологому северному склону; 3 - приподнятый, грубоволнистый с поверхности участок на фоне остальной, сравнительно выровненной поверхности свежего грязевого поля - предположительно группа отмерших, видоизмененных эрозией грифонов; 4 - группа сравнительно высоких (до 0,5 м), крутосклонных, активно действующих грифонов; 5 - группы низких и пологих активно действующих грифонов; 6 - бортовые приподнятые в рельефе участки по краям свежего грязевого поля, на которые напозала во время активного извержения свежая грязь; 7 - более древнее поросшее травой грязевое поле.

жидкая черная пленка, внешне похожая на нефть или нигрол, но без какого-либо запаха, что говорит, скорее всего, о принадлежности этой черной примеси в голубовато-серой грязи к тонкодисперсно-рассеянному органическому детриту.

Эта группа наиболее высоких и крутых грифонов в момент обследования, судя по всему, располагалась на месте основного подводящего канала вулкана, из которого произошел выброс газоводогрязевой массы во время извержения и формирования грязе-

вого поля. На это указывают два невысоких приподнятых уступа в рельефе, ограничивающих свежее грязевое поле по обе его стороны, как раз напротив этой группы высоких грифонов. На обращенных к грифонам и свежему грязевому полю склонах этих уступов, отчетливо видны следы явного наполнения свежей грязи, очевидно имевшего место в момент наиболее активного выдавливания грязи из подводящего канала во время извержения.

Южнее группы крутых и высоких грифонов, но уже за пределами свежего грязевого поля, на поверхности поросших травой старых грязевых полей располагались две группы совершенно иного облика грифонов - очень низких, с пологими склонами и кратерными углублениями, заполненными очень жидкой высоконасыщенной водой грязью или даже одной мутной водой. Большинство этих грифонов весьма активно газировало в виде периодически часто поднимавшихся из кратеров пузырей. Наиболее активно газировали грифоны самой многочисленной (12-13 грифонов) третьей группы этой разновидности, расположенной непосредственно южнее грязевого поля. В расположенной еще южнее четвертой группе, однотипной с предыдущей третьей, насчитывалось 5-6 грифонов. Они газировали в среднем немного реже. Два аналогичного вида грифона располагались особняком между двумя последними группами, к юго-западу от третьей группы (см. рис. 2).

Все четыре группы грифонов вытянуты вдоль единой субмеридиональной линии. Важно отметить, что при посещении Южно-Сахалинского грязевого вулкана немногим менее месяца спустя, а именно 18 июня 1997 г., одним из авторов (Мельников О.А.) были обнаружены ранее никем не отмечавшиеся новые группы действующих грифонов. Они находились в 200-250 м севернее основного, ныне действующего вулкана, за окружающим вулкан вековым смешанным лесом (рис. 3). Там среди леса расположены несколько вытянутых в субмеридиональном направлении полей, голых после растаявшего зимнего снежного покрова, а летом зарастающих густым высоким тростником. На продолжении этих полей начинаются понижающиеся к северо-западу ложбины верховий правых притоков реки Алат - правого крупного притока расположенной севернее р.Сусуи. Обнаруженные нами на этих полях грифоны внешне напоминали грифоны третьей и четвертой групп, расположенных южнее свежего грязевого поля на основном вулкане - низкие, с очень пологими склонами, с кратерными воронками, заполненными очень жидкой грязью или мутной водой, растекающимися по пологим склонам. Большинство грифонов газировало периодически выделявшимися из кратерных углублений и лопающимися пузырями. Грифоны образовали две несколько обособленные друг от друга группы по 10-12 штук

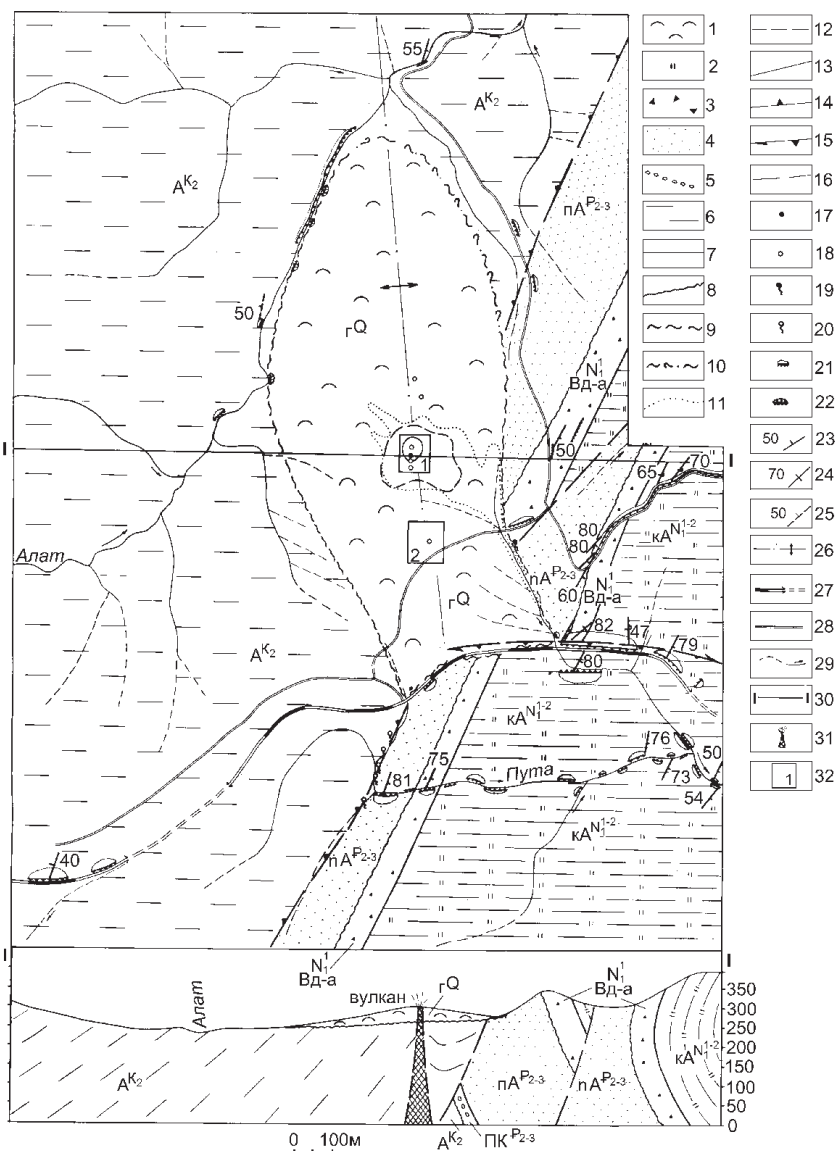


Рис. 3. Крупномасштабная геоформационная карта и поперечный разрез района Южно-Сахалинского газодогрязевого вулкана.

1-6 - элементарные геологические формации: 1 - глинистая четвертичная (Γ^Q) - сопочная брекчия суммарных извержений газодогрязевых вулканов; 2 - тонкослоистых кремнистых алевролитов и аргиллитов ранне-среднемиоценового возраста ($\kappa A N_1^{1-2}$); 3 - вулканитовая (дацит-андезитовая) раннемиоценовая ($Вд-а N_1^1$); 4 - слабо сцементированных неяснослоистых песчаников, песчаных алевролитов и аргиллитов эоцен-олигоценного возраста ($п A^{P2-3}$); 5 - крупноритмослоистая песчаник-конгломератная эоцен-олигоценная ($ПК^{P2-3}$); 6 - тонкослоистая алевролитово-аргиллитовая поздне меловая (A^{K2}); 7-10 - геологические границы между элементарными формациями: 7 - согласные (с постепенным переходом) стратиграфические; 8 - несогласные (с размывом и перерывом в осадконакоплении) стратиграфические; 9 - резко несогласная структурно-стратиграфическая между глинистой формацией газодогрязевых выбросов и подстилающими формациями; 10 - то же, но более предположительная; 11-13 - границы точно датированных грязевых полей недавних извержений современного Южно-Сахалинского газодогрязевого вулкана; 11 - 1959 г.; 12 - 1979 г.; 13 - 1996 г. 14-16 - основные разломы: 14 - Тымь-Поронайский (Центрально-Сахалинский) взбросо-надвиг; 15 - предполагаемый взбросо-сдвиг; 16 - предполагаемый разлом неясной модификации; 17-18 - грифоны: 17 - наиболее крупные, крутые и высокие на месте предполагаемого основного подводящего канала современного Южно-Сахалинского газодогрязевого вулкана; 18 - низкие, пологие, активно действующие, затухающие и затухшие, но сохранившие в той или иной мере следы своей деятельности; 19-20 - газо-водные источники: 19 - активно действующий родник пресной воды с редкими пузырьками газа; 20 - газо-водные источники, активно действовавшие летом 1962 г. и практически прекратившие свою деятельность в настоящее время; 21-22 - обнажения: 21 - крупных, сохранивших структуру коренных пород; 22 - бесструктурных, оползневых; 23-25 - элементы залегания пород: 23 - уверенные нормальные; 24 - уверенные опрокинутые; 25 - ориентировочные; 26 - ось предполагаемой антиклинали; 27-28 - дороги: 27 - железная дорога с туннелями; 28 - лесопосадочные; 29 - ручьи и реки с направлением течения; 30 - линия профиля; 31 - местоположение и предполагаемый подводящий канал современного Южно-Сахалинского газодогрязевого вулкана на поперечном разрезе; 32 - районы детальных плановых зарисовок, показанных на рис. 2 и 4, обозначенных цифрами 1 и 2 соответственно.

в каждой. Свежая жидкая грязь из этих грифонов покрывала большую часть поверхности полян. Над грязью щетинились вертикально стоящие остатки самых нижних частей стеблей тростника, сохранившихся после растаявшего зимнего снегового покрова, что указывало на явную молодость грифонов, скорее всего возобновивших свою активную деятельность лишь этой весной - после того как сошел снеговой покров и оттаяла земля. Возникли же эти грифоны, по всей вероятности, одновременно с последним активным извержением Южно-Сахалинского грязевого вулкана, а именно осенью 1996 г., когда образовалось последнее свежее грязевое поле.

Новые важные данные были получены при обследовании более широких окрестностей Южно-Сахалинского газоводогрязевого вулкана ранней весной 1997 г. не только к северу, но и к югу от современного его местоположения. Этому во многом способствовало отсутствие ранней весной густого высокотравья, затрудняющего обследование природных объектов на Сахалине в летние месяцы. Южнее голого безлесного холма с ныне действующим Южно-Сахалинским грязевым вулканом, между ним и железной дорогой расположен еще один холм, густо заросший лесом и высокотравьем в летнее время и отделенный от холма с вулканом ложбиной - правосторонним распадком левого верхнего притока р.Путы (см. рис.3). По высоте этот холм примерно такой же, как и холм с вулканом, а возможно на 1-2 м и выше. Едва ли не через вершину этого холма проходит недавно проведенная лесопосадочная дорога, причем грунт на месте холма оказался состоящим сплошь из бесструктурных, очень влажных и вязких глин голубовато-серого цвета, так что строители дороги вынуждены были во многих местах на холме применить лежневку. Непосредственно к северу от этой дороги, по всей видимости в наиболее высокой привершинной части холма, расположена вытянутая полумесяцем в широтном направлении поляна, зарастающая летом одной лишь травой (рис. 4). Длина поляны 10-15 м. На ее северо-восточном краю находится небольшой округлый увлажненный участок диаметром около 1 м, зарастающий летом тростником в отличие от обычной луговой травы на остальной части поляны. В мае 1997 г. на этом увлажненном месте наблюдались следы свежей жидкой голубовато-серой глины, покрывающей полегшую прошлогоднюю траву, и копейного размера отверстие, из которого изредка выделялся газ и, по всей видимости, излилась мутная вода и осевшая на траве жидкая грязь. В 1962 г. на этом месте находилось более широкое и глубокое вертикальное отверстие, гораздо обильнее изливавшее на поверхность мутную воду и очень жидкую грязь. Периодически выделялись при этом и пузырьки газа. Аналогичного рода газоводогрязевые источники отмечались в 1962

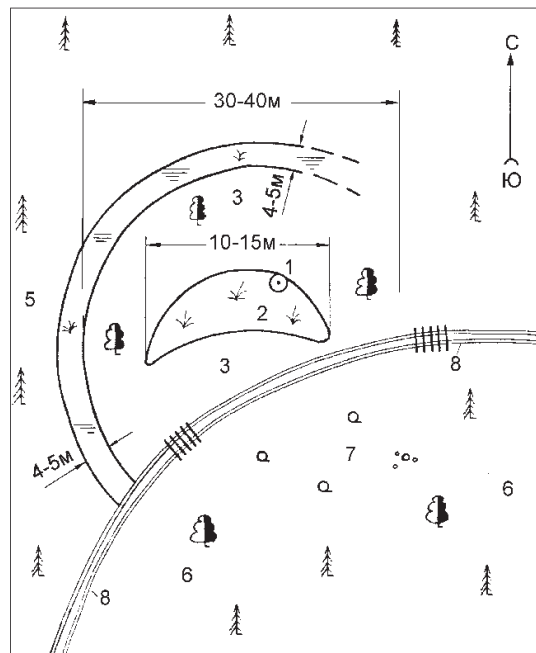


Рис. 4. План одного из древних отмерших центров Южно-Сахалинского газоводогрязевого вулкана, выявленный в мае 1997 г.

1 - местоположение отмершего последнего грифона, предположительно отвечающего центру древнего вулкана; 2 - поросшая одной лишь травой поляна, отвечающая, по всей видимости, распространению самых молодых (последних) водогрязевых продуктов деятельности грифонов древнего вулкана; 3 - концентрически правильная безлесная заболоченная полуса, окаймляющая полукружье с молодым березово-ольховым лесом - краевое понижение, отделяющее последнее грязевое поле древнего вулкана от более древних грязевых полей; 4 - концентрически правильная безлесная заболоченная полуса, окаймляющая полукружье с молодым березово-ольховым лесом - краевое понижение, отделяющее последнее грязевое поле древнего вулкана от более древних грязевых полей; 5 - вековой хвойный лес, которым поросли старые грязевые поля древнего вулкана; 6 - вековой смешанный лес, выросший на старых грязевых полях древнего вулкана; 7 - поросшая кустарником свежая вырубка, возникшая, очевидно, при прокладке лесопосадочной дороги - 8; срубленные деревья явно использовались в качестве лежневки на вязком грунте разновозрастных грязевых потоков древнего вулкана.

г. южнее железной дороги вдоль встречных овражно-го типа ложбин - притоков в верховьях р.Путы (см. рис. 3). По внешнему виду источник в привершинной части описываемого холма напоминал в 1962 г. грифоны 3-й и 4-й групп грифонов ныне действующего вулкана. Судя по всем имеющимся данным, именно на этом месте находился описанный Ф.Сайто в 1928 г. [7] грифон высотой 45 см, имевший форму опрокинутого горшка и очень активно газировавший и обильно изливавший мутную воду и жидкую грязь. Очевидно с 1928 г. активность этого грифона постепенно уменьшалась, и к настоящему времени он практически перестал существовать, как и все газоводогрязевые источ-

ники южнее железной дороги, активно проявлявшие себя в 1962 г.

Вокруг безлесной поляны с отмершим грифоном в привершинной части холма располагается правильной полукруглой формы участок диаметром 30-40 м, заросший примерно одинаковыми по высоте (6-8 м) и толщине (не более 10-12 см в диаметре) деревьями почти исключительно одной ольхи. В отдельных редких случаях встречается примерно таких же размеров ива и береза. Вдоль края этого полукруглого участка в виде такого же правильного полуокружья протягивается ровная, выдержанная по всей своей длине безлесная, сильно увлажненная (до заболачивания) полоса шириной 4-5 м, зарастающая летом травой и ограниченная с обеих сторон густо растущими деревьями. Полоса эта внешне напоминает зарастающую лесную дорогу. За этой полосой начинается старый (вековой), преимущественно хвойный лес, которым практически зарос весь холм. Лишь на юго-восточном склоне среди хвойных пород появляется ольха и береза, но и эти деревья здесь отличаются гораздо большими размерами, чем в привершинной части холма.

Приведенные данные (слагающий склоны холма грунт, состоящий из влажной бесструктурной очень вязкой голубовато-серой глины; геоморфологические и растительные особенности строения привершинной части холма, наличие отмершего грифона) указывают на то, что рассматриваемый холм является древним газоводогрязевым вулканом, аналогичным ныне действующему Южно-Сахалинскому вулкану, расположенному на соседнем к северу голом безлесном холме.

О времени возникновения и истории развития грязевых вулканов вообще и рассматриваемого Южно-Сахалинского газоводогрязевого вулкана - ныне действующего и более древнего - данных, как видно из всех вышеприведенных материалов, не так уж много. Поньше действующему вулкану достоверные данные о его деятельности имеются, начиная лишь с наиболее бурного из известных извержения 1959 г. Из других поздних активных извержений есть данные об извержении в 1979 г. и самом последнем - в 1996 г. На рис. 3 нанесены приблизительные поля распространения выброшенной при каждом из этих 3-х извержений грязи. Как видно из рисунка, очевидна явная тенденция уменьшения со временем количества выброшенной грязи. Правда, нет никаких данных о более ранних, чем 1959 г., извержениях ныне действующего Южно-Сахалинского газоводогрязевого вулкана.

По-видимому, сходная тенденция была свойственна и более древнему, вновь открытому грязевому вулкану. По крайней мере, существовавший на месте этого вулкана одиночный грифон, начиная с 1928 г., постепенно уменьшал свою активность и практи-

чески прекратил свою деятельность в настоящее время. О более ранней деятельности вулкана можно судить по возрасту деревьев, которыми заросли древние грязевые поля этого вулкана. Четко различаются две разные по составу произрастающих на холме деревьев возрастные генерации, отвечающие этому древнему вулкану. Наиболее молодая генерация из преобладающей ольхи занимает привершинный полукруглый участок, отвечающий, очевидно, грязевому полю самого последнего активного извержения этого вулкана. Возраст деревьев, выросших на этом участке, определен Р.Н.Сабировым по количеству годовых колец, составляет 35-45 лет (таблица). С приблизительно 10-20-летней поправкой на травяную стадию зарастания грязевых полей, возраст наиболее молодого (последнего) грязевого поля определяется таким образом 50-60 годами, то есть в интервале 1930-1940 гг.

Возраст деревьев за пониженной полосой, окаймляющей это самое молодое грязевое поле, то есть произрастающих на более старых грязевых полях, имеет значительно более широкий разброс от 70 до 122 лет, а отдельные деревья, произрастающие вдоль этой пониженной полосы, то есть в промежуточной зоне между двумя основными молодой и древней генерациями деревьев, имеют возраст 53-61 год. Примерно такого же древнего облика лес сохранился на дальних окраинах старых грязевых полей вокруг ныне действующего Южно-Сахалинского газоводогрязевого вулкана. Таким образом, наибольший возраст этого леса (122 года) дает нам приблизительный возраст (до 1875 г.) одного из самых активных предшествующих извержений древнего Южно-Сахалинского вулкана, если установленная для последнего времени тенденция уменьшения активности деятельности вулкана с возрастом (чем моложе, тем менее активен) существовала в прошлом. О более активной деятельности Южно-Сахалинского газоводогрязевого вулкана в отдаленном прошлом можно в какой-то мере судить по общему распространению всех прежних грязевых полей.

Проведенное нами детальное крупномасштабное геоформационное картирование окрестностей вулкана (см. рис. 3) показало, что на юге грязевые потоки достигают железной дороги. Именно с ними пришлось бороться строителям дороги, возводя защитную бетонную стенку, о чем упоминает Ф.Сайто[7]. Кстати, почти до железной дороги дошел и грязевый поток во время извержения 1959 г. [17].

На востоке отложения грязевых потоков как современного, так и древнего вулканов отчетливо ограничены подножием субмеридионально протягивающейся гряды, сложенной палеоген-неогеновыми отложениями, и ручьями, текущими вдоль подножия этой гряды. Труднее определяется западная граница грязевых полей. Несомненно ими сложены западные скло-

Таблица. Размеры (высота и диаметр) и возраст деревьев, произрастающих на вершине и склонах холма, отвечающего древнему Южно-Сахалинскому газоводогрязевому вулкану.

№ п/п	породы деревьев	Высота в м	Диаметр в см	Возраст в годах	зона	№ п/п	породы деревьев	Высота в м	Диаметр в см	Возраст в годах	зона
1	Ольха	7,0	7,5	35	Центральная	19	Тополь	14,0	40,0	53	промежуточ.
2	—	7,5	10,0	42	—	20	Ель	19,0	42,0	108	окраинная
3	—	6,6	9,0	41	—	21	Пихта	20,0	40,0	106	—
4	—	5,7	7,6	37	—	22	Ель	20,0	38,0	122	—
5	—	5,2	8,0	35	—	23	—	19,0	36,0	122	—
6	—	6,6	10,0	45	—	24	—	18,5	32,0	88	—
7	—	7,0	9,0	44	—	25	Рябина	16,0	36,0	100	—
8	—	7,0	8,0	36	—	26	Пихта	19,0	32,0	104	—
9	—	7,0	12,0	44	—	27	—	21,0	38,0	98	—
10	—	7,0	9,0	42	—	28	—	20,5	34,0	70	—
11	Береза	6,8	8,0	43	—	29	—	18,5	28,0	96	—
12	Ольха	8,0	11,0	45	—	30	—	20,0	34,0	81	—
13	—	8,0	10,5	43	—	31	Ель	21,0	38,0	70	—
14	—	8,0	10,0	42	—	32	Пихта	18,0	46,0	83	—
15	—	7,8	11,5	43	—	33	Ель	17,0	28,0	99	—
16	Ива	8,0	10,0	61	промежуточ.	34	Пихта	15,5	32,0	74	—
17	—	11,0	20,0	61	—	35	Ель	15,0	34,0	101	—
18	—	10,0	16,0	58	—	36	Пихта	15,5	28,0	79	—

ны обоих холмов, к которым приурочены как современный, так и древний газоводогрязевые вулканы, с которых берут начало южные и восточные притоки р.Алат. Кстати, в направлении к этим притокам двигались два грязевых потока во время извержения 1959 г. Но как далеко распространялись в этом направлении более древние грязевые поля? Маршрут, проведенный по р.Алат на участке к западу и северу от описываемых холмов с вулканами, показал интересную особенность. В обнажениях по левому борту р.Алат вскрываются коренные породы меловой алевролит-аргиллитовой (быковская свита) формации, сохраняющей слоистость и представляющей возможность иногда замерять элементы современного залегания этих пород (см. рис. 3). Напротив, вдоль восточного борта речной долины р.Алат на этом участке выходят как правило интенсивно оползающие в русло реки голубовато-серые бесструктурные вязкие глины, ничем существенно не отличающиеся от грязевых потоков, покрывающих холмы с вулканами. По всей видимости, русло реки Алат на этом участке и вплоть до слияния ее с правым притоком, текущим вдоль расположенной восточнее горной гряды, является западной границей всех прежних грязевых полей Южно-Сахалинского газоводогрязевого вулкана. Весьма предположительно показано на прилагаемой геотектонической карте северное замыкание этих грязевых полей. Неопределенным остается и возраст самых древних из них, то есть время возникновения или зарождения вулкана. Для этого необходимо тем или иным спосо-

бом вскрыть весь разрез накопившихся на холмах грязевых полей.

Итак, в результате тщательного обследования района окрестностей ныне действующего Южно-Сахалинского газоводогрязевого вулкана летом 1997 г. установлено:

1. Наличие свежего грязевого поля в привершинной части голого безлесного холма, на котором расположен современный действующий вулкан. Анализ особенностей состава и строения этого поля показал, что оно возникло в результате активного извержения вулкана, произошедшего, скорее всего, в конце 1996 г.

2. На свежем грязевом поле и непосредственно к югу от него на поросшем травой более старом грязевом поле наблюдались 4 группы трех модификаций грифонов от 5-6 до 12-15 в каждой группе. В центре свежего грязевого поля расположена группа "потухших" "выветрелых", переставших проявлять себя грифонов. Вблизи южного замыкания свежего грязевого поля расположена группа самых высоких (до 0,5 м) и крутых грифонов, активно изливающих густую "сметаноподобную" грязь и газ в виде периодически поднимающихся из кратера и лопающихся пузырей. Южнее, на старом, поросшем травой грязевом поле отмечаются две группы очень низких, с пологими склонами грифонов, активно выделяющих из кратерных углублений газовые пузыри и очень жидкую грязь или мутную воду, растекающиеся по пологим склонам.

3. В 200-250 м севернее современного положения вулкана в окружающем голый холм лесу впервые установлены две группы грифонов по 8-12 штук в каждой группе третьей модификации - низких, с пологими склонами, выделяющих очень жидкую грязь или мутную воду и периодические газовые пузыри.

4. Южнее современного вулкана, между ним и железной дорогой, в 200 м от дороги в привершинной части еще одного холма, аналогичного холму с вулканом, но заросшего лесом, впервые обнаружены бесспорные следы еще одного, более древнего газоводогрязевого вулкана, ныне полностью потухшего. Окончательным завершением его деятельности являются сохранившиеся до сих пор следы последнего одиночного грифона в виде слабых натеков жидкой грязи на травяном покрове, но активно изливавшего мутную воду и жидкую грязь с периодически поднимавшимися пузырями газа из вертикального отверстия диаметром 10-15 см, существовавшего на этом месте еще в 1962 г., а в 1928 г. по данным Ф.Сайто [7] - крупного, высотой 45 см, одиночного грифона, изливавшего на поверхность потоки жидкой грязи длиной до 1,5 м. В настоящее время вокруг сохранившихся следов этого грифона выявлено полукруглое, концентрически правильное грязевое поле диаметром 30-40 м последнего активного извержения этого потухшего вулкана, заросшее деревьями сравнительно молодой (35-45 лет) генерации, за которыми расположены более древние грязевые поля, заросшие старыми, преимущественно хвойными деревьями другой возрастной (70-122 года) генерации. От молодого полукруглого поля старые грязевые поля отделены полукруглой, не менее правильной формы безлесной полосой с выдержанной шириной в 4-5 м, вблизи которой деревья имеют промежуточный (53-61 год) возраст.

5. Проведенное определение возраста деревьев обеих генераций с помощью подсчета годичных колец показало, что более молодая генерация имеет средний по 15 деревьям возраст в 40 лет, а вторая, более древняя генерация деревьев по 15 деревьям - около 100 лет.

6. Сопоставление размеров грязевых полей ныне действующего Южно-Сахалинского газоводогрязевого вулкана 1959, 1979 и 1996 годов указывает на тенденцию уменьшения активности вулкана в указанном интервале времени. Обследование более древних грязевых полей показало, что они обладают еще большими размерами, что говорит о возможном сохранении выявленной тенденции снижения активности вулкана и на более длительный в прошлом срок. Эта установленная закономерность возможно весьма важна в связи с четкой приуроченностью и генетической обусловленностью Южно-Сахалинского газоводогрязевого вулкана активным Тымь-Поронайским (Центрально-Сахалинским) взбросо-надвигом (разло-

мом), а этого последнего - современной сейсмичностью Сахалина. Если эти связи достаточно очевидны и не вызывают сомнений, то Южно-Сахалинский газоводогрязевой вулкан, его современная и бывшая деятельность могут служить своеобразным естественным показателем современной и былой сейсмоактивности. Так ли это и в какой мере (неужели в сторону уменьшения сейсмической опасности?) - задача будущих исследований. Для ее решения прежде всего необходимо организовать постоянные режимные наблюдения (мониторинг) за деятельностью грязевых вулканов Сахалина, прежде всего, конечно, Южно-Сахалинского газоводогрязевого вулкана, для сравнения с мониторингом над естественной сейсмичностью.

ЛИТЕРАТУРА

1. Горкун В.Н., Сырык И.М. Опыт расчета глубины залегания и объема выбрасываемого газа при извержении грязевых вулканов на Южном Сахалине// Геология и геофизика. 1967. № 2. С. 30-42.
2. Губкин И.М., Федоров С.Ф. Грязевые вулканы Советского Союза и их связь с генезисом нефтяных месторождений Крымско-Кавказской геологической провинции. М.-Л.: Из-во АН СССР, 1938. 44 с.
3. Занюков В.В., Мельников О.А., Федорченко В.И. Извержение Южно-Сахалинского грязевого вулкана // Геология и геофизика. 1982. № 2. С. 127-130.
4. Ильев А.Я., Сапрыгин С.М., Сырык И.М. Извержение Пугачевского грязевого вулкана в 1967 г.// Изв. Сах. отдел. Всесоюзного географического общества. -Южно-Сахалинск, 1970. Вып. 1. С. 92-99.
5. Кратковский Л.Ф. Извержение грязевого вулкана на Сахалине// Сов. геология. 1960. № 2. С. 145-146.
6. Мельников О.А., Ильев А.Я. О новых проявлениях грязевого вулканизма на Сахалине//Тихоокеанская геология. 1989. № 3. С. 42-49.
7. Сайто Ф. Грязевые вулканы близ железной дороги Тохара-Маока на Южном Сахалине/ Перевод с японского З.И.Кургановой// Тигаку Дзаси. 1928. т. 40, № 477. С. 1-5.(Фонды СахКНИИ ДВО РАН).
8. Сырык И.М. Грязевые вулканы Южного Сахалина - вероятные спутники нефтяных и газовых месторождений//Геология и геофизика. 1962. № 7. С. 66-75.
9. Сырык И.М. Нефтегазоносность восточных склонов Западно-Сахалинских гор (Южный Сахалин). М.: Наука, 1968. 247 с.
- 10.Сырык И.М. Грязевые вулканы. // Геология СССР. Т. 33. Остров Сахалин. М, 1970. С. 355-368.
- 11.Сырык И.М., Федорченко В.И. Извержение Пугачевского грязевого вулкана на Сахалине осенью 1961 г.// Труды СахКНИИ. 1962. Вып. 12. С. 103-113.
- 12.Смехов Е.М. Грязевые вулканы острова Сахалин// Изв. Всесоюзного географического общества. Южно-Сахалинск,1947. Т. 79, вып. 4. С. 493-495.
- 13.Смехов Е.М. Геологическое строение острова Сахалин и его нефтегазоносность. Л.-М.: Гостоптехиздат, 1953. 321 с.
- 14.Уэда М. Грязевый вулкан Магунтан/ Пер. с яп.// Изве-

- стия Общества изучения памятников природы. Ново-александровск, 1938. 31 с. (Фонды СахКНИИ (ИМГиГ) ДВО РАН).
15. Цитенко Н.Д. Грязевые вулканы в Дагинском районе о.Сахалина// Труды ВНИГРИ. 1961. Вып. 18. С. 171-175.
16. Чернышевская З.А. О грязевых вулканах в южной части Сахалина// Сообщение СахКНИИ. 1958. Вып. 6. С. 118-130.
17. В.Н Шилов, М.А Захарова, А.Я Ильев, А.В Подзоров. Извержение Южно-Сахалинского грязевого вулкана весной 1959 г.// Труды СахКНИИ. 1961. Вып. 10. С. 83-99.
18. Якубов А.А., Али-заде А.А., Зейналов М.М. Грязевые вулканы Азербайджанской ССР: Атлас. Баку: Элм, 1971. 258 с.
19. Якубов А.А., Алиев А.А. Грязевые вулканы. М: Из-во Знание, 1978. 56 с.
20. А.А. Якубов, Б.В. Григорьянц, А.А. Алиев, А.Д. Бабазаде, М.М. Велиев, Я.А. Гаджиев, И.Г. Гусейн-заде, А.Я. Кобулова, Н.С. Кастрюлин, Ф.А. Матанов, М.Г. Мустафаев, Р.Р. Рахманов, О.Б. Сафарова, А.Г. Сеидов. Грязевой вулканизм Советского Союза и его связь с нефтегазоносностью. Баку: Элм, 1980. 165 с.

Поступила в редакцию 23 марта 1998

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

O.A.Melnikov, P.N.Sibirov

New data on the present status and former activity of the Yuzhno-Sakhalinsk mud volcano (the Sakhalin Island)

The newly appeared mud field has been discovered as a result of investigation of the Yuzhno-Sakhalinsk mud volcano in spring and summer of 1997. This fact indicates that, probably, the last active eruption of volcano took place in autumn of 1996. There were found six submeridionally oriented groups of mud gryphons (every group consisting of 10-15 gryphons), having the following three different modifications: 1) high (up to 0,5m), having steeply dipping flanks, active (1); 2) low, gentle, active (4); 3) hilly low, "extinct"(1). Besides, two groups from four are low, gentle active gryphons, being discovered for the first time far away, among the old forest, outside modern mud fields of the Yuzhno-Sakhalinsk volcano - 200-250 m to the north of the central part of the volcano. Besides, obvious traces of mud fields of a more ancient volcano (as compared to the modern Yuzhno-Sakhalinsk mud volcano) have been discovered southward of the modern active volcano. On the covered with forest volcano, there are two age generations of trees, distinguishing by length and variety of species. Located in the central upper part of the hill, the first generation consists of alders (35-45 years old, 5-8m high, 7-12 cm in diameter). The second age generation located on the slopes of the hill is composed of firs and silver firs (70-122 years old, 15-21m high and 28-46cm in diameter). The age of the trees was estimated with the tree ring analysis. The first age generation is generally adequate to the mud field of the last active eruption of ancient volcano (acting probably in 1930-1940). The second age generation corresponds to a more ancient mud field originated at the end of the last and beginning of this century. Studying the above-mentioned volcanoes (disappearance of mud fields of modern volcanoes and decreasing the activity of ancient volcanoes) shows that the activity of mud volcanoes is dying in XX century. So, as we know, there is a genetical relationship between mud volcanoes and Tim-Poronaisk (Central Sakhalin) overthrust. This overthrust, in its turn, depends on modern seismicity. So, the established obvious reduction of the mud volcano activity, probably is a result of decreasing seismicity that, in its turn, depends on movements along the above-mentioned fault. In order to confirm or refute this conclusion there it is necessary to monitor the Yuzhno-Sakhalinsk volcano activity.

ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

УДК [(551.464.621+551.464.626):546.264](551.761)

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ ПО ИЗОТОПНОМУ СОСТАВУ УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА ТРИАСОВЫХ ОРГАНОГЕННЫХ КАРБОНАТОВ ТЕТИЧЕСКОГО ПОЯСА И БИОПРОДУКТИВНОСТЬ МОРЕЙ ТРИАСОВОГО ПЕРИОДА

Ю.Д. Захаров, Н.Г. Уханева, А.В. Игнатъев, А.М. Попов, Т.А. Пунина

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

На основе оригинальных данных об изотопном составе органических карбонатов нижнего триаса Южного Приморья, среднего-верхнего триаса Южного Сихотэ-Алиня и района Зальцкаммергут - стратотипической местности ярусов верхнего триаса в Северных Альпах, подтверждаются представления о значительно более высокой биологической продуктивности в начале мезозоя морей области Тетис по сравнению с Бореальным бассейном. Рассматриваются вопросы, связанные с особенностями развития биоты Тетического пояса непосредственно после снижения биологической продуктивности на рубеже перми и триаса и экзотическим типом Бореального бассейна в начале мезозоя. Доказывается существование ряда климатических оптимумов в раннемезозойское время (по крайней мере в середине оленекского века, в позднекарнийское и ранненорийское время). Данные по $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ верхнетриасовых известняков хребта Кэнкэрэн Корякского нагорья свидетельствуют в пользу гипотезы, согласно которой триасовые породы этого региона могли формироваться в низких широтах.

ВВЕДЕНИЕ

Резкое снижение содержания тяжелого изотопа углерода в органических карбонатах рубежа перми и триаса отражает, очевидно, катастрофическое снижение биологической продуктивности этого времени, подтверждающееся, в частности, полным прекращением угленакопления [32]. Условию рубежа перми и триаса связываются многими исследователями прежде всего с дефицитом кислорода в атмосфере и океане [1, 13, 14, 17, 18, 23, 26, 33, 36, 37, 39, 40] и крупнейшей морской регрессией [13, 17, 19-21, 23, 27-29, 40]. Ранее нами было показано, что этот процесс сопровождался кратковременным похолоданием [40].

Имеющиеся сведения об изотопном составе органических карбонатов триаса крайне ограничены [6-8, 15, 24], особенно это касается Тетического пояса. Даже стратотипические разрезы ярусов среднего и верхнего триаса Альп до сих пор не были использованы в качестве объекта изотопных исследований. В связи с этим высказанные нами в самой предварительной форме представления о значительно более низких значениях $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ триасовых карбонатов Бореальной области по сравнению с соответствующими данными по триасовым карбонатам области Тетис [8], естественно, нуждаются в подтверждении в первую очередь за счет привлечения материала по Тетическому поясу.

Целью настоящей статьи и является получение дополнительных сведений об изотопном составе органических карбонатов Тетического пояса, а также выявление динамики $\delta^{13}\text{C}$ в разные века триасового периода (естественно, с большой долей условности, принимая во внимание ограниченное количество использованного фактического материала).

Основным объектом исследований послужили нижеиндские известняки Закавказья и Памира, среднеоленекские органические карбонаты Южного Приморья, карнийские, норийские и рэтские известняки и мергели Сихотэ-Алиня (Дальнегорский район) и Альп, а также карнийские известняки Корякского нагорья (хр. Кэнкэрэн). Изотопные исследования проводились в Дальневосточном геологическом институте ДВО РАН. Статья является продолжением серии публикаций по изучению карбонатов верхнего палеозоя и мезозоя Евразии, предпринятой коллективом авторов Дальневосточного геологического института.

Авторы статьи благодарны Ю.М. Бычкову и Е.В. Краснову за предоставление материала по Корякского нагорью, А. Тольману за консультации по среднему и верхнему триасу Альп во время экскурсии в районе Зальцкаммергут [35], Г.В. Беляевой и А.И. Ханчуку за критические замечания.

Индский и оленекский ярусы

В преобладающем большинстве районов мира индский ярус (по крайней мере в нижней своей части) представлен терригенными отложениями. Известняки и мергели индского возраста в заметном количестве известны лишь в некоторых районах Средиземноморской провинции (Альпы, Закавказье, Северный Кавказ, Памир) и в Юго-Восточном Китае, но и здесь пограничные толщи перми и триаса представлены переслаиванием глинистых и карбонатных отложений. Все это создает известные сложности в проведении детальных изотопных исследований. Подошва индского яруса (низы зоны *Orphiceras* (*Lytorphiceras*) *medium*) разрезов Огбин и Веди Закавказья характеризуется крайне низкими значениями $\delta^{13}\text{C}$ (-0,1 и +0,1‰) и $\delta^{18}\text{O}$ (-6,4 и -7,6‰); в верхней части этой зоны в разрезах Ахура и Огбин $\delta^{13}\text{C}$ достигает +1,3‰, а значение $\delta^{18}\text{O}$ составляет -7,5‰. [8]. Низкие содержания тяжелого изотопа углерода в базальных слоях индского яруса установлены также в Юго-Восточном Китае (значения $\delta^{13}\text{C}$ в слое 27с колеблются от -1,2 до +0,5 ‰) [37], Соляном кряже ($\delta^{13}\text{C} = -0,2\text{‰}$) [12] и Альпах (в верхней части формации Тезеро значения $\delta^{13}\text{C}$ колеблются от -1,5 до -1,0 ‰) [29]. К базальным слоям триаса на Памире отнесена пачка светлых тонкоплитчатых мергелистых пород мощ-

ностью 2-3 м. Непосредственно выше, в оолитовых известняках (мощностью около 2 м) разреза Куталь Юго-Восточного Памира, соответствующих, очевидно, верхам зоны с *Orphiceras* (*Lytorphiceras*) *medium* Закавказья, величина $\delta^{13}\text{C}$ достигает +1,3‰, а $\delta^{18}\text{O}$ не превышает -7,6‰ [8].

Имеющиеся данные свидетельствуют о некотором повышении содержания тяжелого изотопа углерода вверх по разрезу нижней части индского яруса до (+1,3‰). Судя по материалам, полученным по индско-нижнеоленекскому интервалу нижнего триаса Альп [23, 29], ни в верхних частях индского, ни в низах оленекского (кампильские слои) ярусов значения $\delta^{13}\text{C}$ не превышают +1,8‰ и положительны на протяжении всего интервала от сейских до кампильских слоев.

Изотопный состав среднеоленекских карбонатных отложений Тетической области исследован пока лишь на материале по Южному Приморью (о-в Русский), где линзы известняков известны в толще песчаников зоны *Ampistephanites-Tirolites* [6, 38].

Наиболее мощная (до 1,6 м) линза оленекских известняков на о-ве Русский обнаружена в верхней части слоев с *Bajarinia dagysi* этой зоны, обнажающихся в бухте Парис (рисунок). $\delta^{13}\text{C}$ в подошве линзы составляет 0,3-1,2‰; значения $\delta^{18}\text{O}$ здесь изменя-

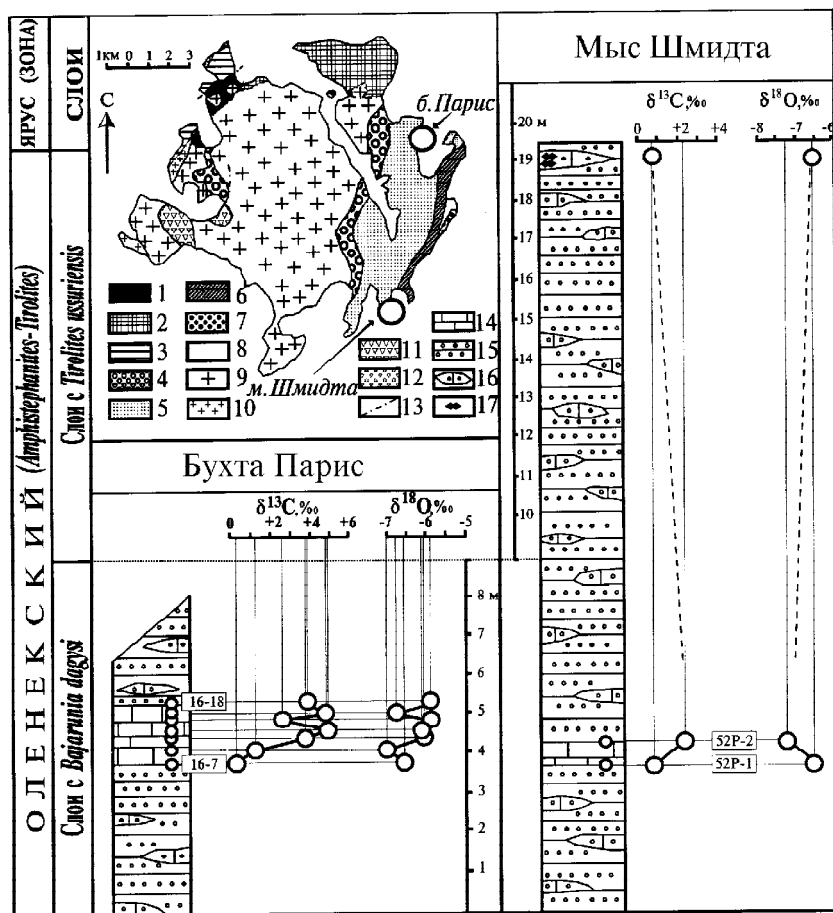


Рис. Соотношение изотопов углерода и кислорода в известняках и раковинах брахиопод оленекского яруса нижнего триаса о-ва Русский.

1 - плитчатые слюдистые сланцы путятинской свиты предположительно докембрийского возраста, 2 - песчаники и алевролиты поспеловской свиты (болорский и кубергандинский ярусы нижней и верхней перми), 3 - туфогенные отложения нижней подсвиты владивостокской свиты (мургабский ярус верхней перми), 4 - песчаники лазуринской свиты (индский ярус нижнего триаса), 5 - песчаники, известняки и алевролиты тобизинской, шмидтской и житковской свит (оленекский ярус нижнего триаса), 6 - песчаные алевролиты каразинской свиты (анизийский ярус среднего триаса), 7 - грубозернистые песчаники свиты реки Богатой (верхи ладинского яруса среднего триаса), 8 - террасовые отложения четвертичного возраста, 9 - гранитоиды предположительно раннепалеозойского возраста, 10 - гранит-порфиры позднепермского возраста, 11 - андезиты позднепермского возраста, 12 - фельзит-порфиры мелового возраста, 13 - предполагаемые разрывные нарушения, 14 - известняки, 15 - песчаники, 16 - линзы известковистых песчаников-ракушечников, 17 - скопления раковин брахиопод хорошей сохранности.

ются от -6,6 до -7,0‰ (табл. 1) Аномально высокие значения $\delta^{13}\text{C}$ удалось зафиксировать в средней (до +4,9‰) и верхней (до +4,8‰) ее частях; минимальные значения $\delta^{13}\text{C}$ на этих уровнях составляют соответственно +3,7 и +2,6‰. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в средней и верхней частях линзы колеблются от -5,9 до -7,0‰.

В районе мыса Шмидта была опробована меньшая по мощности линза известняков (0,6 м), располагающаяся также в верхней части слоев с *Bajaronia dagysi* зоны Amphistephanites-Tirolites. Значения $\delta^{13}\text{C}$ этих известняков колеблются от +1,7 до +2,2‰, а $\delta^{18}\text{O}$ - от -5,6 до -6,3‰. В 15-17 м стратиграфически выше, в слое известковистых песчаников, слагающих низы слоев с *Tirolites ussuriensis* зоны Amphistephanites-Tirolites, в этом же разрезе были обнаружены скопления брахиопод *Fletcherithyris margaritovi* (Bittner) с относительно хорошо сохранившимся (нелюминесцирующим) раковинным материалом, характеризующимся более низкими значениями $\delta^{13}\text{C}$, колеблющимися от 0,0 до +0,7‰ и составляющими в среднем +0,4‰; $\delta^{18}\text{O}$ здесь меняется от -6,6 до -8,0‰.

Ладинский (верхи) - ?карнийский (низы) ярусы

Интервал пограничных отложений среднего и верхнего триаса анализировался лишь в Южном Сихотэ-Алине. В Дальнегорском районе Сихотэ-Алиня (бассейн р. Рудной) триасовые известняки включены в виде блоков (массивов) в матриксе нижнемеловой, валанжин-барремской олистостромовой толщи [25]; размер блоков колеблется от 6-8 до 3500 м в поперечнике [11]. Верхнеладинскому-?нижнекарнийскому интервалу в этом районе соответствуют слои с *Coryphyllia moisseevi*, обнаруженные на юго-западном склоне горы Больничная (канавка 1558) [34]. Отложения общей мощностью до 8 м представлены здесь темно-серыми мергелями, содержащими в своей средней части прослой (1,5 м) светлого-серого известняка, где и была отобрана проба. $\delta^{13}\text{C}$ этих известняков составляет +2,6‰, $\delta^{18}\text{O}$ не превышает -2,2‰ (табл. 2).

Таблица 1. $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ органических карбонатов (в том числе раковин брахиопод) оленекского яруса нижнего триаса (зона Amphistephanites-Tirolites) о-ва Русский

Проба №	Порода, вид	Местонахождение, слои с фауной	Место отбора	Цвет раковины, (породы)	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB) ‰	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW), ‰	$\delta^{18}\text{O}$ (PDB), ‰
16-7	Известняк	Бухта Парис, слои с <i>Bajaronia dagysi</i>	Подошва линзы	Белый	+0,3	+22,7	-6,6
16-8	"-	"-	В 30 см выше 16-7	"-	+1,2	+22,8	-7,0
16-10	"-	"-	В 32 см выше 16-8	"-	+3,7	+23,2	-6,1
16-12	"-	"-	В 22 см выше 16-10	"-	+4,9	+23,2	-6,1
16-14	"-	"-	В 24 см выше 16-12	"-	+2,6	+23,4	-5,9
16-16	"-	"-	В 21 см выше 16-14	"-	+4,8	+22,5	-6,8
16-18	"-	"-	В 22 см выше 16-16 (кровля)	"-	+3,9	+23,4	-5,9
52P-1	"-	Мыс Шмидта, слои с <i>Bajaronia dagysi</i>	Подошва линзы	"-	+1,7	+23,7	-5,6
52P-2	"-	"-	В 60 см выше 52P-1 (кровля)	"-	+2,2	+23,0	-6,3
52P-2	<i>Fletcherithyris margaritovi</i> (Bittner)	Мыс Шмидта, слои с <i>Tirolites ussuriensis</i>	При L= 21 мм	"-	+0,3	+21,3	-8,0
52P3-3	<i>Fletcherithyris</i> sp.	"-	При L = 20 мм	"-	+0,7	+22,5	-6,8
52P3-4	<i>F. margaritovi</i> (Bittner)	"-	При L= 14 мм	"-	+0,5	+21,8	-7,5
52P3-5	"-	"-	При L= 16мм	"-	0,0	+21,7	-7,6
52P3-6	<i>Fletcherithyris</i> sp.	"-	При L= 18 мм	"-	+0,4	+22,5	-6,8
52P3-7	"-	"-	При L= 16 мм	"-	0,7	+22,7	-6,6

Таблица 2. $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ известняков среднего и верхнего триаса Сихотэ-Алиня (Дальнегорский район) и Корякского нагорья (Кэнкэрэн)

Проба №	Порода	Местонахождение, ярус, слои с фауной	Цвет породы	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB) ‰	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) ‰	$\delta^{18}\text{O}$ (PDB) ‰
ГБ-15	Известняк	Гора Больничная, ладинский-карнийский (низы), слои с <i>Coryphyllia tenuiseptata</i>	Светло-серый	+0,3	+22,7	-6,6
101	Известняк	Верхний Рудник, нижний карний, слои с <i>Volzeia badiotica</i> (низы)	"-	+2,2	+22,9	-6,4
ВР-10	Известняк	Верхний Рудник, верхний карний, слои с <i>V. moiseevi</i> (верхи)	Темно-серый	+0,9	+30,2	+0,7
Б-50	Известняк	Руч. Больничный, карний (верхи) - норий (низы)	Темно-серый	+1,3	+23,3	-6,1
308-5	Известняк	Руч. Больничный, нижний норий, слои с <i>Margarosmia melnikovae</i>	Дымчато-серый	+3,1	+28,5	-1,0
204-1	Известняк	Верхний Рудник, средний норий, слои с <i>Meandrostylis tener</i>	Серый	0,0	+14,3	-14,8
256-8	Известняк	Верхний Рудник, верхний норий, слои с <i>Meandrostylis tener</i>	Серый	+1,1	+23,6	-5,7
239	Известняк	"-	Дымчато-серый	+1,3	+23,6	-5,7
119-9	Известняк	Кэнкэрэн, карний (верхи) - норий (низы)	Серый	+1,1	+27,2	-2,2

Таблица 3. $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ известняков верхнего триаса Альп (Зальцкаммергут)

Проба №	Порода	Местонахождение, ярус (подъярус)	Цвет породы	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB) ‰	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) ‰	$\delta^{18}\text{O}$ (PDB) ‰
892-21	Известняк	Штигенграбен (окрестности Лунца), верхний карний	Серый	+3,5	+25,7	-3,7
892-9	Известняк	Доннеркогель, Дахштайнский рифовый известняк (низы), норий	Светло-серый	+2,2	+29,7	+0,2
892-7а	Известняк	Район Габлонц Хауз, верхи формации Дахштайн, рэт	Серый	+1,7	+26,4	-3,0

Карнийский ярус

Анализировались известняки карнийского возраста Сихотэ-Алиня (Дальнегорский район), Корякского нагорья (хребет Кэнкэрэн) и Альп (Зальцкаммергут).

Мощность карнийских отложений (слои с *Volzeia badiotica*) в Дальнегорском районе около 60-100 м [11]. $\delta^{13}\text{C}$ нижнекарнийских серых известняков массива Верхний Рудник составляет +2,2‰ (при $\delta^{18}\text{O} = -6,4\text{‰}$), $\delta^{13}\text{C}$ верхнекарнийских темно-серых известняков того же массива не превышает +0,9‰ (при $\delta^{18}\text{O} = +0,7\text{‰}$) (см.табл. 2).

Верхнекарнийские отложения в стратотипической местности ярусов верхнего триаса Северных Альп (Зальцкаммергут) представлены известняками и доломитами мощностью до 8-10 м. Отобранная нами проба происходит из известняков формации

Оппониц местонахождения Штигенграбен, в 5,5 км северо-западнее пос. Лунц [35]. Значение $\delta^{13}\text{C}$ в пробе составляет +3,5‰, $\delta^{18}\text{O}$ равна -3,7‰ (табл. 3).

Известняки верхнего триаса в Корякском нагорье обнажены по правому берегу руч. Триасового, правого притока р. Нутэкингенкыеем в ее верхнем течении. Пограничные слои карнийского и норийского ярусов этого района представлены известняками (0,5-26 м), чередующимися с подчиненными им алевролитами, тефроидами кислого состава, аргиллитами, туфопесчаниками, туфоконгломератами (низы верхненутэкинской подтолщи) [10]. Эта часть разреза характеризуется карнийско-норийскими аммоноидеями *Gonionotites* и *Juvavites*, непосредственно в образце (пробе), отобранном Ю.М. Бычковым, присутствуют кораллы *Pamiroseris*. $\delta^{13}\text{C}$ в серых известняках пограничных слоев карния и нория составляет +1,1 ‰, $\delta^{18}\text{O}$ равна -2,2 ‰ (см.табл. 2).

Норийский ярус

Проведено предварительное опробование карбонатных отложений Сихотэ-Алиня (Дальнегорский район) и Альп (Зальцкаммергут).

Мощность норийских известняков Дальнегорского района составляет около 480 м [11]. $\delta^{13}\text{C}$ нижне-норийских слоев с *Margarosmia melnikovae* массива руч. Больничного составляет +3,1‰ (при $\delta^{18}\text{O} = -1,0\text{‰}$), средненорийских слоев с *Gablonzeria kiparisovae* массива Верхний Рудник - не превышает 0,0 ‰ (при $\delta^{18}\text{O} = -14,8 \text{‰}$), известняков нижней части верхнего нория (низы слоев с *Meandrostylis tener*) - составляет +1,1 ‰ (при $\delta^{18}\text{O} = -6,2 \text{‰}$), известняков верхов верхнего нория (верхи слоев с *Meandrostylis tener*) достигает +1,3 ‰ (при $\delta^{18}\text{O} = -5,7 \text{‰}$) (см.табл. 2).

В норийских известняках из нижней части формации Дахштайн (Хелькальк) района Зальцкаммергут, Доннеркогель, мощностью до 60 м [35], $\delta^{13}\text{C}$ составляет +2,2‰ (при $\delta^{18}\text{O} = +0,2\text{‰}$).

Рэтский ярус

Нами анализировались известняки из верхней части формации Дахштайн района Габлонц Хауз Северных Альп. $\delta^{13}\text{C}$ рэтских серых известняков (до 20 м) небольшого блока в водораздельной части местности составляет +1,7‰ (при $\delta^{18}\text{O} = -3,0\text{‰}$) (см.табл. 3).

ХАРАКТЕР СМЕНЫ УСЛОВИЙ МОРСКОЙ СРЕДЫ ПОСЛЕ КРИЗИСА РУБЕЖА ПАЛЕОЗОЯ И МЕЗОЗОЯ

Палеонтологические данные свидетельствуют о том, что после массового вымирания организмов на рубеже перми и триаса ни одна из групп организмов не смогла восстановить ни свою численность, ни таксономическое разнообразие в течение всего индского века раннего триаса [5]. Данные по изотопному составу органических карбонатов пермского периода показывают, что максимальная биопродуктивность Мирового океана в этом периоде, включавшая продуктивность всех организмов, населявших океан, в том числе бактерий и водорослей (микропланктон), приходилась, по-видимому, на артинский век ранней перми ($\delta^{13}\text{C}$ черных известняков средней части подразделения Кабаяма в Китаками составляет +4,7‰ [42]), конец мидийского - начало джюльфинского веков поздней перми (значения $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатах соответствующего стратиграфического уровня в бассейне Цехштейн, Альпах, Закавказье, Южном Приморье, Китаками и Техасе колеблются от +3,5 до +6,5‰) [16, 22, 23, 27, 30, 31, 39, 42].

Приводимые в настоящей статье данные позволяют сделать некоторые выводы, касающиеся биопродуктивности морских бассейнов триаса и некоторых геодинамических реконструкций.

1. После существенной перестройки биоценологических соотношений различных групп организмов в конце перми биологическая продуктивность триасовых морей Тетического пояса могла приблизиться к продуктивности морских бассейнов конца мидийского века поздней перми лишь в оленекском веке раннего триаса (максимальное значение $\delta^{13}\text{C}$ в среднеоленекских карбонатах Южного Приморья составляет, как отмечалось выше, 4,9‰).

2. Результаты анализа данных по изотопному составу органических карбонатов нижнего и среднего триаса Тетического пояса и Бореальной области [7, 8] свидетельствуют о значительном отставании в восстановлении темпов биологической продуктивности триасовых морей в высоких широтах северного полушария по сравнению с морями приэкваториальных районов; это было вызвано, возможно, не столько климатическими различиями сравниваемых областей [8, 9], сколько влиянием повторявшегося опреснения вод Бореального бассейна в начале триасового периода [41].

3. В поздне-триасовое время заметный прогресс в увеличении биологической продуктивности Мирового океана приходится на начало позднего карния (соответствующая величина $\delta^{13}\text{C}$ по материалам из Северных Альп достигает +3,5‰) и начало нория (+3,1‰ - по материалам из Южного Сихотэ-Алиня). Полученные результаты согласуются с данными палеоэкологии, учитывая тот факт, что первые крупные биостромовые массивы триаса появились, вероятно, в начале позднего карния.

4. Можно предполагать существование климатических оптимумов, по крайней мере, в середине оленекского ($\delta^{13}\text{C}$ достигает +4,9‰), в конце карнийского ($\delta^{13}\text{C}$ не превышает +3,5‰) и в начале норийского ($\delta^{13}\text{C}$ не превышает +3,1‰) веков, сопровождаемых, вероятно, трансгрессиями. Причина отсутствия условий для образования рифов в приэкваториальных морях среднеоленекского времени неясна. Возможно это связано с сохранявшимся дефицитом кислорода в океане, наиболее проявившимся на рубеже перми и триаса.

5. Изотопный состав углерода и кислорода карнийско-норийских известняков хребта Кэнкэрэн, охарактеризованных беспозвоночными тетического типа [2,3, 4, 10], существенно не отличается от изотопного состава карбонатов Южного Сихотэ-Алиня того же стратиграфического уровня, что, наряду с палеонтологическими данными, может свидетельствовать в пользу гипотезы [4], предполагающей формирование триасовых пород Корякского нагорья в низких широтах.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 97-05-65832).

ЛИТЕРАТУРА

1. Будыко М.И. Изменение окружающей среды и формирование последовательных фаун // Палеонтол. журн. 1981. №4. С. 3-11.
2. Бычков Ю.М., Чехов А.Д. Находка триасовых тетических аммоноидей в Корякском нагорье // Докл. АН СССР, 1979. Т. 245, № 3. С. 676-678.
3. Бычков Ю.М., Чехов А.Д. О своеобразии поздне триасовой фауны хребта Кэнкэрэн (Корякское нагорье) // Колыма и Магадан. 1982. № 5-6. С. 55-56.
4. Бычков Ю.М., Дагис А.С. Поздне триасовая фауна Корякской горной системы и ее значение для палеогеографических и палеотектонических реконструкций // Стратиграфия и флора триаса Сибири. М.: Наука, 1984. С. 8-18.
5. Захаров Ю.Д. Особенности географической дифференциации морских беспозвоночных раннего триаса // Эволюция органического мира Тихоокеанского пояса. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 63-88.
6. Захаров Ю.Д. Ранне триасовые аммоноидеи Востока СССР. М.: Наука, 1978. 224 с.
7. Захаров Ю.Д., Найдин Д.П., Тейс Р.В. Изотопный состав кислорода раковин ранне триасовых головоногих Арктической Сибири и соленость бореальных бассейнов в начале мезозоя // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 4. С. 101-113.
8. Захаров Ю.Д., Уханева Н.Г., Игнатьев А.В., Афанасьева Т.Б., Вавилов М.Н., Котляр Г.В., Попов А.В., Попов А.М. Изотопный состав кислорода и углерода органических карбонатов верхнего палеозоя и мезозоя Евразии // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 1. С. 45-58.
9. Курушин Н.И., Захаров В.А. Климат Северной Сибири в триасовом периоде // Бюл. МОИП, отд. геол. 1995. Т. 70, № 3. С. 55-60.
10. Мельникова Г.К., Бычков Ю.М. Поздне триасовые склерактинии хребта Кэнкэрэн (Корякское нагорье) // Корреляция пермо-триасовых отложений Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. С. 63-81.
11. Пунина Т.А. Триасовые склерактинии в органических постройках Дальнегорского района (Сихотэ-Алинь). Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1996. 19 с.
12. Baud A., Atudorei V., Sharp Z. The Upper Permian of the Salt Range area revisited: new stable isotope data // Permophiles. 1995. №27. P. 39-41.
13. Baud A.M., Magaritz M., Holser W.T. Permian-Triassic of the Tethys: carbon isotope stratigraphy // Geol. Rundschau. 1989. V. 78, № 2. P. 649-677.
14. Berner R.A. Drying, O₂ and mass extinction // Nature. 1989. V. 340, № 6235. P. 603-604.
15. Fabricius F., Friedrichsen H., Jacobshagen V. Palaeotemperatures and Palaeoklima in Obertrias und Lias der Alpen // Geol. Rundschau. 1970. Bd. 59, № 2. P. 805-826.
16. Glenister B.F., Boyd D.W., Furnish W.M. et al. The Gadelupian: proposed international standard for a Middle Permian series // Intern. Geol. Review. 1992. V. 34, № 9. P. 857-888.
17. Gruszczynski M., Halas S., Hoffman A., Malkowski K. A brachiopod calcite record of the oceanic carbon and oxygen isotope shifts at the Permian/Triassic transition // Nature. 1989. V. 337, № 6202. P. 64-68.
18. Hallam A. The Earliest Triassic as an anoxic event, and its relationship to the end-Palaeozoic mass extinction // Canad. Soc. Petrol. Geol. 1994. Mem. 17. P. 797-804.
19. Holser W.T. Gradual and abrupt shifts in ocean chemistry during Phanerozoic time // Patterns of change in earth evolution. Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo: Springer-Verlag, 1984. - S. 123-143.
20. Holser W., Magaritz M. The Late Permian carbon isotope anomaly in the Bellerophon basin, Carnic and Dolomite Alps // Jb. Geol. Bundesanstalt. 1985. Bd. 128. Hf. 1. S. 75-82.
21. Holser W.T., Magaritz M., Clark D.L. Carbon-isotope stratigraphic correlations in the Late Permian // Amer. J. Sci. 1986. V. 286. P. 390-402.
22. Holser W.T., Schonlaub H.-P., Attrep M. et al. A unique geochemical record at the Permian/Triassic boundary // Nature. 1989. V. 337, №6202. P. 39-44.
23. Holser W.T., Schonlaub H.P., Boeckelmann K., Magaritz M. The Permian-Triassic of the Gartnerkofel-1 core: synthesis and conclusions // Abhandl. Geol. Bundesanstalt. 1991. Bd. 45. S. 213-232.
24. Kaltenege W. Palaeotemperaturbestimmungen an aragonitischen Dibranchiatenrostrern der Trias // Naturwissenschaften. 1967. Bd. 54, Hf. 19. S. 515.
25. Khanchuk A.I. Tectono-stratigraphic terranes of Primorye territory // A field guide to the Late Palaeozoic and Early Mesozoic Circum-Pacific bio- and geological events. Vladivostok: FEB RAS. 1992. P. 3-14.
26. Kozur H. The Permian/Triassic boundary and possible causes of the faunal change near the P/T boundary // Permophiles. 1994. №24. P. 51-54.
27. Magaritz M., Anderson R.Y., Holser W.T., Saltzman E.S., Garber J. Isotope shifts in the Late Permian of the Delaware Basin, Texas, precisely timed by varved sediments // Earth and Planetary Science Letters. 1983. V. 66. P. 111-124.
28. Magaritz M., Bar R., Baud A., Holser W.T. The carbon-isotope shift at the Permian/Triassic boundary in the southern Alps is gradual // Nature. 1988. V. 331, № 6154. P. 337-339.
29. Magaritz M., Holser W.T. The Permian-Triassic of the Gartnerkofel-1 core (Carnic Alps, Austria): carbon and oxygen isotope variation // Abhandl. Geol. Bundesanstalt. 1991. Bd. 45. S. 149-163.
30. Magaritz M., Turner P., Kading K.-Ch. Carbon isotopic change at the base of the Upper Permian Zechstein sequence // Geol. Jb. 1981. Bd. 16. S. 243-254.
31. Magaritz M., Turner P. Carbon cycle changes of the Zechstein Sea: isotopic transition zone in the Marl Slate // Nature. 1982. V. 297, № 5865. P. 389-390.
32. Mii, Horng-sheng, Grossman, E.L., Yancey, T.E. Stable carbon and oxygen isotope shifts in Permian seas of West Spitzbergen - Global change or diagenetic artifact? // Geology. 1997. V. 25, No.3. P. 227-230.
33. Oberhansli H., Hsu K.J., Piasecki S., Weissert H. Carbon-isotope anomaly in Greenland and in the Southern Alps // Historical Biology. 1989. № 2. P. 37-49.

34. Punina T.A. Classification and correlation of Triassic limestones in Sikhote-Alin on the basis of corals // Late Palaeozoic and Early Mesozoic Circum-Pacific events and their global correlation. World and Regional Geology 10. Cambridge, New York, Melbourne: Cambridge Univ. Press, 1997. P.186-192.
35. Tollmann A., Kristan-Tollman E. Shallow Tethys 4. Post-symposium excursion (no 5) to the Salzkammergut, Northern Calcareous Alps. Albrechtsberg, 1994. P. 144-171.
36. Wignall P.B., Hallam A. Griesbachian (Earliest Triassic) palaeoenvironmental changes in the Salt Range, Pakistan and southeast China and their bearing on the Permo-Triassic mass extinctions // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1993. V. 102. P. 215-237.
37. Xu, D.Y., Yan Z. Carbon-isotope and iridium event markers near the Permian/Triassic boundary in the Meishan section, Zhejiang Province, China // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1993. V. 104. P. 171-176.
38. Zakharov Y.D. The Permo-Triassic boundary in the southern and eastern USSR and its international correlation // Permo-Triassic events in the Eastern Tethys. World and Regional Geology 2. Cambridge, New York, Port Chester, Melbourne, Sydney: Cambridge Univ. Press, 1992. P. 46-55.
39. Zakharov Y.D., Ignatyev A.V., Kotlyar G.V., Ukhaneva N.G., Cherbadzhi A.K. Stable carbon isotopes and Ca/Mg ratio in the Permo-Triassic carbonates and mass extinction of organisms // Geol. of Pac. Ocean. 1996. V. 13 P. 1-20.
40. Zakharov Y.D., Ukhaneva N.G., Tanabe K., Tazawa J., Shigeta Y., Ignatyev A.V., Kotlyar G.V., Afanasyeva T.B., Cherbadzhi A.K., Khudolozhkin V.O. $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ in the major Phanerozoic boundaries and a main reason for a great extinction // Albertiana, 1996. № 18. P. 13-20.
41. Zakharov Y.D., Ukhaneva N.G., Ignatyev A.V., Afanasyeva T.B., Vavilov M.N., Kotlyar G.V., Popov A.V., Popov A.M. New data on $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ of invertebrate shells and limestones from the Upper Paleozoic and Mesozoic of Eurasia and major changes in oceanic regimes of high latitudes // 9th Meeting of European Union of Geosci. Abstracts. Strasbourg. 1997. P. 284.
42. Zakharov Y.D., Ukhaneva N.G., Kiseleva A.V., Kotlyar G.V., Nikitina A.P., Tazawa J.-I., Gvozdev V.I., Ignatyev A.V., Cherbadzhi A.K. Geochemical signals as guidance for definition of the Middle-Upper Permian boundary in the South Kitakami (Japan) and Primorye (Russia) // Stratigraphy and tectonic evolution of Southeast Asia and the South Pacific. Bangkok, Thailand: Department of Mineral Resources. 1997. P. 88-100.

Поступила в редакцию 28 января 1998 г.

Рекомендована к печати Л.И.Попеко

Yu.D. Zakharov, N.G. Ukhaneva, A.V. Ignatyev, A.M. Popov, T.A. Punina

Preliminary data on the isotope composition of carbon and oxygen in Triassic organogenic carbonates of the Tethyan belt and the marine bioproductivity during Triassic time

Original data on stable carbon and oxygen isotopes of the Lower Triassic of South Primorye, Middle-Upper Triassic of South Sikhote-Alin, Salzkammergut, a stratotype region for the Upper Triassic stages in the North Alps, support an idea according to which the biologic sea productivity in the Tethyan realm during the Early Mesozoic was significantly higher as compared with that of the Boreal realm. Some peculiarities of the Tethyan biota evolution just after considerable decreasing the sea biologic productivity at the Permian/Triassic boundary are discussed. New data evidence for the existence of Middle Olenekian, Late Carnian and Early Norian climatic optima during the Early Mesozoic and agree with a hypothesis [4] on the origination of some Triassic rocks of the Koryak Upland from low latitudes.

ОПЫТ ИЗУЧЕНИЯ ФОСФАТНЫХ ЗЕРЕН ФОСФОРИТА С ПОМОЩЬЮ СОВМЕЩЕННЫХ СКАНИРУЮЩЕГО ЭЛЕКТРОННОГО МИКРОСКОПА И МИКРОАНАЛИЗАТОРА

Э.Л.Школьник, Тан Тяньфу**, Сюэ Яосон**, Юй Цунлю***

**Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток*

***Нанкинский институт геологии и палеонтологии АН КНР, Нанкин*

Впервые выполнено изучение различных по природе фосфатных зерен зернистого фосфорита с помощью совмещенных сканирующего электронного микроскопа и микроанализатора. Объектом изучения был зернистый фосфорит месторождения Абу Тартур, Египет, состоящий из двух главных типов зерен - фосфатизированных микробиальных матов и фосфатизированных раковин беспозвоночных. Установлены заметные различия в геохимической характеристике этих типов зерен. В зернах мата содержания фосфора обычно выше, пиритизация развита меньше, меньше и примесей породных элементов. Пиритизация и, соответственно, интенсивное окисление пирита больше в зернах из фрагментов раковин. Установлены уникальные высокие содержания самария, достигающие 5% при определенной взаимозависимости с фосфором. Соответственно зерна мата более часто обогащены им. Намечаются признаки дифференциации РЗЭ в пределах одного зерна - раковины, когда в центральных частях концентрируется лантан, а по периферии зерен - самарий. Использование подобной методики позволяет получить важную дополнительную информацию о процессах фосфоритогенеза и может иметь значение для решения вопросов переработки промышленных руд.

ВВЕДЕНИЕ

Выполнив ряд исследований по определению с помощью сканирующего электронного микроскопа (СЭМ) природы фосфатных зерен зернистых фосфоритов некоторых бассейнов мира [2-5], авторы обратились и к проблеме выяснения геохимических особенностей фосфатных зерен различной природы в одном типе таких фосфоритов. Пока мы смогли изучить только один образец, но посчитали, что даже изучение одного образца может принести определенную пользу: отработается методика, могут быть поняты открывающиеся возможности и т.д. Как известно, обычно специалисты оперируют анализами фосфоритов в целом как породы. Очень мало анализов самих фосфатных зерен, даже без дифференциации по их природе: сведения эти крайне редки в литературе [1,6,7]. Но опять это общий анализ значительного числа зерен, без определения по разновидностям. Наши же исследования показали, что в одном образце могут быть до пяти и более видов фосфатных зерен, сформировавшихся за счет различных организмов, их сообществ.

До сих пор подобным образом изучались лишь современные четвертичные накопления на шельфах Намибии и Перу-Чили отечественными (Г.Н.Батурин, Е.А.Жегало) и зарубежными (В.Барнетт, К.Гленн и др.) специалистами. Исследования, аналогичные изложенным в настоящей статье, нам не известны.

МАТЕРИАЛ

Изучался довольно слабо консолидированный, темно-серый, с коричневатым оттенком фосфорит без видимых признаков наложенных изменений с отчетливо песчаной размерностью зерен. Образец в свое время был передан Н.И. Юдиным одному из авторов статьи и происходит из месторождения Абу-Тартур, Египет [1, 6].

Месторождение находится в Западной пустыне Египта, к западу от р. Нил, вблизи оазисов Дахла и Харга [1,6]. Фосфоритоносна формация Дуви, в фосфоритах и вмещающих породах которой находятся маастрихтские фораминиферы. Это крупнейшее месторождение в Египте изучалось с участием советских геологов, запасы руд его около 1 млрд т P_2O_5 при среднем содержании 29.6%. Руды содержат сравнительно высокие для зернистых фосфоритов количества пирита и марказита (в среднем FeS_2 - 2.8% -4.9%, SO_3 - 2.2-3.9%), что отрицательно сказывается на их переработке. Имеются сведения [6] о составе собственно фосфатных зерен месторождения (вес %): P_2O_5 ~ 33, CaO - 44-48, MgO - 0.85 -2.12, Al_2O_3 - 0.76-0.87, CO_2 - 0.7-3.12, SO_3 - 2.8-3.22, $Fe_{общ.}$ - 1.4-2.67, н.о. 0.81-3.29, п.н.п. 7.14-7.57.

Для египетских фосфоритов, в целом и для фосфоритов Абу Тартура, особенно характерны максимальные содержания суммы РЗЭ, составляющие в среднем 0.13-0.2% [1, 6]. Для сравнения средние содержания РЗЭ в фосфоритах Марокко - 0.065%,

Южного Китая - 0.075%, формации Фосфория Скалистых гор США - 0.071% . В целом такие значения определяются присутствием лантана, церия, неодимия (при преобладании церия) и отчасти иттрия. Сведений о других элементах ряда РЗЭ нам не известно.

МЕТОДИКА

Изучение проведено в Нанкинском институте геологии и палеонтологии АН КНР в мае 1996 г. на совмещенной с СЭМ JSM-6300 системе анализа Energy Dispersive X-Ray Analysis марки Kevex Sigma производства Santan Corp. 1995 г., США. Методика работы была достаточно стандартной для данной системы при условиях, приведенных в таблице 1.

Изучались прозрачные шлифы фосфорита, проваренные в канадском бальзаме, затем слабо протравленные во избежание искажения результатов анализа. Затем они напылялись угольной репликой.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ

Вначале было проанализировано 6 зерен, что казалось минимально достаточным для набора некоторой статистики, поскольку в образце установлены две главные разновидности: а) зерна-фрагменты микробиального мата и б) зерна-фрагменты раковин беспозвоночных. Затем были проведены контрольные анализы в два этапа. В первой серии было изучено по три зерна каждой из этих разновидностей. В каждом зерне делалось по три анализа (точки А, В, С). Общий вид шлифа и фотографии изученных

Таблица 1. Результаты анализов образца месторождения Абу Тартур, Египет - I серия

№ 1. Зерно мата, плохое травление, все - чехлы цианобактерий (рис. 2).

RP15-A					RP15-B			RP15-C		
Elem.	Line	W%	Error	Atom. %	W%	Error	Atom. %	W%	Error	Atom. %
O	Ka	26.66	0.307	47.02	22.72	0.315	41.70	33.59	0.285	55.79
Na	Ka	0.58	0.016	0.72	0.42	0.015	0.53	1.16	0.024	1.34
Si	Ka	0.15	0.005	0.16	0.00	0.000	0.00	0.25	0.006	0.24
P	Ka	18.62	0.054	16.96	19.00	0.059	18.01	15.37	0.048	13.19
S	Ka	2.09	0.019	1.84	2.86	0.024	2.62	2.58	0.020	2.14
Ca	Ka	44.72	0.088	31.48	47.56	0.098	34.84	30.37	0.070	20.14
Fe	Ka	0.85	0.018	0.43	1.96	0.030	1.03	13.51	0.068	6.43
Sr	La	1.57	0.025	0.51	1.43	0.026	0.48	1.37	0.023	0.41
Sm	La	4.76	0.070	0.89	4.05	0.070	0.79	1.81	0.041	0.32

№ 3. Зерно мата, хорошее травление, А, В - чехлы, С - межчехловое пространство (рис. 3).

RP15-3-A					RP15-3-B			RP15-3-C		
Elem.	Line	W%	Error	Atom. %	W%	Error	Atom. %	W%	Error	Atom. %
O	Ka	37.35	0.292	59.62	18.53	0.326	36.22	24.18	0.262	44.57
Mg	Ka	0.69	0.015	0.73	0.42	0.013	0.54	0.39	0.010	0.47
P	Ka	9.89	0.041	8.16	12.27	0.052	12.38	15.92	0.046	15.16
S	Ka	12.10	0.045	9.64	2.37	0.023	2.31	3.19	0.021	2.93
Ca	Ka	20.70	0.062	13.19	56.92	0.116	44.40	44.33	0.079	32.61
Fe	Ka	18.49	0.084	8.45	5.70	0.055	3.19	4.90	0.039	2.59
Sr	La	0.77	0.018	0.22	1.13	0.025	0.40	2.01	0.026	0.67
Sm	La				2.67	0.062	0.55	5.08	0.065	1.00

№ 4. Зерно сложного мата, хорошее травление (рис. 4).

RP15-4-A					RP15-4-B			RP15-4-C		
Elem.	Line	W%	Error	Atom. %	W%	Error	Atom. %	W%	Error	Atom. %
O	Ka	30.61	0.334	50.57	34.14	0.337	54.62	28.69	0.414	49.03
Na	Ka	0.82	0.020	0.94	1.04	0.022	1.16	0.69	0.022	0.82
Mg	Ka	0.43	0.011	0.47	0.57	0.013	0.60	0.20	0.010	0.22
Al	Ka	1.17	0.016	1.15	0.24	0.007	0.23	0.00	0.000	0.00
Si	Ka	1.61	0.017	1.51	1.50	0.016	1.37	0.61	0.012	0.59
P	Ka	16.71	0.054	14.27	16.81	0.052	13.90	12.93	0.056	11.41
S	Ka	3.95	0.027	3.25	2.63	0.021	2.10	2.08	0.023	1.78
Ca	Ka	40.61	0.088	26.79	39.89	0.085	25.48	51.45	0.117	35.09
Fe	Ka	1.10	0.021	0.52	0.00	0.000	0.00	1.47	0.030	0.72
Sm	La	3.00	0.058	0.53	3.18	0.058	0.54	1.88	0.055	0.34

Продолжение таблицы 1.

№ 2. Фрагмент раковины (биокласт) (рис. 5).

RP15-2-A					RP15-2-B			RP15-2-C		
Elem.	Line	W%	Error	Atom. %	W%	Error	Atom. %	W%	Error	Atom. %
O	Ka	8.20	0.126	19.10	11.60	0.155	25.66	21.99	0.304	40.30
P	Ka	2.83	0.023	3.40	5.03	0.030	5.75	17.9	0.057	17.00
S	Ka	34.81	0.076	40.47	29.30	0.070	32.32	6.85	0.037	6.27
Ca	Ka	2.98	0.024	2.77	7.94	0.039	7.01	43.62	0.095	31.91
Mg	Ka	0			0			0.79	0.016	0.96
Ti	Ka	0.78	0.013	0.61	0.50	0.011	0.37	0.00	0.000	0.00
Fe	Ka	50.40	0.137	33.64	45.62	0.132	28.89	5.58	0.050	2.93
Sm	La	0			0			0.62		0.62

№ 5. Биокласт (рис. 6).

RP15-5-A					RP15-5-B			RP15-5-C		
O	Ka	38.63	0.285	60.09	7.49	0.144	19.02	28.03	0.234	50.25
Na	Ka	1.18	0.024	1.28	0.60	0.026	1.06	0.65	0.021	0.81
Mg	Ka	1.05	0.017	1.08	0.69	0.021	1.16	2.36	0.030	2.79
Al	Ka	0.22	0.007	0.21	0.22	0.010	0.32	1.43	0.020	1.52
Si	Ka	0.00	0.000	0.00	0.26	0.009	0.38	0.00	0.000	0.00
P	Ka	9.39	0.038	7.54	5.65	0.040	7.40	8.41	0.040	7.79
S	Ka	13.69	0.045	10.63	8.56	0.047	10.85	9.82	0.042	8.79
Ca	Ka	20.27	0.059	12.58	16.32	0.064	16.54	14.56	0.052	10.42
Fe	Ka	14.12	0.071	6.29	58.63	0.175	4265	33.77	0.115	17.34
Sr	La	0.57	0.015	0.16	0.90	0.026	0.42	0.81	0.020	0.26
La	La	0			0.68	0.026	0.20	0		
Sm	La	0.87	0.029	0.14				0.16	0.013	0.03

№ 6. Раковина (рис. 7).

RP15-6-A					RP15-6-B			RP15-6-C		
O	Ka	15.30	0.212	31.93	8.93	0.156	19.04	23.79	0.285	43.57
Na	Ka	0.76	0.023	1.11	0.89	0.022	1.32	0.69	0.019	0.88
Mg	Ka	0.68	0.017	0.94	0.71	0.015	0.99	0.70	0.015	0.85
Al	Ka	2.44	0.027	3.01	1.86	0.020	2.35	0.00	0.000	0.00
Si	Ka	0.27	0.008	0.32	3.00	0.023	3.64	0.22	0.006	0.23
P	Ka	10.27	0.046	11.07	7.17	0.035	7.90	16.81	0.053	15.91
S	Ka	9.83	0.044	10.23	29.33	0.069	31.20	2.97	0.023	2.72
Ca	Ka	24.76	0.072	20.63	17.71	0.057	15.07	4045	0.085	29.58
Mn	Ka	0.00	0.000	0.00	0.66	0.015	0.41	0.29	0.010	0.16
Ti	Ka	0			1.34	0.018	0.95	0		
Fe	Ka	33.62	0.121	20.09	27.40	0.100	16.73	9.58	0.061	5.03
Sr	La	1.28	0.027	0.49	1.00	0.021	0.39	1.49	0.025	0.50
Sm	La	0.79	0.030	0.18	0			3.01	0.056	0.59

Примечание. Везде приведено к Total 100.00%.

зерен в СЭМ с расположением точек анализов приведены на рис. 1-7. Результаты анализов с необходимыми пояснениями обобщены в таблицах 1, 2.

Установлено вполне определенно, что содержание фосфора в зернах-фрагментах микробиальных матов составляет в среднем (по 9 анализам) 15.3% (или 27.5% P_2O_5), при максимальных содержаниях 19% (34% P_2O_5). В целом это говорит, видимо, о не очень высоких количествах фосфора во фторкарбонат-патите этих фосфоритов. Намечается, что часть присутствующей в этой разновидности серы, в основном, входящей, вероятно, в пирит или марказит, ус- танавливаемых при оптическом изучении, входит и в

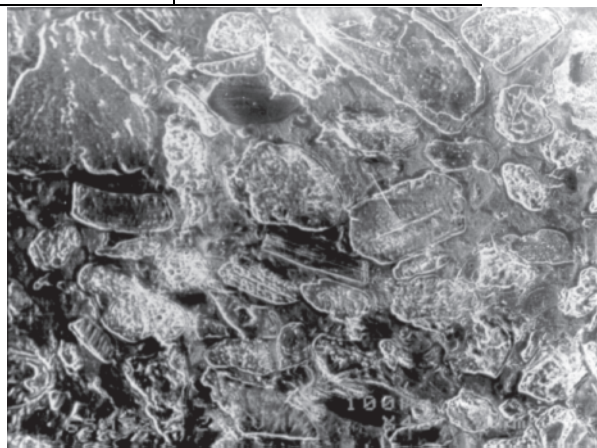


Рис.1. Общий вид шлифа

Фототаблица. Фотографии в СЭМ проанализированных фосфатных зерен (1-я серия)

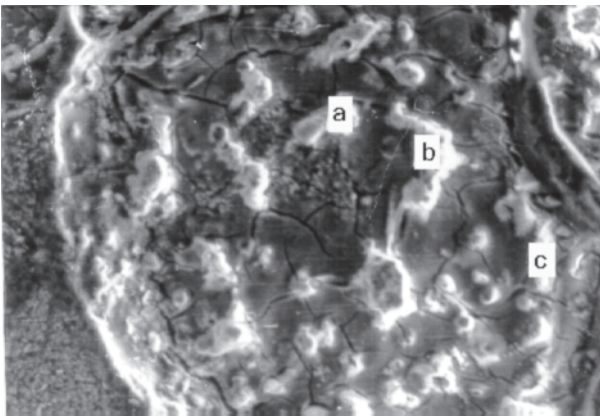


Рис. 2. (анализ 1). Зерно мата, плохое травление, все анализы-чехлы.

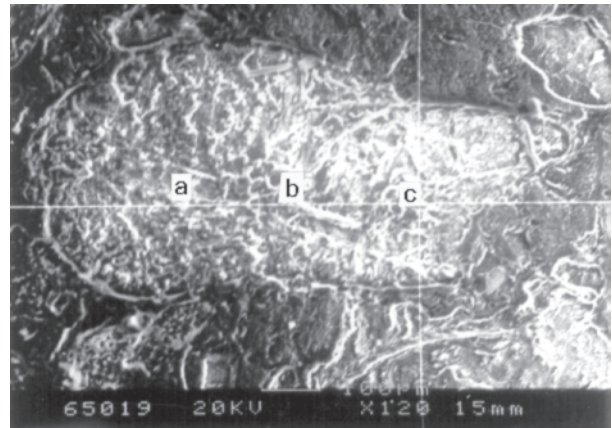


Рис. 3. (анализ 3). Зерно мата. Увел. 450^X.

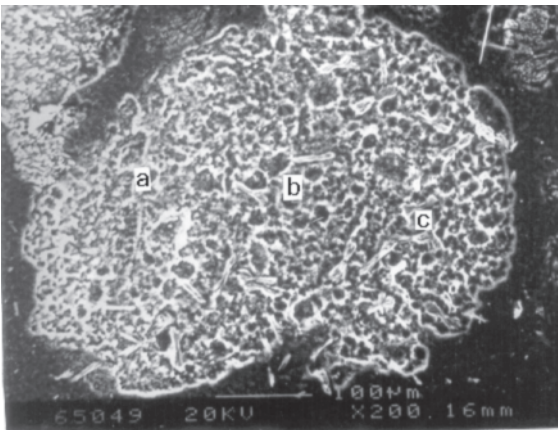


Рис. 4. (анализ 4). Зерно сложного мата.

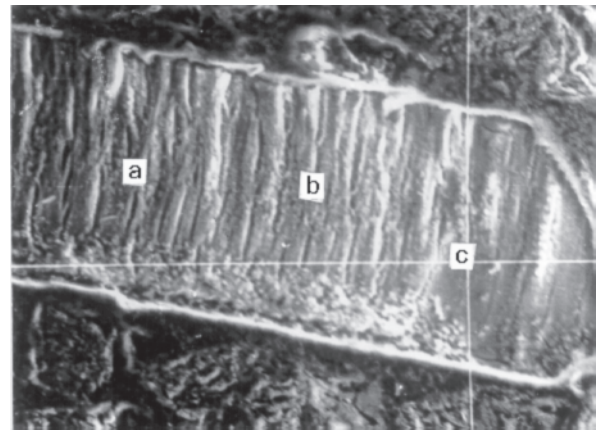


Рис. 5. (анализ 2). Фрагмент раковины.

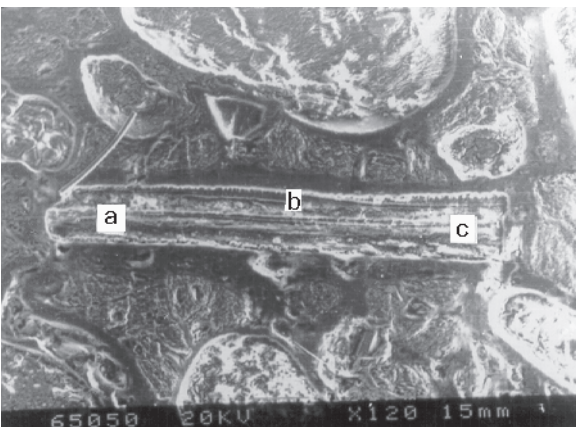


Рис. 6. (анализ 5). Биокласт

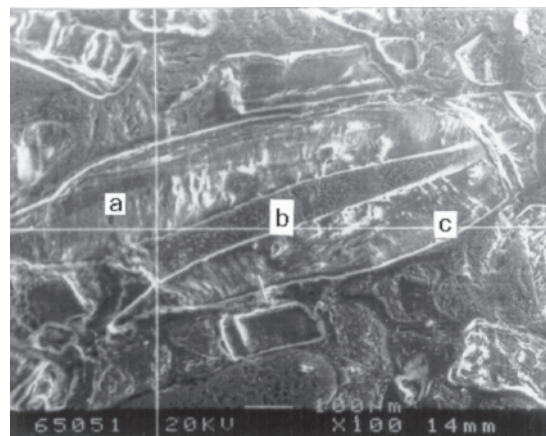


Рис. 7. (анализ 6). Раковина. Увел. 150^X.

решетку фторкарбонатапатита, что ранее отмечалось [1] для фосфоритов Сев. Африки и, в частности, месторождения Абу Таргур. Из других особенностей отметим вероятное присутствие СаО, не входящего в решетку фторкарбонатапатита, но присутствующего, видимо, в виде ультрамикровключений карбоната

кальция и/или магния, или магниезиального кальцита, о чем свидетельствуют соответствующие расчеты на нормативный фосфат кальция этого типа. Такой карбонат может быть как реликтовым, так и результатом диагенетической кальцитизации, что менее вероятно.

Таблица 2. Результаты анализов образца месторождения Абу Тартур, Египет - III- серия

Маты, два разных зерна

RP15-B-зерно I					RP15-B-зерно II				
Elem.	Line	W%	Error	Atom. %	Elem.	Line	W%	Error	Atom. %
O	Ka	22.46	0.571	41.15	O	Ka	24.78	0.506	44.43
P	Ka	16.52	0.103	15.63	P	Ka	16.60	0.095	15.37
S	Ka	3.32	0.048	3.03	S	Ka	6.80	0.063	6.08
Ca	Ka	50.38	0.194	36.85	Ca	Ka	39.02	0.157	27.93
Mn	Ka	0.21	0.018	0.11	Mn	Ka	0.25	0.018	0.13
Fe	Ka	5.58	0.097	2.93	Fe	Ka	11.07	0.124	5.69
Sr	La	0.00	0.000	0.00	Sr	La	0.59	0.029	0.19
Sm	La	1.53	0.083	0.30	Sm	La	0.90	0.58	0.17

Пиритизация для этой группы зерен хотя и характерна, но не очень значительна, очень редко достаточно высокая (до 12.1% S), может быть отчасти и за счет большего вхождения S в молекулу фосфата.

Наиболее уникальным установленным фактом оказалось широкое присутствие самария, содержания которого достигают 4-5% в рассматриваемой группе зерен. Насколько нам известно, это совершенно необычное явление, но оно подтверждается большинством анализов при неоднократных их повторениях. Отношение Sm/P (связь Sm и P вполне очевидна) колеблется от 0.15 до 0.31, в среднем 0.18, что является поразительно высоким для элемента группы лантаноидов в фосфоритах. При этом другие РЭЗ практически не установлены, т.е. их менее 0.01% - предела чувствительности прибора. Повышенные содержания Sr естественны для всех фосфоритов мира.

Другая группа изученных зерен - фрагменты раковин беспозвоночных - заметно отличается составом от фрагментов микробных матов. Прежде всего, в них более низкие содержания фосфора (среднее по 9 анализам - 9.3% или 16.7% P_2O_5), но при аналогичных максимальных значениях (17.96%). Несомненно, это, прежде всего, связано со значительно большим развитием пиритизации в этом типе зерен, что, видимо, вполне закономерно. При этом максимальные содержания серы достигают 35%.

В отдельных зернах, даже их участках, устанавливается значительная окисленность пирита, с выносом серы и остаточным накоплением гидроксидов Fe. Об этом говорят содержания железа, достигающие 58%, при одновременном содержании серы в 8.0%. Даже если часть железа входит в силикаты, которых, судя по анализам, немного, это обстоятельство говорит о высокой окисленности части этих фрагментов, поскольку, напомним, максимальные установленные содержания S в участках зерен достигают 35%. Остальные характеристики этого типа зерен существенно не отличаются, с естественной поправкой на пиритизацию, от рассмотренных выше. Также часто в зависимости от содержаний фосфора

(начиная с 8%) присутствует самарий. Интересный, но единичный факт установлен в одной раковине (см.табл.1, ан.5; рис. 6). На фоне близких содержаний фосфора (6-10%) по краям раковины концентрируется самарий, а в центре - лантан (до 0.68%). Несколько больше в этой группе и содержаний Al, Si, Ti, Mg. Контрольные серии анализов существенно не меняют изложенную выше картину.

По той же методике нами исследована серия фосфатных зерен, состоящая из микробных матов, синийских фосфоритов платформы Янцзы. В десяти выполненных анализах не было установлено присутствие самария. Все это, вместе с изложенным выше, позволяет нам предполагать, с определенной долей уверенности, достаточную адекватность полученных данных природным реалиям. Тем не менее, надеемся, что представленная информация о крайне высоких, не имеющих аналогов содержаниях самария в фосфоритах, будет проверена исследователями Абу Тартура, что позволит окончательно решить, не являются ли они артефактом.

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Первый, хотя и небольшой, опыт дифференцированного изучения различных фосфатных фрагментов по единой методике с помощью СЭМ с совмещенной аналитической системой принес, как представляется, весьма интересные результаты. Подтверждено основополагающее предположение - разные по своей природе зерна фосфоритов отличаются геохимически.

Главными чертами различия двух изученных групп фосфатных зерен является неравномерное развитие пиритизации - значительно большее в фрагментах раковин беспозвоночных, серьезно превышающую в целом пиритизацию в фрагментах микробного мата. Можно предполагать причину таких различий. Вероятно, это обусловлено тем, что при фосфатизации раковин концентрация органических компонентов была большей, что обеспечивало более интенсивную сульфат-редукцию, большее образова-

ние H_2S и, соответственно, затем - пирита. Вероятно это отчасти влияло и на фракционирование РЗЭ, появление лантана, однако общее геохимическое обогащение среды фосфатизации самарием кажется более важным. Несколько более повышенные содержания алюмосиликатной составляющей в раковинах могут зависеть как от условий среды обитания, так и от фильтрации взвесей в процессе питания беспозвоночных. Более обычными кажутся относительно повышенные содержания Са, Sr, S в фосфате, независимо от количественных уровней вхождения первых двух элементов в состав фторкарбонатапатита.

Очевидно, что полученные результаты, наряду с их общетеоретическим значением, вскрывая ход фосфоритообразующих процессов, имеют и определенное практическое приложение. Содержания самария уникальны: в некоторых концентратах из таких руд с 30% P_2O_5 может быть до 1-2% Sm, что может сделать их в несколько раз более ценными. Вероятно самарием обогащены только часть фосфоритов месторождения Абу Тартур, и тем более важно определить соответствующие слои. Понятно, что более привлекательны своим качеством фосфориты, в основном, состоящие из фрагментов мата, так как они лучше обогащаются, их концентраты содержат меньше оксидов железа - вредной примеси при суперфосфатном производстве и т.д. Теперь, как нам кажется, стала ясной необходимость подвергнуть подобному изучению фосфориты всех промышленных месторождений, что значительно продвинет как теоретические знания, так может принести и серьезные технические и экономические выгоды.

БЛАГОДАРНОСТИ

Настоящая работа выполнена в связи с реализацией российско-китайского проекта, поддержан-

ного The National Foundation of Natural Sciences of China и Министерством науки и технической политики РФ, но вышла за рамки обозначенных в проекте задач. Мы исключительно признательны сотрудникам лаборатории электронной микроскопии Нанкинского института геологии и палеонтологии АН КНР Юань Лупинь и Мао Юн Чан за превосходное техническое проведение этих исследований в условиях еще только формирующейся их методической основы. Большая благодарность директору НИГП АН КНР проф. Му Синань, поддержавшему представленную работу.

ЛИТЕРАТУРА

1. Покрышкин В.И. Закономерности размещения промышленных месторождений фосфоритов докембрия и фанерозоя мира. М.: Недра, 1981. 207 с. (Труды ВНИИ Зарубежгеология; Вып. 38)
2. Тан Тяньфу, Школьник Э.Л., Сюэ Яосон, Юй Цунлю. К проблеме генезиса зернистых фосфоритов платформы Янцзы, (КНР)//Тихоокеан. геология. 1994. № 4. С. 45-60.
3. Школьник Э.Л., Пайпер Д.З. Жегалло Е.А., Медрано М. Результаты изучения природы фосфатных пеллет формации Фосфория (США)//Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 2. С. 134-140.
4. Школьник Э.Л., Еганов Э.А., Жегалло Е.А., Тан Тяньфу. Условия образования и модель размещения зернистых (пеллетовых) фосфоритов - основные аспекты// Горный вест. 1996. Спец. вып. С. 5-11.
5. Школьник Э.Л., Тан Тяньфу, Сюэ Яосон, Юй Цунлю. Природа фосфоритов бассейна Джорджина, Северная Австралия//Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 3. С. 48-87.
6. Schröter T. The Abu-Tartur phosphorite deposit, Western Desert, Egypt// The phosphate deposits of the World, v. 2, Cambr. Univer. Press, 1989. P. 194-199.
7. Sheldon R.P. Phosphorite deposits of the Phosphoria Formation, Western United States//Phosphate deposits of the World, v. 2, Cambr. Univer. Press, 1989. P. 55-61.

Поступила в редакцию 16 июня 1997 г.

Рекомендована к печати Г.Л.Кирилловой

E.L.Shkolnik, Tang Tanfu, Xue Yaosong, Yu Conglin

Results of the investigation of phosphate grains by combined scanning electronic microscope and microanalyser.

Different in nature phosphate grains of phosphorites have been studied by using a combined scanning electronic microscope and microanalyser. By chance, granular phosphorite from Abu Tartur, Egypt, has been chosen as an object for study. It consists of two main types of grains - phosphatized microbial mats and phosphatized shells of invertebrates. We have found marked differences in geochemical characteristics of these grain types. In the mat grains phosphorus contents are usually higher, pyritization is poorer, and rock element admixtures are lower. Pyritization and correspondingly intensive pyrite oxidation appear to occur in greater part in grains from shell fragments. We have determined unique high contents of samarium that at certain interdependency with phosphorus reach 5%. So the mat grains are more often enriched in it. Features of REE differentiation within a single grain - a shell - are outlined when in the central parts lanthanum is concentrated and on grain periphery samarium is. The use of such technique makes it possible to obtain a significant additional information about the phosphatogenesis processes and may be important for solving the problems of enrichment of economic ores.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ХАЛЬКОГЕНОВ, ГАЛОГЕНОВ, ЗОЛОТА И СЕРЕБРА В ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИТАХ КАМЧАТКИ

Ю.П.Трошин*, О.Н.Волынец**

*Институт геохимии СО РАН, г.Иркутск.

**Институт вулканической геологии и геохимии ДВО РАН, г.Петропавловск-Камчатский

В статье приводятся первые оценки и уточнения региональных кларковых содержаний Se, Te, Cl, Ag, S, Au, F в позднекайнозойских вулканических лавах Камчатского сегмента Курило-Камчатской островной дуги. Они отличаются от наблюдаемых кларков в базальтах срединно-океанических хребтов и других геодинамических обстановок. По сравнению с содержаниями в базальтах срединно-океанических хребтов содержания в лавах Камчатки серы в 5-8 раз, селена в 2-3 раза, теллура и серебра в 1,1-1,5 раза ниже, фтора - такие же или несколько выше, хлора и золота - заметно выше. От Восточного вулканического пояса через Срединный хребет к Западной Камчатке и от островодужных лав к рифтогенным происходит уменьшение медианных значений содержаний S, Se, Te, Cl в базальтах и андезитах и рост содержаний F, Ag, отношений Ag/Au. Среднеарифметическое значение содержания Te в тех же рядах растет за счет появления части проб с аномально высокими содержаниями этого элемента. Среднеарифметические значения содержаний S в островодужных вулканиках Камчатки составляют 140 - 264 г/т против 60-224 г/т в рифтогенных вулканиках; Cl 157-200 г/т против 59-114 г/т; F 285-452 г/т против 847-1209 г/т; Se 71-85 мг/т против 55-65 мг/т; Te 2,3-2,7 мг/т против 3,1-4,1 мг/т; Ag 19-44 мг/т против 24-31 мг/т; Au 2,6 -1 1,3 мг/т против 3,6-5,4 мг/т. Обнаруженные вариации составов объясняются большим влиянием состава пород поддвигаемой океанической плиты, обогащенных Cl, S и Se, на состав магматических расплавов, сформировавших Восточный вулканический пояс, и преобладающим влиянием состава верхней мантии (источника K, F и Te) на состав магм Западной Камчатки. Распределение Au в региональном плане коррелируется с распределением Cl, а Ag - с распределением F. Повышенный кларк Au и пониженный кларк Ag в вулканиках Камчатки коррелируется с повышенным значением отношения Au/Ag в золотых и золото - серебряных месторождениях региона.

Современная Курило-Камчатская островодужная система является для российских геологов эталонным полигоном при решении многих геохимических задач, в связи с чем редкоэлементный состав вулканических пород этого региона изучен весьма детально [3, 6, 13, 14]. Однако до сих пор сведения по содержанию Au и Ag в позднекайнозойских вулканиках весьма ограничены, S и Cl - единичны, а по Se и Te - вообще отсутствуют. Вместе с тем, поведение Au и Ag в магматическом процессе во многом определяется поведением галогенов и халькогенов, и совместное исследование этих элементов в одной коллекции геохимических проб может дать сведения, весьма полезные при анализе металлогенической (Au-Ag) специализации магм и связи золото - серебряного оруденения с магматизмом в древних островных дугах. В связи с изложенным в 160 пробах позднекайнозойских вулкаников Камчатского сегмента островодужной системы определены концентрации S, Se, Te, F, Cl, а в 87 из них также Au и Ag.

Основной целью настоящей статьи является сравнительный анализ распределения перечислен-

ных элементов в позднекайнозойских вулканических породах Камчатки (рис. 1) и получение для них региональных кларков.*

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИТОВ КАМЧАТКИ

В пределах Камчатского сегмента позднекайнозойской Курило-Камчатской островодужной системы выделяются три эшелонированно расположенных вулканических пояса (с востока на запад): Восточный, Срединного хребта и Западной Камчатки. Восточный вулканический пояс рассматривается нами здесь в понимании Г.М.Власова [7], который включал в его состав вулканические пояса Южной Камчатки, Восточной Камчатки и Центральной Камчатской депрессии, выделяемые рядом авторов. По особенностям вещественного состава позднекайнозойские вулканики Восточного пояса Камчатки, а также подавляющая масса вулкаников Срединного хребта являются типично островодужными, тогда

*За исключением F, для которого ранее были проведены исследования [12].

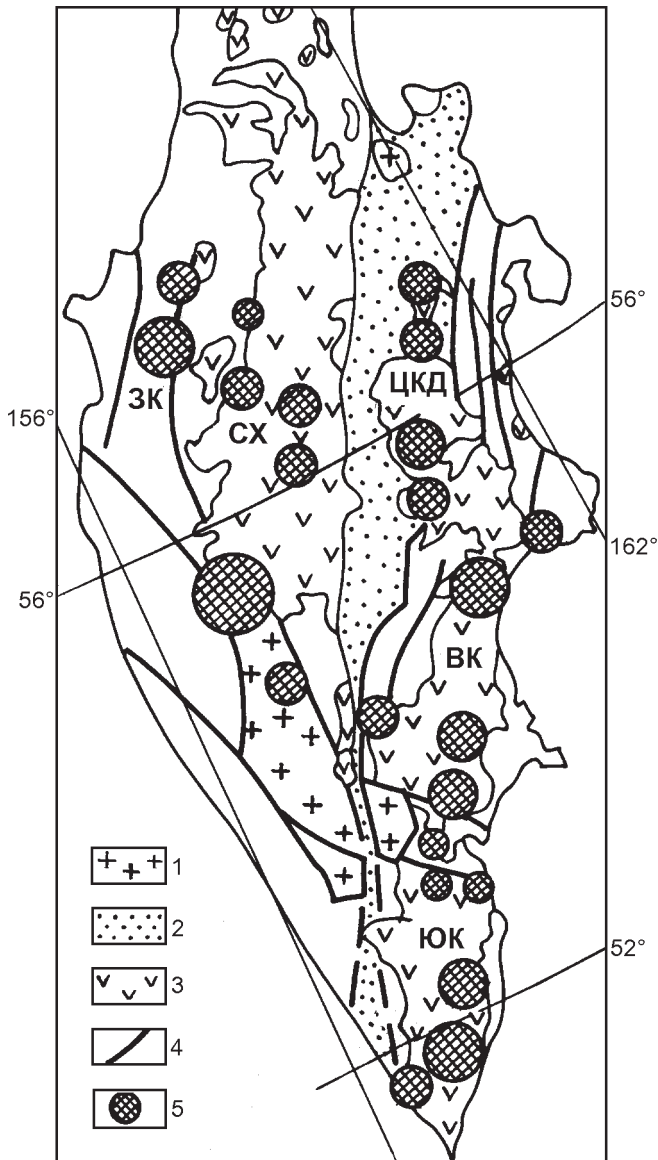


Рис. 1. Полуостров Камчатка - район исследований.

1 - гранитно-метаморфический фундамент; 2 - Центральная Камчатская депрессия; 3 - плиоцен - четвертичные вулканические пояса (ЮК - Южно-Камчатский; ВК - Восточно-Камчатский; ЦКД - Центральной Камчатской депрессии; СХ - Срединного хребта; ЗК - Западно-Камчатский); 4 - главные разломы; 5 - районы исследований.

как вулканы Западной Камчатки, а также часть вулканических Срединного хребта (породы базальт-командитовой и щелочно-оливин-базальтовой серии), относятся к постсубдукционным рифтогенным (внутриплитным) [3,6,13]. Вулканическая история Камчатки достаточно сложна. Основную роль в ней сыграли две зоны субдукции, последовательно сменявшие одна другую во времени [9]. С ранней из них была связана олигоцен-миоценовая островная дуга, сформировавшая вулканический пояс Срединного хребта (а также частью Южной Камчатки). С позднего миоцена - раннего плиоцена начинают фор-

мироваться вулканические пояса Восточной Камчатки, связанные с новой зоной субдукции. При этом инерционный магматизм продолжался и в пределах Срединного хребта. Рифтовый щелочной магматизм Западной Камчатки развивался, по разным оценкам, от среднего миоцена до раннего плейстоцена, а на Срединном хребте - в плиоцен-раннеплейстоценовое время (базальт-командитовая серия) и в позднеплейстоцен-голоценовое время (щелочно-оливин-базальтовая серия). В целом в пределах Срединного хребта распространены островодужные лавы повышенной щелочности более широко, чем в Восточно-Камчатском вулканическом поясе. Перечень главных петрохимических типов вулканических серий и их геохимические характеристики приводятся в таблицах 1 и 2.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Пробы анализировались в лабораториях Института геохимии СО РАН, определения С1 выполнены рентгенофлуоресцентным методом в Институте земной коры СО РАН. Сера определялась методом иодометрического титрования (при этом навеска исходного материала прокаливалась в токе углекислоты при температуре 1300°C), фтор - спектральным методом, селен - флуориметрическим методом с 2,3-диаминонафталином [10], теллур - экстракционным атомно-абсорбционным методом [20], золото и серебро - атомно-абсорбционным (причем золото - с предварительным химическим обогащением). Аналитики: Au и Ag - С.Е. Воробьева, А.А. Хлебникова; Se, Te - Е.Ф.Калистратова, Р - Л.Л.Петров, S - Н.В.Луцкая, хлор - А.И. Ревенко. Предел обнаружения использованных методик составляет (в г/т): F-80; С1-10; S-10; Se-0,01; Te- <0,001; Ag - 0,005; Au - 0,002. Воспроизводимость результатов на уровне приводимых в статье концентраций не хуже 50-60% относительно. Для контроля правильности результатов использовались стандартные образцы. В частности, отклонение контрольных определений Se и Te в пяти международных стандартных образцах от аттестованных значений не превысило 30%. При обработке данных рассчитывались медианы, как наиболее устойчивые характеристики, и среднеарифметические значения.

РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗОВ

Хлор. Среднеарифметическое содержание С1 в базальтах разных петрохимических серий Восточного пояса составляет от 126 до 348 г/т, что выше, чем в раскристаллизованных базальтах СОХ (40 г/т), но ниже, чем в стекле [19]. Содержание С1 в базальтах Срединного хребта 68-192 г/т, Западной Камчатки - 84-132 г/т. Максимум содержания хлора характерен для магнезиальных умеренно калиевых базальтов - 348 г/т (медиана - 405 г/т). Содержание С1 падает в

Таблица I. Редкоэлементный состав вулканитов Камчатки (п - число проб. м - медиана, с/а - средне-арифметическое, S, Cl, F - в г/т. Se, Te, Au, Ag - в мг/т).

	Вулканические серии, породы	среднее	Базальты						Андезибазальты и андезиты						Дациты и риолиты					
			S	Se	Te	Cl	F	п	S	Se	Te	Cl	F	п	S	Se	Te	Cl	F	п
Восточный пояс	Низкокалиевая	м	150	75	1,6	103	200	9	195	85	2,1	150	270	10	155	80	1,4	56	450	6
		с/а	152	78	2,0	126	191		295	93	2,1	148	269		737	83	3,0	60	457	
	Умереннокалиевая глиноземистая	м	140	105	1,8	185	225	6	110	85	2,0	170	280	12	140	70	2,0	315	370	11
		с/а	147	100	1,7	198	201		133	87	2,9	197	263		146	76	2,9	325	379	
Срединный хребет	Субщелочная высококалиевая	м	210	120	3,0	200	380	5	185	95	1,6	220	400	2	110	35	н.ан	510	340	1
		с/а	228	125	3,7	213	374		185	95	1,6	220	400		110	35		510	340	
	Умереннокалиевая магнизиальная	м	70	45	2,2	405	290	10	140	85	5,2	52	400	1	н.ан.	н.ан	н.ан	н.ан.	н.ан.	
		с/а	74	45	is	348	290		140	85	5,2	52	400							
	Умереннокалиевая, высококалиевая	м	144	68	2,1	68	395	4	115	58	1,9	125	350	6	110	55	1,8	275	400	5
		с/а	182	61	1,9	68	392		115	58	2,0	128	312		104	65	2,0	275	372	
	Шошонит-лагитовая	м	130	92	1,8	118	490	4	105	85	2,0	83	700	10	90	75	2,6	52	630	5
		с/а	117	113	2,0	118	392		157	87	2,0	134	730		146	79	2,6	43	712	
	Базальт-комендитовая	м	110	90	2,0	180	450	9	120	85	2,2	90	585	9	135	123	2,1	116	185	6
		с/а	126	89	3,9	192	439		130	85	5,4	125	525		243	114	4,4	116	275	
Западная Камчатка	Калиевая щелочная и шошонит-лагитовая	а) м	60	35	1,4	84	800	5	30	50	1,8	31	1200	7	Примечание: а) абсарокиты, микрошонкиниты (средние породы - слюдяные сиениты); б) слюдяные трахибазальты (средние породы - шошониты); в) слюдяные онкиниты (среднепороды - латиты); н.ан. - нет анализов					
		с/а	300	49	5,4	84	720		30	51	1,7	50	1200							
		б) м	120	43	1,4	120	1750	4	90	60	1,3	65	610	5						
		с/а	135	52	1,4	120	1680		70	60	6,7	65	600							
		в) м	120	75	1,9	132	1300	7	80	45	1,6	65	600	5						
		с/а	220	84	4,7	132	1290		92	56	1,4	65	600							

Продолжение таблицы I.

	Вулканические серии, породы	сред-нее	Базальты					Андезит-базальты и андезиты					Дашиты 11 риолиты								
			Ag	Au	n	Se Te	Cl F	Ag Au	Ag	Au	n	Se Te	Cl F	Ag	Au	n	Se Te	Cl F	Ag Au		
Восточ-ный пояс	Низкокалевая	м	9	9,2	4	50	0,54	0,8	15	1,5	4	41	0,47	6,3	10	4,4	4	44	0,10	2,5	
		с/а		8,2		39	0,66	1,4	12	2,3		44	0,55	5,3	26	4,4		28	0,13	5,9	
	Умереннокалевая глиноземистая	м	40	10,1	4	60	0,82	6,1	10	2,5	4	37	0,53	6,0	63	1,1	4	32	0,71	55,0	
		с/а	42	9,5		59	0,98	4,4	13	2,3		30	0,75	5,7	58	1,1		23	0,86	52,7	
	Субщелочная высококалевая	м	30	7,8	4	62	0,47	3,9	13	2,5	2	58	0,73	5,6	34	2,0	1	н.ан.	1,50	17,0	
		с/а	34	7,0		34	0,57	4,9	13	2,5		59	0,55	5,2	34	2,0		н.ан.	1,50	17,0	
	Умереннокалевая магnezияльная	м	18	7,0	4	20	1,47	2,2	70	5,0	1	16	0,13	14,0	н.ан.	н.ан.		н.ан.	н.ан.	н.ан.	
		с/а	20	10,0		16	1,20	2,0	70	5,0		16	0,13	14,0	н.ан.	н.ан.		н.ан.	н.ан.	н.ан.	
	Средин-ный хребет	Умереннокалевая, высококалевая	м	12	5,0	3	28	0,21	2,4	16	3,1	4	30	0,36	5,9	31	4,0	4	31	0,96	16,0
			с/а	13	5,5		32	0,17	2,4	25	2,8		29	0,41	8,9	40	8,7		32	0,74	4,6
Запад-ная Камчат-ка	Шошонит-лагитовая	м	12	3,3	3	51	0,21	4,3	9	2,5	4	48	0,17	3,2	44	0,9	4	35	0,08	48,3	
		с/а	31	3,1		56	0,30	9,9	14	2,5		43	0,18	5,6	54	1,0		30	0,06	54,0	
	Базальт-комендитовая	м	11	5,5	4	45	0,51	2,9	38	2,5	4	31	0,18	16,6	42	2,0	4	35	0,57	19,3	
		с/а	13	5,5		23	0,44	2,4	50	5,1		16	0,24	9,8	50	2,6		26	0,42	19,2	
Калиевая щелочная и шошонит-лагитовая	а)	м	25	2,7	3	39	0,11	9,3	9	2,0	3	26	0,02	3,7							
		с/а	20	3,4		9	0,12	5,9	16	3,0		30	0,04	5,3							
б)	в)	м	26	6,0	2	40	0,07	4,3	34	3,8	2	32	0,11	11,8							
		с/а	26	6,0		38	0,07	4,3	34	3,8		9	0,11	8,9							
в)	с/а	м	42	6,7	4	34	0,11	6,7	20	1,2	3	35	0,19	6,7							
		с/а	41	6,7		18	0,10	6,2	25	4,2		40	0,11	6,0							

1,5-2 раза в основных, средних и кислых вулканитах от Восточного пояса к Западной Камчатке и от вулканитов островодужного типа к рифтогенным вулканитам.

Фтор. Нами, как ранее Л.Л.Петровым с соавторами [12], отмечается резкий рост содержаний фтора в вулканитах в направлении от Восточного пояса до Западной Камчатки и от эффузивов островодужного типа к рифтогенным (до 4-8 раз), т. е. с увеличением калиевой щелочности, с максимумом в породах калиевой базальтоидной серии. Величина отношения Cl/F падает с востока на запад в 5-7 раз, достигая минимума в калиевых базальтоидах. Аналогичные вариации отношения Cl/F установлены в слюдах позднекайнозойских вулканитов Камчатки [5], так что наблюдаемые сдвиги по валовому составу отражают реальные изменения содержаний Cl и F в расплавах. Среднее содержание Cl падает в островодужных вулканитах от основных пород к кислым от 130 до 100 г/т, а F растет от 280 до 420 г/т (медианы). Отношение Cl/F падает от 0,57 до 0,24.

Серя. Содержание серы в целом в сериях пород уменьшается от Восточного пояса к Западной Камчатке и от островодужных ассоциаций пород к рифтогенным. Эта закономерность бесспорно прослеживается по величине медианных значений. Если же судить по величине среднеарифметического содержания S , то в рифтогенных базальтах Западной Камчатки намечается явный рост содержаний серы за счет появления единичных проб с высокими содержаниями, близкими к пределу растворимости серы в базальтах: 800-1200 г/т (см.табл. 1). В целом же содержания S в базальтах Камчатки значительно ниже предела растворимости (в отличие от базальтов СОХ, насыщенных серой). Средние содержания серы в основных островодужных вулканитах Камчатки несколько ниже мировых данных по содержаниям S в аналогичных вулканитах островных дуг в целом (среднее 370-400 г/т [19]). В базальтах Восточно-Африканского и Байкальского рифтов средняя концентрация S понижена (100-200 г/т [19]), что коррелируется с пониженным содержанием S в рифтогенных базальтах Камчатки.

В Восточном поясе особняком стоят магнезиальные базальты, имеющие низкое содержание серы.

Селен. Содержания селена в 2-3 раза ниже, чем в базальтах СОХ [22, 23] и так же, как и серы, убывают от Восточного пояса к Западной Камчатке и от островодужных пород к рифтогенным. Выделяются магнезиальные базальты с минимальным содержанием селена.

Теллур. Значения медианных содержаний Te так же, как содержания серы и селена, убывают с востока на запад. Однако среднеарифметические значения содержаний Te , наоборот, обнаруживают в це-

лом тенденцию к росту от Восточного пояса к Западной Камчатке и от вулканитов островодужного типа к рифтогенным за счет появления немногих проб с мантийным уровнем содержаний Te (20-30 мг/т). Таких проб по сере и по теллуру - 12 % от числа всех проб рифтогенных базальтов (пробы по сере и теллуру не совпадают). На долю этих 12 % приходится 53 % всей массы серы и 64 % массы теллура, сосредоточенной во всех исследованных пробах базальтов. Подобный характер распределения теллура характерен и для андезитов. В магнезиальных базальтах содержание Te повышено.

Золото и серебро. Среднеарифметическое содержание золота в базальтах Камчатки из 30 определений (без учета одного аномально высокого значения) составило 6,2 мг/т, в андезитах и андезитобазальтах (также из 30 определений) - 3,4 мг/т. Для сравнения: на Курильских островах, среднее содержание Au в базальтах - 3,5 мг/т, в андезитобазальтах и андезитах - 1,5 мг/т [1]; среднее содержание Au в базальтах обрамления Тихого океана, 5,4 мг/т и в андезитах - 4,5 мг/т [33]. Среднее арифметическое содержание серебра в базальтах Камчатки 26 мг/т (31 проба), в андезитах - 23 мг/т (30 проб). Среднеарифметическое содержание золота в дацитах, риодацитах и риолитах Камчатки - 2,1 мг/т (19 проб) и серебра - 45,7 мг/т (20 проб); для сравнения: среднее содержание Au в тех же породах Курильских островов - 2,9 мг/т [1].

Таким образом, в лавах Курило-Камчатской островной системы от основных разновидностей к кислым наблюдается уменьшение содержания золота и рост содержания серебра. Отношение Ag/Au растет в 5-10 раз от базальтов к кислым вулканитам параллельно с уменьшением отношения Cl/F в 2,5 раза. Содержание золота в базальтах Камчатки (6,2 мг/т) намного выше его содержания в океанических толеитах (от 0,23 до 1,3 мг/т по разным оценкам [22-24, 36]). Содержание Ag в последних 26-33 мг/т [15, 24, 36], отношение $Ag/Au=30-113$. На Курилах отмечена тенденция уменьшения содержаний золота в базальтах и роста - в андезитах от фронтальной зоны дуги к тыловой [1]. Та же тенденция проявляется и на Камчатке с той же интенсивностью (изменение в 1,5 - 2 раза).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Вулканиты Камчатки содержат в своем составе амфиболы, слюды и рудные минералы, которые активно фиксировали летучие элементы при застывании лав. Изменения содержаний галогенов в гидратных минералах отражают соответствующие изменения в расплаве (с учетом коэффициентов распределения), исходя из равновесного распределения F и Cl между расплавом и минералами во время кристаллизации. Поведение F и Cl в вулканитах Камчатки

прямо коррелируется с их поведением в слюдах. Поэтому можно полагать, что поведение галогенов в вулканитах в целом отражает поведение их в расплаве. По мнению Г.Е. Сигвальдсона и Н.Оскарсона, “высокая растворимость S в базальтовых расплавах возможно имеет результатом сохранение 90 % S в течение поверхностной дегазации” [31]. Другие авторы считают, что потери S могут быть более значительными.

Исследования вулканической эмиссии S, Se, Te из вулкана Килауэа (Гавайи) показали, что в остаточной лаве (и породе) сохраняется 68 % Se и 65 % Te [21] в отличие от S, которая теряется в большей мере. По другим данным, содержания S в базальтах COX корреспондируются с её содержанием в мантийном источнике с учетом степени плавления субстрата и растворимости серы [27]. Систематические различия в содержании серы в вулканитах из различных геодинамических обстановок [19] подтверждают это. Всё это позволяет допустить, что наблюдаемые вариации содержаний летучих в вулканитах Камчатки, по-видимому, в главных чертах отражают существующие тенденции изменения их содержаний в магмах и родоначальных субстратах. Материалы настоящей статьи, как будет показано ниже, подтверждают эту точку зрения.

Бимодальное распределение среди халькогенов особенно выражено у Te как в основных, так и в средних вулканитах рифтогенного типа, что, в частности, видно из различия между медианами и среднеарифметическими значениями содержаний (см. табл. 1). Менее характерно бимодальное распределение для серы, которое вовсе не наблюдается у селена. Подобное распределение может свидетельствовать о двух различных источниках Te (S) в вулканитах. Некоторые исследователи, например, Е. Накамура и др. [26], во внутриплитных вулканитах, проявленных в островодужных системах, отмечают присутствие компонентов из разных источников: 1 - измененного под действием летучих, выделяющихся из субдуцируемой плиты, мантийного клина; 2 - обычной мантии (типа COX) и 3 - вещества глубинного плюма или метасоматизированной под его воздействием мантии.

Полученные данные по S, Se и Te позволяют рассмотреть вопрос об эволюции источников этих элементов в связи с геодинамической моделью островной дуги. Среднее содержание серы в земной коре, как и в базальтах COX - 900 мг/т, в мантии - 200-400 г/т [15, 18, 23, 25, 35]. Содержание Se в мантии 20-57 мг/т, в земной коре - 150 мг/т, в базальтах COX - 160 мг/т [15, 18, 22, 23, 25, 28, 35, 36]. Содержание Te в мантии - 11 мг/т, в земной коре - 2,0 мг/т, в базальтах COX - 2,9 мг/т [18, 23, 24, 36]. Из этих данных следует, что Se и S накапливаются в земной коре, а Te - в мантии, и что в среднем при выплавлении мантийных магм Se распределяется между расплавом и мантией, между корой и мантией с коэф-

фициентом распределения ~4, а Te - с коэффициентом 0,2-0,3. Это связано с тем, что Se более летуч, чем Te (температура кипения Se=685°C, Te=1390°C). По данным [2], мантия, потерявшая наиболее летучие S и Se, содержит S = 8 г/т, Se = 12,6 мг/т, Te = 19,9 мг/т. Форма нахождения S, Se и Te в верхней части литосферной мантии - сульфидные минералы, в основном пирротин, глубже - сульфидный расплав [32], так как с ростом давления температура плавления сульфидов адекватно не растет.

Медиана содержаний S, Se и Te слабо убывает как в базальтах, так и в андезитах от островодужных вулканитов к рифтогенным. Это объясняется влиянием состава погружающейся океанической плиты на состав островодужных магм и эволюцией этого влияния. Базальты и амфиболиты этой плиты должны иметь состав базальтов COX, а последние, как выше отмечалось, обогащены S, Se и Te. В глинистых илах океанических осадков отмечены содержания Se 100 до 1700 мг/т [17]. Дегидратация субдуцируемой плиты ведет к выносу этих элементов в подошву мантийного клина. Серпентинизированные перидотиты, по ряду данных, обогащаются Se и Te [28 и др.]. Четыре проанализированных нами образца серпентинизированных перидотитов из офиолитов Кузнецкого Алатау показали среднее содержание Se - 225 мг/т (максимум - 330), Te - 3,3 мг/т (максимум - 6,0). Серпентин в подошве клина устойчив только под фронтальной частью островных дуг [32]. Поэтому в очаги островодужных магм мог иметь место привнес S, Se, Te, особенно во фронтальной части дуг. В то же время при метасоматическом изменении мантии под воздействием глубинного плюма халькогены перераспределяются вместе с Na и K. И.Д. Рябчиков в серии работ обосновал накопление в подобном процессе Na и S в самых верхних горизонтах мантии, а K - на более глубоких уровнях [30].

Повышенная магнезиальность рифтогенных вулканитов K-щелочной серии Камчатки, которые могут быть отнесены к породам лампроитовой серии [4], объясняется некоторыми исследователями особенностями состава магмогенерирующего субстрата (метасоматизированная флогопитсодержащая мантия по [II]). Условиями образования этих пород может быть высокая температура и/или низкая степень плавления субстрата, большая глубина генерации магм [8, 34 и др.]. Из фазовых диаграмм состояния, в частности, следует, что рост магнезиальности связан с ростом давления в области генерации магм. “При 50 кбар при низких степенях частичного плавления расплавы отличаются низким содержанием кремнезема и высоким - магния” [16]. Из сказанного вытекает, что субстрат для рифтогенных калиевых базальтоидных магм Камчатки скорее должен был быть обеднен халькогенами.

Во фронтальной части островной дуги увеличение степени плавления субстрата, оставшегося пос-

ле выплавления нормальных островодужных магм (на меньшей глубине), должно дать толеитовые магнезиальные магмы, резко обедненные S и Se и обогащенные Te, что действительно наблюдается в нашем случае в Восточном поясе. Обеднение серой, селеном и обогащение менее летучими Pt, Ir, Au, а также Mg, характерно для высокомагнезиальных магм бонинитового типа и некоторыми исследователями также объясняется повторным плавлением субстрата [22].

Наблюдаемые средние медианные содержания Se и Te в островодужных базальтах получаются из мантии с содержанием Se = 30 мг/т и Te = 11 мг/т расчетным путем [27] при степени плавления субстрата $f = 0,12$ (оценка по Перепелову [11]), если коэффициенты распределения между расплавом и субстратом $D_{Se} = 3,61$; $D_{Te} = 0,147$. После этого из остаточной мантии ($Se = 23$ мг/т, $Te = 12$ мг/т) можно получить магнезиальный базальт с указанными в табл. 1 содержаниями Se и Te при $f = 0,2$, если $D_{Se} = 2,60$; $D_{Te} = 0,149$.

С чем связано появление в 12 % рифтогенных проб базальта “ураганных” содержаний Te, в меньшей мере S и отсутствие их у Se? Учитывая составы базальтов и мантии, это можно объяснить тем, что выплавленная на глубинах 200 км магма поднимается вверх сквозь мантию, содержащую в 7 раз больше Te, чем магма, в 1,5-2 раза больше S, но в 2-5 раз меньше Se. В итоге весьма вероятно загрязнение расплава теллуром из мантии, слабо вероятно - серой, а концентрации Se в расплавах могут даже уменьшиться. Для теллура загрязнение тем более вероятно, что при подъеме расплав проходит зону повышенных температур в центре мантийного клина, где по модели [32] температура более 1400°C при температуре плавления пирротина 1190°C, температуре кипения теллура 1390 °C и температуре появления газообразной серы на фазовой диаграмме Fe-S в районе состава FeS 1300°C. Золота и серебра в расплавах больше, чем в мантии, и они ведут себя подобно селену.

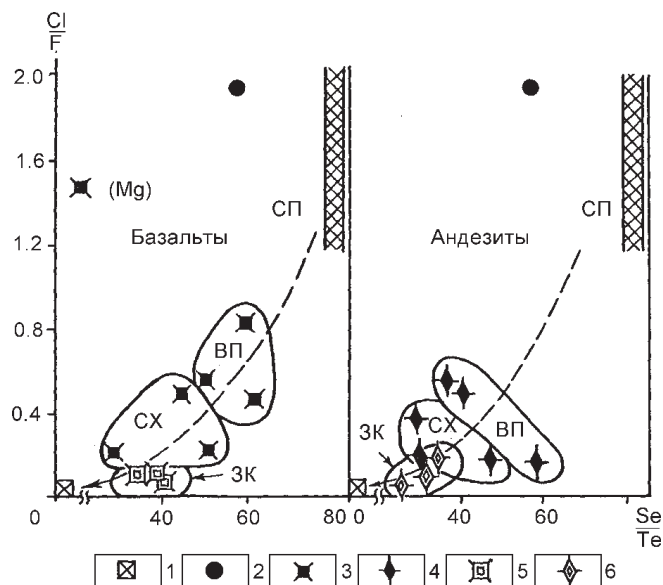


Рис.2. Корреляция между средними значениями отношений Cl/F и Se/Te в вулканитах разных петрохимических серий Камчатки

1 - мантия, 2 - базальт COX, 3 островодужный базальт, 4 - островодужный андезит, 5- рифтогенный базальт, 6-рифтогенный андезит, СП - серпентинизированный перидотит; ВП - Восточный вулканический пояс; СХ - Срединный хребет; ЗК - Западная Камчатка.

Таким образом, геохимическое поведение S, Se и Te в общих чертах увязывается с геодинамической моделью магматизма Камчатки. Общая направленность процесса проявляется в том, что с ростом магнезиальности магм отношение Se/Te приближается к мантийному.

На рис. 2 просматривается тенденция одновременного уменьшения величин отношений Cl/F и Se/Te в базальтах и андезитах с востока на запад вкострости вулканотектонических структур Камчатки. Коэффициент корреляции между средними значениями указанных отношений в вулканитах Во-

Таблица 2. Средние содержания редких элементов в вулканитах Камчатки (м - медиана, с/а - среднеарифметическое, n - число проб).

	Породы		S	Se	Te	Cl	F	п	Ag	AU	п	Se Te	Cl F	Ag AU
островодужные	базальты	м	130	70	1.8	130	280	38	22	6.2	22	40	0.57	2.9
		с/а	140	81	2.4	200	285		24	11.3		34	0.70	2.1
	андезиты и андезибазальты	м	120	85	2.0	125	350	41	14	2.3	19	37	0.36	5.0
рифтогенные	дациты и риолиты	м	120	70	1.9	100	420	28	34	1.3	17	35	0.24	27.0
		с/а	264	71	2.7	215	452		44	3.7		26	0.48	11.9
	базальты	м	105	65	1.7	100	1200	16	30	5.4	9	34	0.09	5.3
	андезиты и андезибазальты	с/а	224	65	4.1	114	1209		31	5.4		16	0.09	5.7
		м	40	50	1.5	60	715	17	23	3.7	8	32	0.08	5.2
	с/а	60	55	3.1	59	847		24	3.6		18	0.007	6.7	

Примечание: S, Cl, F-в г/т; Se, Te, Au, Ag -в мг/т

сточного пояса Срединного хребта и Западной Камчатки составляет для базальтов $0,91 \pm 0,10$, для андезитов - $0,98 \pm 0,02$. Из табл. 2 ясно видно совместное уменьшение содержаний Cl и Se и рост содержаний F и среднеарифметических содержаний Te при переходе от островодужных к рифтогенным вулканитам.

Наибольшие содержания Cl характерны для островодужных вулканитов, а F - для рифтогенных. Погружающаяся океаническая плита увлекает с собой хлорсодержащие океанические осадки. Под влиянием дегидратации субдуцируемой плиты подошва мантийного клина серпентинизируется. Частичная серпентинизация сопровождается накоплением хлора до 0,7 % [29] в форме промежуточного соединения $Fe_2(OH)_3Cl$, которое легко разрушается при дальнейшей серпентинизации или нагреве, и хлор поступает в зону генерации магмы. По-видимому, Cl может поступать в очаги генерации островодужных магм и при разрушении вторичных амфиболов, возникающих при метаморфизме водонасыщенных пород субдуцируемой океанической плиты. Согласно некоторым моделям, например [32], разрушение амфибола в породах субдуцируемой плиты происходит в области, где генерируются магмы вулканического фронта, тогда как флогопит (основной источник F) разрушается на больших глубинах в области, где генерируются тыловодужные магмы. Так или иначе, наиболее обогащены хлором наименее щелочные вулканиты Восточного пояса. Наоборот, для островодужных шшонит-латитовых, а также рифтогенных магм наблюдается резкий рост содержаний фтора.

Из геохимии известна прямая корреляция распределения в рудах Au с Te и Ag с Se. В то же время наиболее растворимыми в воде являются соединения Au с Cl, с одной стороны, и фторида серебра, с другой. По-видимому, именно последние свойства оказываются более важными в изученном случае для мобилизации и переноса Au и Ag в магматическом процессе, так как величина Ag/Au в вулканитах обнаруживает обратную корреляцию с величиной Cl/F при переходе от островодужных к рифтогенным базальтам. В силу этого обстоятельства в региональном плане на Камчатке между отношениями Ag/Au и Se/Te корреляция обратная (см.табл.2). Видимо, хлор, выделявшийся с водой при дегидратации субдуцируемой плиты, мобилизовал и привносил дополнительные количества золота. Наоборот, в щелочных рифтогенных базальтах наблюдается повышение содержаний F и Ag. На рис. 3 показана принципиальная схема разных условий мобилизации рассматриваемых элементов в ходе субдукционного вулканизма. Ее соединение с реальной геологической схемой вулканизма Камчатки (рисунки такой схемы даны в работах [3, 34]) и дает наблюдаемую картину.

В целом вулканиты Камчатки имеют повышенные относительно кларка содержания золота и пониженные содержания серебра. Это коррелируется с повышенной золотоносностью золото - серебряных месторождений Камчатки. Выше отмечался также отчетливый рост отношения Ag/Au от вулканитов основного состава к кислым, что коррелируется с известной закономерностью связи золотых месторождений в большей мере с базальтовым магматизмом, а серебряных - с более кислым. Относительное или аб-

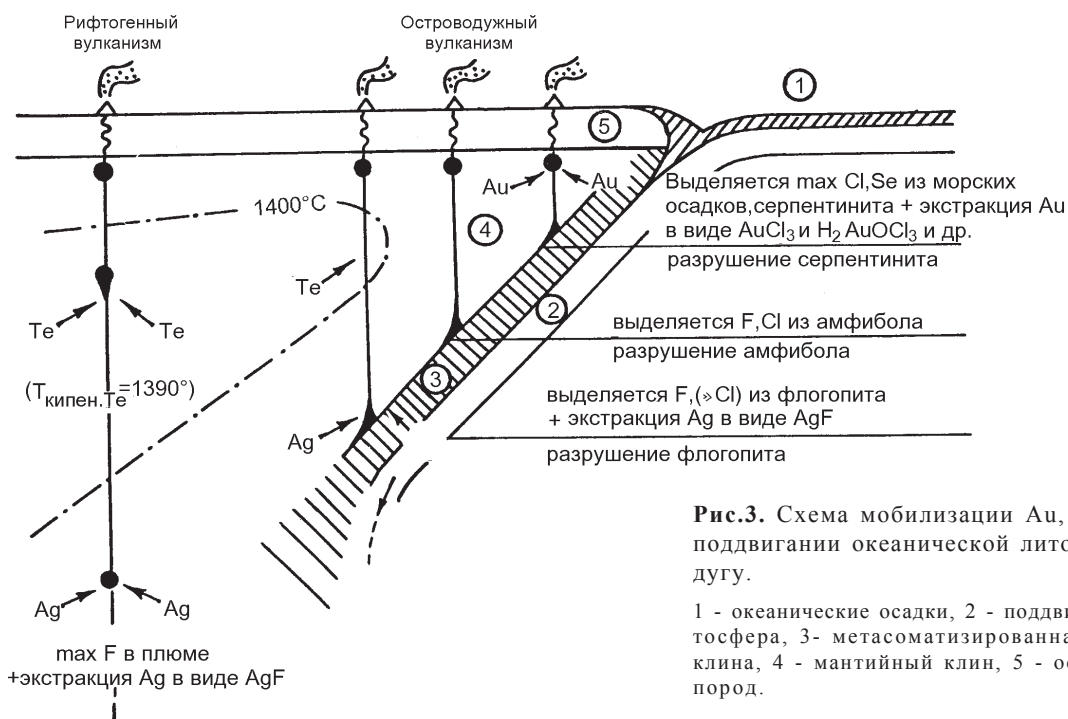


Рис.3. Схема мобилизации Au, Ag, Se, Te, Cl, F при поддвижении океанической литосферы под островную дугу.

1 - океанические осадки, 2 - поддвигаемая океаническая литосфера, 3- метасоматизированная подошва мантийного клина, 4 - мантийный клин, 5 - островодужный комплекс пород.

солотное накопление Ag в кислых вулканитах зачатую происходит параллельно с таким же накоплением F, Se.

ВЫВОДЫ

1. Сделаны первые оценки и уточнения региональных кларковых содержаний Se, Te, Cl, Ag, S, Au, F в вулканических лавах Камчатского сегмента Курило-Камчатской островной дуги. Они отличаются от наблюдаемых кларков в базальтах СОХ и других геодинамических обстановок. По сравнению с базальтами СОХ содержания в лавах Камчатки серы в 5-8 раз, селена в 2-3 раза, теллура и серебра в 1,1-1,5 раза ниже, фтора - такие же или несколько выше, хлора - в три раза и золота в 6 раз выше.

2. От Восточного вулканического пояса через Срединный хребет к Западной Камчатке и от островодужных лав к рифтогенным происходит уменьшение медианных значений содержаний S, Se, Te, Cl в базальтах и андезитах, а также рост содержаний F, Ag и отношений Ag/Au. Среднеарифметическое значение содержаний Te в тех же рядах растет за счет появления части проб с аномально высокими содержаниями этого элемента.

3. Обнаруженные вариации составов объясняются большим влиянием состава поддвигаемой океанической плиты, обогащенной Cl, S и Se, на состав магматических расплавов Восточного пояса и преобладающим влиянием состава верхней мантии - источника K, F и Te - на состав магм Западной Камчатки. Распределение Au в региональном плане коррелируется с распределением Cl, а Ag - с распределением F.

4. Повышенный кларк Au и пониженный кларк Ag в вулканитах Камчатки коррелируется с повышенным значением отношения Au/Ag в золотых и золото - серебряных месторождениях региона. При поддержке РФФИ, грант 97-05-65322.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антонов А.Ю., Вольнец О.Н., Королева Г.П. и др. Золото в четвертичных вулканитах Курильской островной дуги // Вулканология и сейсмология. 1992. № 2. С. 19-29
2. Венке Х., Дрейбус Г., Ягоуц Э. Химия мантии и история аккреции Земли // Геохимия архея. М.: Мир, 1987. С.13-41.
3. Вольнец О.Н. Петрология и геохимическая типизация вулканических серий современной островодужной системы: Дис... д-ра геол.-минер. наук. М: МГУ, 1993. 67 с.
4. Вольнец О.Н., Аношин Г.Н., Пузанков Ю.М., Перепелов А.Б., Антипин В.С. Калиевые базальтоиды Западной Камчатки - проявление пород лампроитовой серии в островодужной системе // Геология и геофизика. 1987. №1 1. С. 41-50.
5. Вольнец О.Н., Бушляков И.Н., Воронина Л.К. Галогены

ны в слюдах вулканических пород Курило-Камчатской островодужной системы // Докл. АН СССР. 1989. Т. 309, № 3. С. 693-697.

6. Вольнец О.Н., Пузанков Ю.М., Аношин Г.Н. Геохимия неогенчетвертичных серий Камчатки // Геохимическая типизация магматических и метаморфических пород Камчатки. Новосибирск, 1990. С. 73-114. (Тр.ИГГ СО АН СССР; Вып. 390).
7. Геология СССР. Т. XXXI. Камчатка и Командорские острова. М.: Наука, 1964. 723 с.
8. Лампроиты. М.: Наука, 1991. 302 с.
9. Леглер В.А. Развитие Камчатки в кайнозой с точки зрения теории тектоники литосферных плит // Тектоника литосферных плит. М.: ВИНТИ, 1977. С.137-169.
10. Назаренко И.И., Кислов А.М., Кислова И.В., Малевский А.Ю. 2,3 - иаминафталин как реагент для определения субмикrogramмовых количеств селена // Журн. аналит. химии. 1970. Т.25, вып. 6. С. 1135-1139.
11. Перепелов А.Б. Геохимия позднекайнозойских высококалийных серий островодужной системы Камчатки: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Иркутск: Ин-т геохимии СО АН СССР, 1989. 26 с.
12. Петров Л.Л., Вольнец О. Н., Пампура В.Д., Пополитов Э.И. Распределение бериллия и фтора в четвертичных вулканитах Курило-Камчатской островной дуги // Вулканология и сейсмология. 1982. № 2. С. 12-21
13. Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987. 336 с.
14. Пополитов Э.И., Вольнец О.Н. Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса. Новосибирск: Наука. Сиб. отд.-ние, 1981. 182 с.
15. Рингвуд А.Е. Происхождение Земли и Луны. М.: Недра, 1982. 293 с.
16. Рябчиков И.Д. Процессы мантийного магмообразования // Магматические горные породы. Эволюция магматизма в истории Земли. М.: Наука. 1987. С. 349-372.
17. Соколова Е.Г., Филиппчук М.Ф. К геохимии селена в отложениях северо-западной части Тихого океана // Геохимия. 1973. №10. С. 1537-1546.
18. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, её состав и эволюция. Рассмотрение геохимической летописи, запечатленной в осадочных породах. М.: Мир, 1988. 379 с.
19. Трошин Ю.П. Геохимия летучих компонентов в магматических породах и магмах различных геодинамических обстановок фанерозойских подвижных поясов Земли // Геохимия магматических пород океана и зон сочленения океан - континент. Новосибирск: Наука. Сиб. отд.-ние, 1984. С. 34-41
20. Трошин Ю.П., Калистратова Е.Ф., Луцкая Н.В., Меньшиков В.И., Гребенщикова В.И., Бойко С.М., Переляев В.И., Захаров М.Н. Геохимические данные о распространении серы, селена и теллура а гранитах // Современные проблемы теоретической и прикладной геохимии. Новосибирск: Наука, 1987. С. 146-154.
21. Greenland L.P., Aguscavage P. Volcanic emission of Se, Te and As from Kilauea volcano, Hawaii // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1986. V.27, № 1/2. P. 195-201.

22. Hamlyn P.R., Keays R.R., Cameron W.E., Crawford A.J., Waldron H. M. Precious metals in magnesian low-Ti lavas: Implications for metallogenesis and sulfur saturation in primary magmas // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1985. V. 49, №8. P. 1797-1812.
23. Hertogen J., Janssens M.-J., Paime H. Trace elements in ocean ridge basalt glasses: implications for fractionations during mantle evolution and petrogenesis // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1980. V. 44, № 12. P. 2125-2143.
24. Keays R.R., Scott R.B. Precious metals in ocean-ridge basalts: implications for basalts as source rocks for gold mineralization // *Econ. Geol.* 1976. V. 71, №4. P. 705 - 720.
25. Morgan J. W. Ultramafic xenoliths: Clues to Earth's late accretionary history // *Journ. Geophys. Res.* 1986. V. 91, № B 12. P. 12375-12387.
26. Nakamura E., McCulloch M.T., Campbell I.H. Chemical geodynamics in the backarc region of Japan based on the trace element and Sr-Nd isotopic compositions // *Tectonophysics.* 1990. V. 174, № 3/4. P. 207-233.
27. O'Neill H. St. C. The origin of the Moon and the early of the Earth-A chemical model. Part I: The Moon // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1991. V. 55, №2. P. 1135-1157.
28. Orberger B., Friedrich G., Woermann E., Traxel K. Se - and Pd - concentrations in Cu-Ni-sulfides/ alloys from ultramafic rocks in the Acoje ophiolite block, Zambales, Philippines // *Bull. Geol. Sol. Finland.* 1989. № 61, pt. 1. P.44.
29. Rucklidge G.C., Patterson G.C. The role of chlorine interperitization // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1977. V. 65, № 1. P. 39-44.
30. Ryabchikov I.D., Schreyer W., Abraham K. Compositions of aqueous fluids in equilibrium with pyroxenes and olivines at mantle pressures and temperatures // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1982. V. 79, № 1. P. 80-84.
31. Sigvaldason G.E., Oskarsson N. Chlorine in basalts from Island // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1976. V. 40, № 7. P. 777-789.
32. Tatsumi Y. Migration of fluid phase and genesis of basalt magmas in subduction zones // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94 B, №4. P. 4697 - 4707.
33. Tilling R.I., Gottfried D., Rowe J.J. Gold abundance in igneous rocks: bearing on gold mineralization // *Econ. Geol.* 1973. V. 68, № 2, P. 168-186.
34. Volynets O. N. Geochemical types, petrology, and genesis of late cenozoic volcanic rocks from the Kurile-Kamchatka island-arc system // *Intern. Geol. Review.* 1994. V. 36. P. 373-405.
35. Wedepohl K. H. The contribution of chemical data to assumptions about the origin of magmas from the mantle // *Fortsch. der Mineral.* 1975. Bd 52, H.2. S. 141-172.
36. Wolf R., Anders E. Moon and Earth: compositional differences inferred from siderophiles, volatiles, and alkalis in basalts // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1980. V. 44, №12. P. 2111-2124.

Поступила в редакцию 28 января 1998 г.

Рекомендована к печати А.И.Ханчуком

Yu.P.Troshin, O.N.Volynets

Distribution of chalcogens, halogens, gold and silver in the Late Cenozoic volcanics of Kamchatka

The paper presents the first evaluation and specified clark contents of Se, Te, Cl, Ag, S, Au, F in the Late Cenozoic volcanic lavas of the Kamchatka segment of the Kuril-Kamchatka island arc. They differ from the available clarkes in basalts of mid-oceanic ridges and other geodynamic settings. As compared with the contents in basalts of the mid-oceanic ridges, in the lavas of Kamchatka the contents of S are 5-8-times, Se 2-3-times, Te and Ag 1.1-1.5-times lower, those of F are the same or slightly higher, and Cl and Au are much higher. From the eastern volcanic belt through the Median Ridge to western Kamchatka and from the island arc lavas to the rift ones there is observed a decrease in the median values of S, Se, Te, Cl in basalts and andesites and a growth of contents of, Ag and Ag/Au ratio. Arithmetical mean of Te content in the same series is raising due to some samples with anomalously high contents of this element. The arithmetical means of S contents in island arc volcanics of Kamchatka amount to 140-265 ppm versus 60-224 ppm in rift volcanics; Cl 157-200 ppm versus 59-114 ppm; F 285-452 ppm versus 847-1209 ppm; Se - 71-85 ppm versus 55-65 ppm; Te - 2.3-2.7 ppm versus 3.1-4.1 ppm; Ag - 19-44 versus 24-31 ppm; Au - 2.6-11.3 ppm versus 3.6-5.4 ppm. The observed compositional variations are due to a large influence of the subducted oceanic plate composition enriched in Cl, S and Se on the composition of magmatic melts of the Eastern volcanic belt and predominating influence of the upper mantle composition (source of K, F and Te) on the composition of Western Kamchatka magmas. The distribution of Au in regional plan is correlated with the distribution of Cl, whereas Ag with that of F. The increased clark of Au and reduced clark of Ag in volcanics of Kamchatka agrees well with the increased Au/Ag ratio in gold and gold-silver deposits of the region.

**КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИЯ АКЦЕССОРНЫХ ЦИРКОНОВ ГРАНИТОИДОВ
ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКИХ МЕЗОЗОИД****Т.С.Хабибулина, В.А.Трунилина***Якутский институт геологических наук СО РАН, г. Якутск*

С помощью типологической классификации Ж.Пюпина и Г.Тюрко (1972,1980) изучена кристалломорфология циркона пород различных гранитоидных ассоциаций Верхояно-Колымских мезозоид: тоналит-гранодиорит-плаггиогранитной, диорит-гранодиорит-гранитной, гранодиорит-гранитной, гранит-лейкогранитной, щелочных и щелочно-полевошпатовых гранитов. Установлены популяции, специфичные для каждой из них. Наиболее четко различаются популяции цирконов гранитоидов мантийно-корового (две первые ассоциации) и корового (две вторые) происхождения, а также щелочных и щелочнополевошпатовых гранитов. Рекомендуется использование метода при систематике гранитоидов и реконструкции физико-химических параметров их кристаллизации.

ВВЕДЕНИЕ

Верхояно-Колымские мезозоиды локализованы на северо-западе Тихоокеанского подвижного пояса и представляют собой складчатое сооружение, возникшее в постбатское время в результате коллизии Колымо-Омолонского гетерогенного микроконтинента и Верхоянской окраины Сибирского континента [6]. В конце юрского и в меловом периоде здесь формировались пояса крупных гранитоидных плутонов в зоне коллизии и цепочки их штокообразных тел и даек во внутренних районах континентальной окраины. Интерес к изучению гранитоидов не затухает до настоящего времени, поскольку с их становлением связано формирование разнообразно эндогенного оруденения.

Расчленение гранитоидов, проведенное на основе полевых и комплексных камеральных исследований эталонных объектов, включало изучение их петрографического состава, химизма пород, породообразующих, акцессорных и ксеногенных минералов, геохимической специфики, в том числе распределения редкоземельных элементов. Это позволило выделить в пределах мезозоид следующие гранитоидные ассоциации или формации: тоналит-гранодиорит-плаггиогранитную (граница юры и мела); раннемеловые диорит-гранодиорит-гранитную, гранодиорит-гранитную, гранит-лейкогранитную; щелочнополевошпатовых и щелочных гранитов (граница раннего и позднего мела) [8].

В настоящее время в связи с составлением Новой серии Госгеолкарт масштаба 1:200 000 возникла необходимость идентификации многочисленных гранитоидных тел, данные по которым ограничиваются петрографическим описанием и химическим составом пород, не всегда позволяющими однозначно трактовать их формационную принадлеж-

ность. Одним из критериев систематики и генезиса гранитоидов может служить кристалломорфология слагающих их минералов, обуславливаемая физико-химическими параметрами и кинетикой среды их образования. Наиболее информативна кристалломорфология циркона, являющегося одним из "сквозных" акцессорных минералов этих пород.

В статье приведены первые результаты изучения его типологии в гранитоидах региона, позволяющие уточнить систематику пород и восстановить параметры их кристаллизации. До сих пор морфология кристаллов циркона магматитов региона изучалась только с позиции разделения их на цирконовый и гиацинтовый типы [5,10].

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Методической основой настоящей работы послужили исследования [2,3,11-13]. Ими установлена изменчивость форм кристаллов циркона в зависимости от условий кристаллизации. Химизм среды играет ведущую роль в росте и различии символов пирамидальных, а температура - призматических граней. В [13] предложена классификация главных типов и подтипов форм циркона в зависимости от температуры (условная шкала I.T) и отношения щелочность/глиноземистость среды образования (условная шкала I.A) (рис. 1, 2). При этом следует учитывать некоторую ограниченность шкалы I.T с предельной температурой до 900°C, так как в настоящее время известны и более высокотемпературные гранитоиды. Скорость кристаллизации и содержание летучих в расплаве отражаются вариациями индекса I.T, а неоднородность среды и эволюция ее химизма - вариациями индекса I.A [2].

Выделение популяций цирконов из гранитоидов проведено по общепринятой методике. Каждая популяция содержала не менее 100 зерен. Для каждой

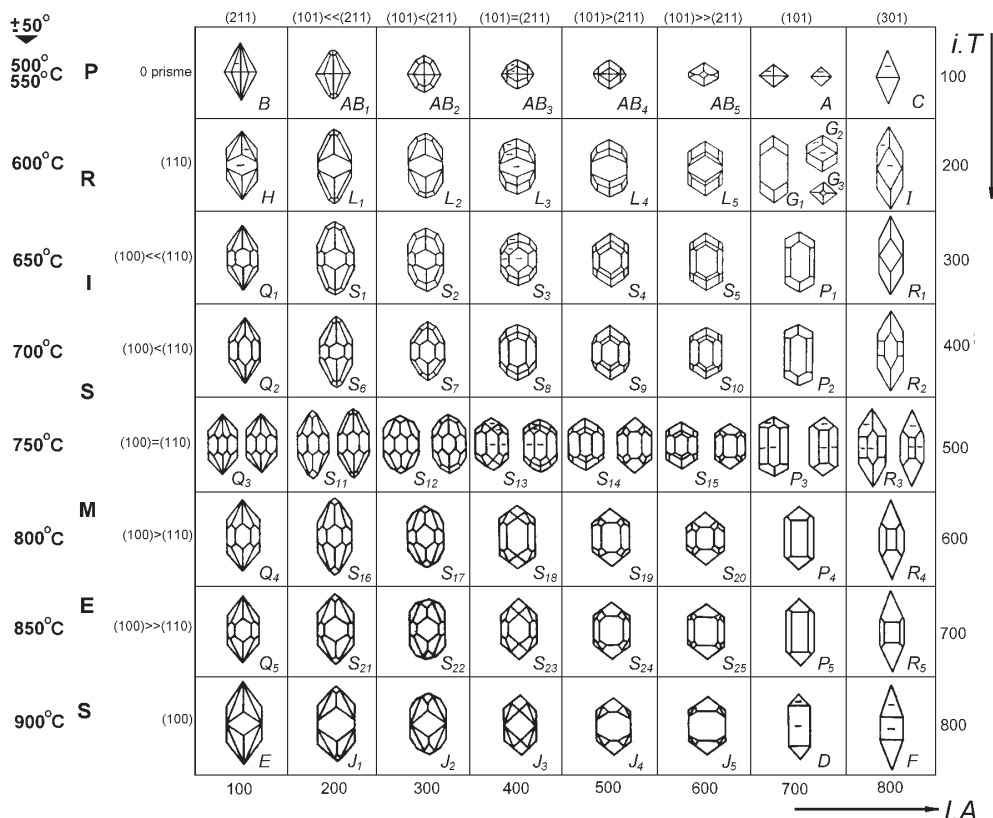


Рис. 1. Основные морфотипы акцессорного циркона [13].

I.A - индекс популяции (соотношение основных и дополнительных пирамид), I.T - индекс температуры (соотношение основных призм).

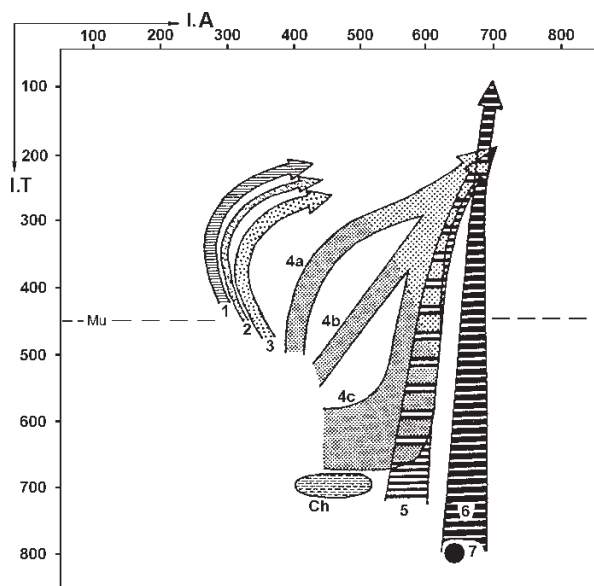


Рис. 2. Главные тренды эволюции цирконовых популяций [12].

Тренды популяций цирконов гранитоидов: 1-3 - корового или преимущественно корового происхождения; 4 (а, b, c)-гибридных мантийно-коровых; 5 - субщелочных, 6 - щелочных и 7 - толеитовых серий. Mu - предел распространения цирконовых популяций мусковитовых гранитов (I.T < 450), Ch - область распространения цирконовых популяций чарнокитов.

из гранитоидных ассоциаций популяции цирконов изучались во всех петрографических разностях пород главных фаций массивов. Эти популяции характеризуются в рамках ассоциации общим набором морфотипов при некоторых вариациях их количественных соотношений. Для каждого морфотипа циркона определялось средневзвешенное процентное содержание в каждой разности пород, для каждого отдельного массива и для всей совокупности в целом. Для каждого массива и совокупности в целом на этой основе определены средние значения индексов I.T и I.A. Всего изучено 60 проб из 20 гранитоидных массивов. Цирконы полиформационных массивов и массивов краевой зоны Колымо-Омолонского микроконтинента в статье не рассматриваются.

ТОНАЛИТ-ГРАНОДИОРИТ-ПЛАГИОГРАНИТНАЯ АССОЦИАЦИЯ

Массивы ассоциации трансформируют внешнюю границу зоны коллизии. Они сложены комплексом пород от диоритов и тоналитов до гранодиоритов и плагиогранитов. Граниты редки. Минералогия пород - пироксен-амфиболовая (с подчиненным биотитом) ассоциация низко- и умеренно железистых темноцветных минералов, низкоупорядоченный плагиоклаз битовнит-андезиновой состава, высокий (до промежуточного) ортоклаз - отвечает кристаллизации их из маловодного высокотемпературного расплава.

плава. Породы принадлежат известковой низкощелочной петрохимической серии [1]. По типоморфизму минералов, повышенной натровости, отсутствию корунда в нормативном составе и минимума Eu на трендах РЗЭ, низким отношениям $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,704-0,706) они близки гранитоидам М-типа. Образование подобных гранитоидов связано с селективным плавлением эклогитов в мантийных условиях [7], что подтверждается присутствием в изученных породах реститовых клинопироксен-гранатовых сростаний эклогитового парагенезиса.

Изучены цирконы 5 массивов (всего 15 проб, из них 6 проб диоритов и тоналитов, 5 - гранодиоритов, 3 - плагиогранитов и 1 проба гранитов). Популяции цирконов (рис. 3а) характеризуются узким диапазоном преобладающих морфотипов. Высокотемпературные морфотипы I_4 , I_5 , S_{24} , S_{25} в сумме составляют 70% популяции. Гораздо менее (1-6%) распространены примыкающие к ним морфотипы I_3 , S_{18-20} , $P_{4,5}$. В целом образование цирконов начиналось и заканчивалось при повышенных температурах (900-750°C) из относительно сухого расплава, в сравнительно узком диапазоне повышенных значений отношения щелочность/глиноземистость. Средние значения индекса I.T для разных массивов варьируют от 660 до 800, индекса I.A - от 497 до 565. Для всей совокупности они равны, соответственно, 695 и 544. По Ж.Пюпину [12], такой набор морфотипов типичен для пород толеитовых серий, включающих плагиограниты и отвечающих мантийному или преимущественно мантийному генезису материнских расплавов (корни стволов 5 и 6, см. рис. 2). Низкотемпературный преобразованный морфотип G_1 отмечен в количестве до 1% и только в 3-х пробах из 15, что подтверждает маловодность материнских расплавов.

Таким образом, результаты изучения типологии цирконов рассмотренной группы гранитоидов согласуются с выводами, сделанными на основе их петрографических, петро- и геохимических особенностей.

ДИОРИТ-ГРАНОДИОРИТ-ГРАНИТНАЯ АССОЦИАЦИЯ

Штоки, трещинные интрузии и свиты даек, слагающих ассоциацию, образуют цепочки, вытянутые вдоль зон крупных разломов ("поперечные" интрузивные ряды) во внутренней части Верхоянской континентальной окраины. Породы главных фаций массивов представлены кварцевыми диоритами, гранодиоритами, гранитами. Они характеризуются амфибол-биотитовой (со спорадическим пироксеном) ассоциацией умеренно- и низкожелезистых темноцветных минералов, зональным плагиоклазом преимущественно андезинового состава и высоким ор-

токлазом. Аксессуарный гранат содержит до 25% пиропового минала. Среди ксеногенных минералов установлены дистен, силлиманит и андалузит. Обычны микроксенолиты шпинель-флогопит-диопсидовых кристаллических сланцев и метавулканитов основного состава. Химизм пород отвечает известково-щелочной серии. Величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ варьирует от 0,704 до 0,712 [4]. На основе этих данных сделан вывод о генерации исходных маловодных высокотемпературных расплавов в низах коры, включающих горизонты основных пород, или на границе ее с мантией с последующим перемещением области плавления в более высокие горизонты кристаллического фундамента [8].

Популяции цирконов изучены в породах этапного Дербек-Нельгехинского поперечного ряда интрузий (14 проб из 5 массивов: 3 - из кварцевых диоритов, 6 - гранодиоритов, 5 - гранитов). 57% популяции (рис. 3б) составляют высокотемпературные морфотипы D , I_4 , I_5 . Относительно широко распространены смежные морфотипы S_{23-25} , I_3 , P_5 . В значимых количествах присутствуют среднетемпературные и менее "щелочные" морфотипы. По сравнению с цирконами пород тоналит-гранодиорит-гранитной ассоциации, основной ареал популяции смещен здесь в область более высоких значений отношения щелочность/глиноземистость. Средние величины индекса I.A для отдельных массивов 436-657, для всей совокупности - 579 при соответствующих величинах индекса I.T 646-800 и 735.

Таким образом, кристаллизация цирконов в породах диорит-гранодиорит-гранитной ассоциации проходила в относительно узком температурном интервале (900-750°C) в условиях колебания химизма или неоднородности среды (с преобладанием повышенных значений индекса I.A), с сохранением многообразия форм до конца процесса кристаллизации цирконов (многократное зарождение его индивидов в гетерогенной среде). Ореолы расположения популяций цирконов на типологической диаграмме приурочены к корням стволов 4с ("гибридизированные" граниты), 5 и 6 (гранитоиды мантийного или мантийно-корового происхождения) (см. рис. 2).

Эта картина с учетом обилия морфотипов, по нашему мнению, подтверждает приведенные выше выводы о генерации исходных расплавов в низах коры фемического профиля или на границе ее с мантией и последующем его взаимодействии с сиалическими горизонтами фундамента. Практически полное отсутствие низкотемпературных преобразованных морфотипов отражает низкую водонасыщенность этих расплавов.

ГРАНОДИОРИТ-ГРАНИТНАЯ АССОЦИАЦИЯ

Штоко- и плитообразные массивы ассоциации широко распространены непосредственно в зоне коллизии и ограничено - во внутренних районах континентальной окраины. Их главные фации сложены гранодиоритами и гранитами. Лейкограниты, гранит- и гранодиорит-порфиры образуют дайки и мелкие штоки поздней субфазы. Особенности минерального состава пород главных фаций (умеренно железистые амфиболы и биотиты, плагиоклаз андезин-олигоклазового состава со средней и высокой степенью структурной упорядоченности, промежуточный - до низкого ортоклаза и микроклин), корунд-нормативный химический состав и принадлежность к известково-щелочной серии, величины отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,708-0,714), отчетливо выраженный минимум Eu на трендах РЗЭ говорят о кристаллизации гранитоидов из умеренно обогащенных водой коровых расплавов, генерировавшихся в пределах сиалических горизонтов фундамента [8].

Популяции цирконов изучены в 8 пробах из 4 массивов, по 4 пробы из гранодиоритов и гранитов (рис. 3в). Они включают умеренно- и высокотемпературные морфотипы S_{21} , Q_3 , Q_4 , Q_5 , S_{16} , S_{12} , S_{17} , S_{11} , E (в порядке убывания частоты встречаемости) и резко отличаются от популяций цирконов рассмотренных выше ассоциаций низкими величинами индекса I.A (среднее для отдельных массивов - 187-238, для

всей совокупности - 205) при меньших значениях индекса I.T (537-660 и 608 соответственно). Такие популяции обычны для коровых гранитоидов повышенной глиноземистости [12], что подтверждает выводы, сделанные на основе комплексного изучения пород ассоциации. Присутствие низкотемпературных преобразованных морфотипов G_1 и L_5 ("щелочная ветвь") согласуется с интенсивным проявлением в породах аутометасоматической микроклинизации.

ГРАНИТ-ЛЕЙКОГРАНИТНАЯ АССОЦИАЦИЯ

Массивы ассоциации локализованы вдоль внутренней границы зоны коллизии и в примыкающих участках континентальной окраины. Форма их преимущественно плитообразная, небольшой вертикальной протяженности. Породы главных фаций представлены биотитовыми и двуслюдяными гранитами с высокожелезистым, высокофтористым биотитом, олигоклазом, олигоклаз-альбитом и микроклином высокой степени структурной упорядоченности. В апикальных зонах массивов граниты интенсивно грейзенизированы. Породы высокоглиноземистые, принадлежат высококалиевой петрохимической серии с глубоким минимумом Eu на трендах РЗЭ. Эти данные, значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (более 0,710), присутствие ксенолитов кристаллических сланцев амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма - определяют кристаллизацию пород из относительно низкотемпературных, обогащенных во-

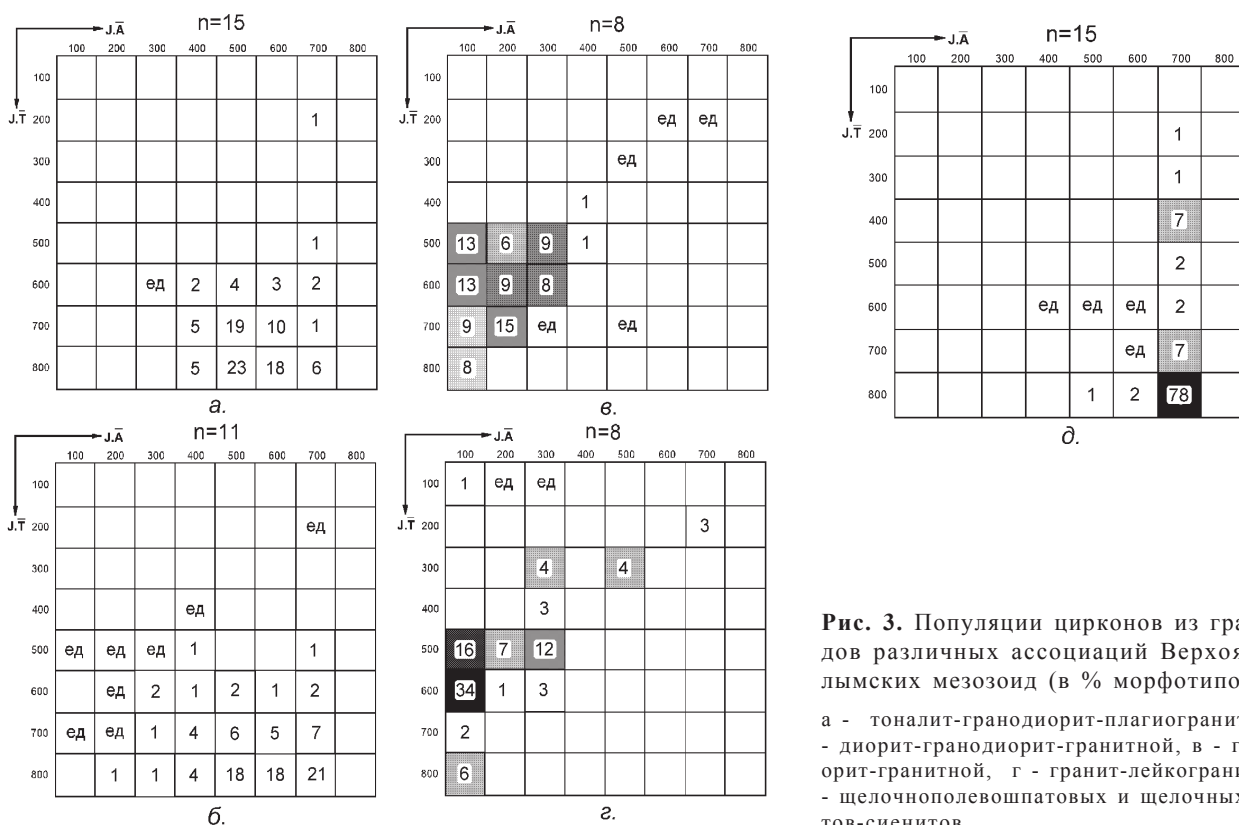


Рис. 3. Популяции цирконов из гранитоидов различных ассоциаций Верхояно-Колымских мезозоид (в % морфотипов):

а - тоналит-гранодиорит-плагиогранитной, б - диорит-гранодиорит-гранитной, в - гранодиорит-гранитной, г - гранит-лейкогранитной, д - щелочнополевошпатовых и щелочных гранитов-сиенитов.

дой и фтором гранитных расплавов верхних горизонтов кристаллического фундамента [14].

Цирконовые популяции (рис. 3г) изучены в 8 пробах из 4-х массивов (по 4 пробы из биотитовых и двуслюдяных лейкократовых гранитов). 69% популяции составляют морфотипы Q_4 , Q_3 , S_{12} и S_{11} , образовавшиеся на раннемагматическом этапе при умеренных температурах (750-800°C) и низких значениях отношения щелочность/глиноземистость. Высокотемпературные морфотипы E и Q_5 распространены ограниченно и иногда несут отчетливые следы растворения (вероятно, реститовые или ксеногенные). В значимых количествах установлены более низкотемпературные (650-700°C) морфотипы S_2 , S_7 , S_4 , образовавшиеся на позднем этапе кристаллизации при сохранении низких значений индекса I.A (высокой глиноземистости среды). Достаточно широк набор преобразованных кристаллов, преимущественно "плюмазитовой ветви" (B , AB_1 , AB_2).

Значительный температурный диапазон кристаллизации и присутствие преобразованных морфотипов цирконов говорят о повышенном содержании летучих в исходных расплавах. Вариации средних значений индексов I.T и I.A для отдельных массивов относительно небольшие: 307-500 и 101-220 при средних для всей совокупности, соответственно, 386 и 182. Подобные популяции цирконов характерны для гранитоидов корового происхождения, материнские расплавы которых возникали при анатексисе обводненных кристаллических сланцев [12], что согласуется и с приведенными выше выводами на основе комплексного изучения пород.

От популяций цирконов пород гранодиорит-гранитной формации они отличаются меньшей ролью высокотемпературных морфотипов и разнообразием низкотемпературных преобразованных кристаллов.

ЩЕЛОЧНО-ПОЛЕВОШПАТОВЫЕ И ЩЕЛОЧНЫЕ ГРАНИТЫ

Мелкие штокообразные тела гранитов ассоциации локализованы в зонах крупных тектонических нарушений и узлах их пересечения, независимо по отношению к зоне коллизии. Спектр пород - от щелочно-полевошпатовых (олигоклаз-альбит, альбит, мезопертит) гранитов с гастингситом и железистым биотитом до эгирин-арфведсонитовых щелочных гранитов, граносиенитов и сиенопегматитов. Локально проявлены жильные кварцевые альбититы и грейзены. Породы принадлежат высококальциевой и латитовой петрохимическим сериям, характеризуются высокими содержаниями P3Э при резко дифференцированных трендах их распределения и относительно низкими (0,706-0,708) значениями отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. По своей специфике они близки А-границы,

для которых предполагается образование материнских магм из реститовых нижнекоровых субстратов [15].

Изучены цирконовые популяции из 4 массивов (7 проб щелочнополевошпатовых и 3 - щелочных гранитов). Во всех популяциях резко преобладает высокотемпературный высокощелочной морфотип D (в среднем для совокупности 78%) (рис. 3д). Основная направленность эволюции морфотипов почти строго отвечает щелочному стволу 6 диаграммы Ж. Пюпина: $P_5 + I_5 \rightarrow P_4 \rightarrow P_3 \rightarrow P_2 \rightarrow P_1 \rightarrow G_1$. Количество смежных морфотипов J_4 и S_{17-20} не превышает 1%. При максимальном температурном интервале (I.T=900-200), индекс I.A остается стабильным: 600—800 - на раннемагматическом этапе и около 700 - до конца процесса кристаллизации, вплоть до появления преобразованного морфотипа G_1 (I.T=200, T=600°C).

Кристаллизация протекала без значительных перерывов при постепенном снижении температуры, сохраняющейся высокой щелочности среды и многократном зарождении индивидов циркона. Ее длительность говорит о повышенном содержании летучих в расплаве, в ходе дифференциации давшем начало таким породам, как сиенопегматиты и альбититы. Подобные породы отнесены к гранитоидам мантийного или существенно мантийного источника [12] но, по нашим данным, могут возникать и в нижнекоровых субстратах, ошелоченных под воздействием флюидов поднимающихся диапиров щелочно-базальтоидных магм [9].

ВЫВОДЫ

По набору морфотипов цирконов среди изученных гранитоидов Верхояно-Колымских мезозоид четко различаются три группы:

- гранитоиды гранит-лейкогранитной и гранодиорит-гранитной ассоциаций корового происхождения, кристаллизовавшиеся из высокоглиноземистых расплавов умеренной и высокой водонасыщенности в условиях низких значений отношений щелочность/глиноземистость (I.A среднее, соответственно, 182 и 205) и различающиеся, главным образом, величиной среднего значения индекса I.T (386 и 609) и разнообразием низкотемпературных преобразованных морфотипов;

- гранитоиды тоналит-гранодиорит-гранитной и диорит-гранодиорит-гранитной ассоциаций мантийно-корового происхождения, кристаллизовавшиеся из высокотемпературных расплавов низкой водонасыщенности в гетерогенной среде при варьирующих повышенных значениях индекса I.A. Различие между ними заключается в большем разнообразии морфотипов (большей гетерогенности среды) цирконов пород диорит-гранодиорит-гранитной ассоциации (I.A среднее

для отдельных массивов, соответственно, 497-565 и 436-579, при средних для совокупностей - 544 и 579; I.T - 610-800 и 646-800 для отдельных массивов и 695 и 735 - для совокупностей;*

- щелочно-полевошпатовые и щелочные граниты с четко направленной щелочной эволюцией морфотипов и незначительными вариациями индекса I.A (600-800, при среднем -695) при большом диапазоне индекса I.T (900-200), кристаллизовавшиеся из богатых летучими и щелочами, длительно охлаждавшихся высокотемпературных расплавов.

Изучение кристалломорфологии цирконовых популяций позволяет качественно оценить характер субстратов магмаобразования, кинетику кристаллизации, роль летучих компонентов. Характер этих популяций может служить дополнительным критерием при систематике гранитоидных образований, изученных на петрографическом и петрохимическом уровне.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бородин Л.С. Петрохимия магматических серий. М.: Наука, 1987. 168 с.
2. Бродская Р.Л., Марин Ю.Б., Шнай Г.Н., Саминина И.А. Реставрация условий и кинетики становления гранитов редкометальных формаций по кристалломорфологии акцессорного циркона//Зап. ВМО. 1986. Вып. 1, ч. 115. С. 50-62.
3. Гераничева Г.К., Марин Ю.Б. Причины морфологической изменчивости цирконов//Зап. ЛГУ. 1968. Т. 54, вып. 2. С. 56-67.
4. Зайцев А.И. Изотопная геохимия Rb-Sr систем гранитоидов // Петрология позднемезозойских магматических пород Восточной Якутии. Новосибирск: Наука, 1992. С. 71-101.
5. Ипатьева И.С. Акцессорные минералы позднемезозойских гранитоидов Северо-Востока СССР. Новосибирск: Наука, 1976. 110 с.
6. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
7. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 380 с.
8. Трунилина В.А. Геология и рудоносность позднемезозойских магматических образований северо-востока Якутии. Новосибирск: Наука, 1992. 257 с.
9. Трунилина В. А., Парфенов Л. М., Лейер П., Орлов Ю. С., Зайцев А. И. Среднепалеозойский Томмотский массив щелочных габброидов и сиенитов Верхояно-Колымских мезозоид и его тектоническая позиция //Геология и геофизика, 1996. Т. 37, N 4. С. 71-82.
10. Хабибулина Т.С., Сурнин А.А. Акцессорные минералы//Петрология позднемезозойских магматических пород Восточной Якутии. Новосибирск: Наука, 1992. С. 137-151.
11. Червинская А.Д., Тархов Ю.А. Морфология кристаллов акцессорного циркона и химические особенности материнских горных пород // Акцессорные минералы магматических и метаморфических пород. М.: Наука, 1982. С. 161-176.
12. Pupin J.P. Zircon and Granite Petrology//Contrib. Miner. Petrol., 1980. V. 73. P. 207-220.
13. Pupin J.P., Turco G. Une typologie originale du zircon accessoire//Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr. 1972. V. 95. P. 348-359.
14. Trunilina V.A., Orlov Ju.S., Fedotov M.V. Composition of the crystalline basement of the Verkhoyansk-Kolyma Mesozoids. Data from deep xenoliths in granitoids//Z. geol. Wiss. 1994. V. 22 (1/2). P. 147-152.
15. Whalen J. A-type granites in New Breeswick//Pap. Geol. Surv. Can. 1988. N 86/1a. P. 297-300.

Поступила в редакцию 5 октября 1997 г.

Рекомендована к печати Л.П.Карсаковым

T.S.Khabibulina, V.A.Trunilina

Crystallomorphology accessory of zircons in granitoids of the Verkhoyansk-Kolyma Mesozoids

Pupin and Turco's (1972,1980) typological diagrams have been used for studying crystallomorphology of zircon in granitic rocks of different granitoid associations of the Verkhoyansk-Kolyma mesozoids: tonalite-granodiorite-plagiogranite, diorite-granodiorite-granite, granodiorite-granite, granite-leucogranite, alkali and alkali-feldspar granites. Special populations with zircon have been established in them. Zircon granitoids of the mantle-crustal (two first associations), and crustal (two second associations), and alkali and alkali-feldspar granites are most clearly differentiated. The obtained results may be recommended for systematization of the granitic rocks of the region and reconstruction of the parameters of their crystallization.

* Примечание рецензента (С.А.Коренбаум). Для оценки формационной принадлежности пород необходимо сопоставить морфологические характеристики кристаллов на уровне пород близкой основности и со сходными температурами кристаллизации.

СТРАТИГРАФИЯ

УДК. 564.1:551.782.1(571.64)

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ХОЙНДЖИНСКОЙ И ВЕРХНЕДУЙСКОЙ СВИТ (ЗАПАДНЫЙ САХАЛИН)

В.Д.Худик*, К.Аmano**

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

**Университет Джоэтсу, г. Джоэтсу, Япония

Приведены результаты изучения остатков двустворчатых моллюсков из морских фаций, выделяемых в хойнджинском опорном разрезе Западного Сахалина в районе развития стратотипа верхнедуйской свиты. Дан анализ фауны, установленной из средней части верхнедуйской свиты. Полученные данные радиологического возраста по К-Аг (17.6 ± 0.9 млн лет) для верхней части толщи хойнджинских андезибазальтов и анализ ископаемых из песчаников, залегающих стратиграфически выше них, обосновывают раннемиоценовый возраст отложений, подстилающих верхнедуйскую свиту. Показано значение анализа структуры сообществ моллюсков миоцена Сахалина для уточнения возраста вмещающих фаун толщ и выяснения истории геологического развития Западного Сахалина в конце раннего и начале среднего миоцена.

На Западном Сахалине, вдоль побережья Татарского пролива, в береговых обнажениях от м. Спасенный до пос. Дуэ наблюдается разрез морских и континентальных отложений в возрастном интервале от верхнего мела до миоцена включительно (рис. 1). В разное время здесь были выделены стратотипы (снизу вверх): каменной, нижнедуйской, генойшинской, хойнджинской и верхнедуйской свит западного побережья Сахалина. Хорошая обнаженность отложений, наличие в них остатков фауны и флоры нередко удовлетворительной сохранности (встречаются фораминиферы, кораллы, брюхоногие и двустворчатые моллюски, листовая флора) позволили биостратиграфам считать данный разрез (хойнджинский) в качестве одного из опорных для западной части Сахалина [2,9,15].

Верхнюю (миоценовую) часть хойнджинского разреза слагает верхнедуйская свита, содержащая промышленные запасы высококачественных углей. Эта свита часто используется для широких межрегиональных корреляций и реконструкции геологических событий бассейна Северо-Западной Пацифики в конце раннего - начале среднего миоцена [4,8,18].

Данная работа суммирует информацию, накопившуюся у авторов за последнее время о стратотипе верхнедуйской свиты.

История изучения верхнедуйской свиты подробно изложена ранее [17,18]. Заметим лишь, что первоначально она была выделена А.Н.Криштофовичем [11] в районе рудника Дуэ как континентальные угле-

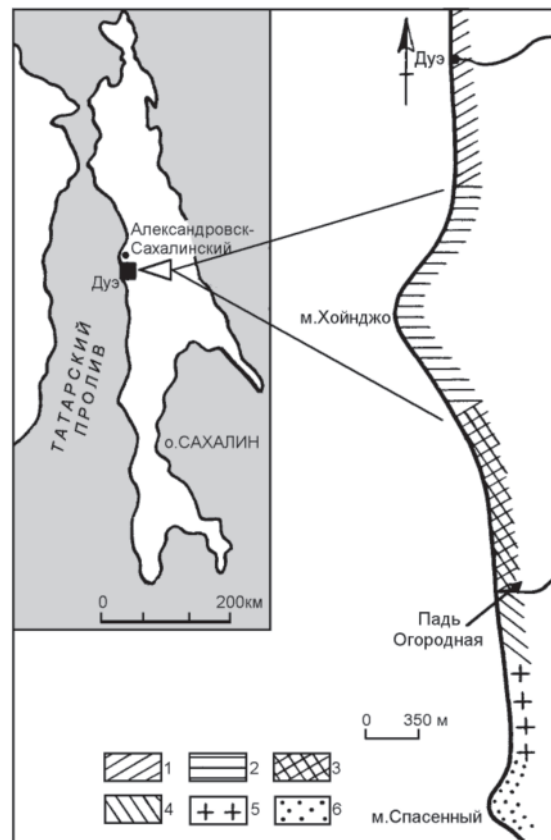


Рис. 1. Район исследований

1 - верхнедуйская свита; 2 - хойнджинская свита; 3 - генойшинская свита; 4 - нижнедуйская свита; 5 - каменная свита; 6 - меловые отложения.

носные отложения дуйской свиты, представленной, в основном, переслаивающимися песчаниками и алевролитами с многими пластами каменного угля, нередко рабочей мощности. Позже [10], при изучении угленосных отложений района пос. Дуэ и анализе содержащихся в них остатков листовой флоры А.Н.Криштофович обосновал двучленное деление дуйской свиты: нижняя часть (светло-серые среднезернистые песчаники с прослоями углей, мелко- и среднегалечных конгломератов и, местами, ожелезненных алевролитов) была обособлена в самостоятельную нижнедуйскую свиту (стратотип в 2-х км южнее м. Хойнджо), а верхняя (переслаивание зеленовато-серых, почти белых среднезернистых песчаников, алевролитов, угольных пластов преимущественно рабочей мощности) - в верхнедуйскую свиту (стратотип располагается севернее м. Хойнджо). Согласно его представлениям, континентальные отложения обеих свит разделены между собой мощной толщей морских образований, расположенных в районе м. Хойнджо и несколько южнее его* (см. рис 1). По данным изучения остатков листовой флоры, возраст нижнедуйской свиты А.Н.Криштофовичем датировался эоценом, верхнедуйской - поздним олигоценом.

В последующие годы верхнедуйская свита, как и содержащиеся в ней остатки листовой флоры изучались Б.А. Сальниковым, Б.М. Штемпелем, И.И. Ратновским, Т.Н. Байковской, М.А. Ахметьевым, Л.И. Фотьяновой, А.Г. Аблаевым, А.А. Капицей, В.А. Красиловым, И.Н. Шмидт и др. Несмотря на то, что эти отложения в целом на сегодня следует признать одними из наиболее изученных в хойнджинском разрезе, ряд вопросов принципиального значения остается до конца не решенными. Так, если в отношении верхней границы верхнедуйской свиты мнения исследователей едины, и она проводится по резкой смене (с перерывом, но без углового несогласия) угленосных пород прибрежно-морскими отложениями сертунайской свиты (светлые среднезернистые песчаники с прослоями глауконитовых песчаников, темно-серых глин и аргиллитов, с часто встречающимися округлыми конкрециями карбонатных песчаников, алевролитов и мергелей с редкими геннойшами, с включением мелкой гальки разнообразных пород), то положение нижней ее границы до сих пор дискуссионно, а сведения о наличии в ней морских фаций и остатков моллюсков крайне скудны.

В стратотипе верхнедуйской свиты, в 200 м севернее м. Хойнджо (рис. 2) выше мощной толщи базальтов и андезибазальтов (70 м) верхней части хойнджинской свиты выделяется пачка песчаников, алевролитов и аргиллитов (27 м), положение которой в стратиграфической схеме до настоящего времени не вполне ясно. В кровле этой пачки наблюдается пере-

слаивание темно-серых алевролитов и аргиллитов с остатками листовой флоры (А на рис. 2) раннемиоценового [3,9,10] или олигоценного [2,17,18] возраста. Данное обстоятельство, с учетом литологических особенностей выше - и нижележащих отложений, позволило различным исследователям относить темно-серые алевролиты и аргиллиты с флорой в одном случае к базальным слоям ниже-среднемиоценовой верхнедуйской свиты, в другом - самой верхней части подстилающей хойнджинской свиты олигоцена.

В предыдущих работах одного из авторов [20,21,35] были приведены таксономический состав и краткие сведения о двустворчатых моллюсках (Б на рис. 2), впервые обнаруженных в песчаниках (1,5 м) зеленовато-коричневых, грубозернистых ожелезненных, подстилающих алевролиты и аргиллиты с флорой. Эта фауна содержит остатки: *Nuculana* sp., *Yoldia gretschischkini* L.Krisht., *Y. chojensis* Simonova, *Portlandia cerussata* (Slod.), *Malletia* cf. *epikorniana* L.Krisht., *M.* sp., *Lima sakhalinensis* Slod., *Mytilus* cf. *podkagernensis* Slod. et Il., *Modiolus gradulatus* Slod., *Lucinoma acutilineata* (Conrad), *Thyasira* ex gr. *bisecta* (Conrad), *Ciliatocardium evseevi* Kafanov et Savizky, *Callista* cf. *pittsburgensis* Dall, *Liocyma* cf. *furtiva* (Yok.), *Felaniella* cf. *usta* (Gould), *Tellina* cf. *piercei* (Arnold), *Macoma* ex gr. *middendorffii* Dall, *M. nipponica* (Tokunaga), *M.* cf. *simizuensis* L. Krisht. Палеоэкологический и палеобиогеографический анализы фауны однозначно выявили ее приуроченность к относительно мелководным, прибрежным участкам верхней сублиторали (до 50 м) морского бассейна, а преобладание *Lima sakhalinensis*, *Lucinoma acutilineata*, и *Macoma nipponica* свидетельствует об относительно тепловодном облике фауны в целом.

Путем сравнения с фаунами сопредельных территорий бассейна Северной Пацифики (Камчатка, Северная Япония, Северо-Западная Америка) удалось установить довольно неоднородный состав фауны слоя песчаников. Оказалось, что фауна района м. Хойнджо содержит отдельные таксоны малакофаун в возрастном диапазоне от эоцена по миоцен включительно, что существенно затрудняет ее возрастную датировку. Вместе с тем, данные о возрасте пород, вмещающих фауну, с учетом мнения о раннемиоценовом возрасте флоросносных слоев, залегающих в разрезе стратиграфически выше (см. рис. 2), позволили бы вплотную подойти к решению вопроса обоснования границы между олигоценом и миоценом в регионе, указав тем самым в хойнджинском разрезе важнейший стратиграфический репер для сопоставления олигоцен-миоценовых толщ бассейна Северной Пацифики.

Согласно имеющимся сведениям, значение радиологического возраста границы палеогена и неогена определяется от 24,5 млн лет [39] до 23,8 млн лет [26]. Полученные данные абсолютного возраста по К-

*Это геннойшинская и хойнджинская свиты.

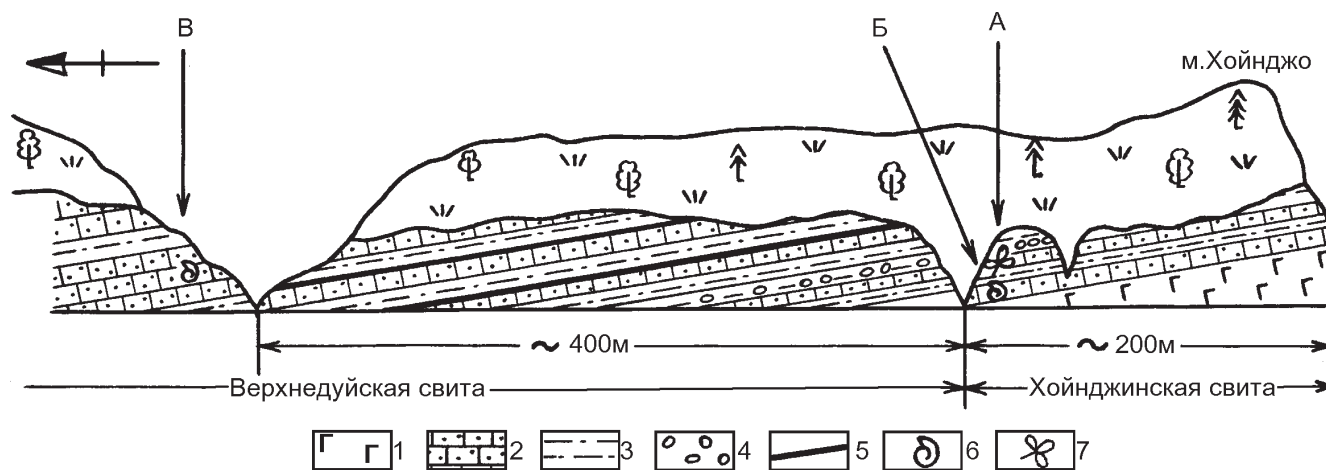


Рис. 2. Схематический разрез отложений района м. Хойнджо с указанием местонахождений фауны и флоры.

1 - андезибазальты; 2 - песчаники; 3 - алевролиты; 4 - конгломераты; 5- угли; 6 - фауна; 7 - флора.

Ar (Department of Environmental Services, Teledyne Brown Engineering Co., New Jersey, USA) для верхней части толщи хойнджинских андезибазальтов дали датировку $17,6 \pm 0,9$ млн лет. Это показывает, что формирование верхней части хойнджинской свиты (см. рис. 2) пришлось на конец раннего миоцена, и свидетельствует о преждевременности попыток обоснования положения границы между олигоценом и миоценом в разрезе на рубеже хойнджинской и верхнедудской свит, как полагалось многими исследователями ранее. Вместе с тем, по мнению М.Я. Серовой [15], изучавшей планктонных фораминифер, геннойшинская свита, подстилающая хойнджинскую, имеет позднеолигоценный возраст. Основание тому - выделенные ею три комплекса фораминифер, характеризующие нижнюю, среднюю и верхнюю части геннойшинской свиты и возможность сопоставить по ним вмещающие толщи свиты с отложениями олигоцена Камчатки (утхолокско-вивентекский горизонт) и Южного Сахалина (аракайский горизонт).

Попутно заметим, что в нижней части геннойшинской свиты (район пади Огородной), в 12 м выше контакта свиты с подстилающей нижнедудской нами был обнаружен комплекс фауны двустворчатых моллюсков и среди них *Nemocardium iwakiensis* (Makiyama). Согласно литературным данным [1,5,30], в Японии, на Сахалине и Камчатке этот вид характерен для толщ преимущественно олигоценного возраста. В связи со сказанным, границу между олигоценом и миоценом в хойнджинском разрезе, вероятно, следует проводить внутри интервала геннойшинской и хойнджинской свит Западного Сахалина, скорее всего - внутри хойнджинской свиты.

Позднедудская эпоха, наступившая на Сахалине после вспышки раннемиоценового чеховского вул-

канизма, ознаменовалась осушением значительных территорий острова, особенно в его западной части. В это время осадконакопление в Западно-Сахалинском бассейне происходило в обстановке прибрежной низменности, связанной с полуоткрытым мелководным морем [6]. Ранее был предпринят ряд безуспешных попыток фациального анализа угленосных [7] и безугольных [6] толщ верхнедудской свиты. Однако большинство этих, достаточно детальных исследований по разным причинам касалось отложений свиты, развитых в районе г. Александровска и севернее него (пос. Мгачи). В отношении безугольных толщ стратотипа свиты (окрестности пос. Дуэ) и связанных с ними морских фаций таковых сведений явно недостаточно, а ссылки на состав и характер содержащихся в них остатков фауны, по ряду причин, вызывают сомнения.

В 600 м севернее м. Хойнджо развита средняя часть верхнедудской свиты, представленная алевролитами и рыхлыми мелкозернистыми песчаниками. Здесь (В на рис. 2) выделяется толща (16 м) переслаивания темно-серых алевролитов и коричневых песчаников, значительно ожелезненных. В нижней части нами обнаружены остатки моллюсков *Chlamys* sp., *Spisula (Mactromeris)* sp., *Macoma* sp. Выше по разрезу таксономический состав комплекса более разнообразен. Помимо двустворчатых моллюсков (*Acila* sp., *Nuculana chinaensis* Ilyina, *Yoldia* cf. *chojensis* Sim., *Portlandia* sp., *Mytilus* sp., *Lucinoma* ex gr. *acutilineata* (Conrad), *Ciliatocardium* cf. *shinjiense* (Yok.), *Spisula* sp., *Mya* cf. *cuneiformis* (Bohm)) здесь встречаются клешни краба, близкого, по мнению М. Г. Бирюлиной (ТИНРО-ЦЕНТР, г. Владивосток) к современному *Chionocetes opilio* (Fabricius) из дальневосточных морей России. Ассоциация *Lucinoma-Ciliatocardium-Mya* данного комплекса характерна для ряда

фаун среднего миоцена Сахалина и Японии и, по нашему мнению, представляет несомненный интерес.

Имеющиеся данные [1,12,23,24] свидетельствуют об участии в кайнозойских фаунах Сахалина, Камчатки и Чукотки, по меньшей мере, двух видов рода *Lucinoma*: *L. acutilineata* (Conrad) и *L. annulata* (Reeve), важных для стратиграфии этих регионов*. Существует мнение [12,24], что *L. acutilineata* несомненно более древний вид, характеризующий толщи эоцен-познемиоценового возраста. Лишь в конце миоцена ему на смену приходит *L. annulata*, существующий и поныне, с ареалом, заметно смещенным к югу от указанных территорий.

Изменение ареала рода *Lucinoma* во времени заслуживает особого внимания. Так, если в палеоген-неогеновой истории Японии, Сахалина, Камчатки и Чукотки люциномы в составе относительно тепловодных фаун регионов обычны, то в настоящее время в районах, расположенных севернее 45° с.ш. (о. Хоккайдо), представители рода не встречены [16,29]. Примечательно, что люциномы не известны на севере Дальнего Востока уже с антропогена [14]. Как отмечалось ранее [24], смещение ареала рода *Lucinoma* на юг, примерно к его современному положению, наметилось уже в позднем плиоцене-плейстоцене в условиях нарастающего похолодания в регионе. В настоящее время люциномы Северо-Западной Пацифики обитают преимущественно в теплых (тропических, субтропических) и относительно теплых (субтропическо-низкобореальных) водах. Участие их в составе тепловодных фаун палеогена-неогена региона свидетельствует о том, что экология этих моллюсков (во всяком случае отношение к температурному режиму вод) мало изменилась.

Приверженность представителей рода к тепловодным условиям обитания может служить основанием рассматривать их, наряду с другими тепловодными двустворками родов *Lima*, *Anadara*, *Glycymeris*, *Dosinia*, *Cultellus*, в качестве своего рода индикаторов палеобиогеографической структуры палеоген-неогеновых фаун Сахалина, Камчатки и Чукотки.

Сведений относительно экологии и стратиграфического распространения *Ciliatocardium shinjiense* (Yok.) в палеогене-неогене Северо-Западной Пацифики немного. Есть лишь упоминания этого вопроса в ряде работ [13,33,36,38,40], которые свидетельствуют о частом участии вида в ранне-и среднемиоценовых фаунах Сахалина и Японии, причем некоторые из них уверенно определены как относительно тепловодные. Так, предыдущими исследованиями было показано, что *C. shinjiense* обычен в составе фауны верхней час-

ти чеховской и аусинской свит Юго-Западного Сахалина [13,23], как и в фауне формации Nishikurosawa п-ва Ога Японии [37]. Согласно нашим представлениям [19,22], на Южном Сахалине фауна из верхней части чеховской свиты (нижний миоцен) отвечает начальному этапу нарастающего потепления климата в регионе, а из аусинской (средний миоцен) - отражает заключительную фазу потепления после климатического оптимума, имевшего место на рубеже раннего и среднего миоцена (верхнедуйское время на Сахалине). По данным японских исследователей [37], комплекс основных видов формации Nishikurosawa также относительно тепловодный.

Вид *M. cuneiformis* (Bohm) впервые был описан Й. Бемом [27] из среднемиоценовых отложений (по-видимому, сертунайская свита) Западного Сахалина**. По нашим данным, на Сахалине и Камчатке *M. cuneiformis* широко распространен в среднем миоцене (возможно, с конца раннего миоцена). Согласно данным японских исследователей [25,33,36], в Японии представители вида выделяются из отложений миоцен-плиоценового возраста.

Известны случаи участия единичных *M. cuneiformis* в составе относительно тепловодных фаун миоцена Сахалина и Японии. На Сахалине, по нашим данным, это сертунайский, верхненевельский и аусинский комплексы, в Японии - фауна Kadonasa и ее аналоги [31,32]. Вместе с тем, обилие представителей вида, наряду с другими бореальными двустворками, отмечено в холодноводных фаунах обеих территорий. На Сахалине это курасийская и маруямская, в Японии - фауна Chikubetsu и ее аналоги [28,34]. Данное обстоятельство, по нашему мнению, вряд ли следует считать случайным. В миоцене Сахалина *M. cuneiformis*, как и другие представители рода *Mya*, наряду с отдельными таксонами родов *Musculus*, *Serripes*, *Spisula*, *Thyasira*, *Liocyma*, *Macoma*, *Panomya* довольно часто встречаются в составе сообществ верхней сублиторали, во многом определяя их бореальную структуру [23].

В целом, ассоциация *Lucinoma-Ciliatocardium-Mya*, как и другие таксоны, установленные нами из средней части стратотипа верхнедуйской свиты, могут указывать на прибрежные условия ее обитания, возможно, в пределах верхней сублиторали (до 50 м) морского бассейна. Этому не противоречат находки упомянутых выше остатков крабов, как и состав вмещающих отложений. По-видимому, нет оснований говорить о тепловодности фауны, как и утверждать ее существенно холодноводный характер. Возраст фауны может быть определен как конец раннего-начало среднего миоце-

*Стратиграфическое значение рода для кайнозоя Японии до конца не выяснено

**В работе Й. Бема возраст отложений ошибочно указан как меловой.

на. Примечательно, что континентальные фации с флорой конца раннего миоцена, отвечающие, по мнению В.А. Красилова и А.С. Кундышева [9], бурдигальскому климатическому оптимуму, залегают стратиграфически ниже, а среднемиоценовые флороносные слои верхней части свиты, соответствующие, по их данным, похолоданию - выше морских фаций с изученной нами фауной. Это указывает на неоднородность событий (во всяком случае климатических) в течение позднедуйского времени Сахалина и подтверждает мнение исследователей [9] о ранне-среднемиоценовой эпохе позднедуйского осадконакопления на Западном Сахалине. Расхождения по этому вопросу до сих пор существуют.

Предложенные материалы позволяют яснее представить ход развития морских малакофаун Западного Сахалина в конце раннего - начале среднего миоцена и геологическую историю региона в позднедуйское время.

Авторы выражают искреннюю признательность и благодарность д.г.-м.н. Ю.Б. Гладенкову (ГИН РАН г. Москва), д.г.-м.н. А.Г. Аблаеву (ТОИ ДВО РАН г. Владивосток), д.г.-м.н. П.В. Маркевичу и д.г.-м.н. Э.Л. Школьнику (ДВГИ ДВО РАН г. Владивосток), д.г.-м.н. В.С. Маркевич (БПИ ДВО РАН г. Владивосток) за замечания и полезные советы, сделанные ими в процессе подготовки публикации. Финансовая поддержка работ во многом была обеспечена Российским Фондом фундаментальных исследований (проект № 96-04-0252) и Фондом Дж. Сороса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас фауны и флоры неогеновых отложений Дальнего Востока. Точилинский опорный разрез Западной Камчатки: М.: Наука, 1984. 331 с.
2. Ахметьев М.А. Ископаемые флоры стратотипического разреза неогена Среднего Сахалина (Александровский район) // Сов. геология. 1976. № 2. С. 130-136.
3. Байковская Т.Н. Верхнемиоценовая флора Южного Приморья. Л.: Наука, 1974. 142 с.
4. Гладенков Ю.Б. Климатические колебания в неогене северной части Камчатки // Докл. АН СССР. 1982. Т. 265, № 2. С. 407-409.
5. Жидкова Л.С. Зональные подразделения палеогена Западного Сахалина (Чеховский типовой разрез) // Стратиграфия Кайнозоя Дальнего Востока. Л.: ВНИГРИ, 1985. С. 77-101.
6. Жидкова Л.С., Мишаков Г.С., Неверова Т.И. и др. Биофациальные особенности мезокайнозойских бассейнов Сахалина и Курильских островов. Новосибирск: Наука, 1974. 251 с.
7. История неогенового угленакопления на территории Сахалина М., Л.: Наука, 1963. 218 с.
8. Красилов В.А. Кайнозой Дальнего Востока: геодинамическая схема, опорные разрезы, флорогенез // Кайнозой Дальнего Востока. Владивосток, ДВО АН СССР, 1989. С. 23-33.
9. Красилов В.А., Кундышев А.С. Смена флоры в опорном кайнозойском разрезе Западного Сахалина и корреляции континентального миоцена // Тихоокеан. геология. 1982. № 4. С. 90-95.
10. Криштофович А.Н. Проблема дуйской свиты Сахалина и ее угленосность // Изв. Всесоюз. геол.-развед. обн-рия. 1932. Т. 51. Вып. 56. С. 817-827.
11. Криштофович А.Н., Полевой П.И. Геологические исследования угленосного поля, расположенного на западном побережье Сахалина // Изв. Геол. комп. 1918. Т. 37. № 1. С. 267-286.
12. Криштофович Л.В. Моллюски третичных отложений Сахалина. Л.: Недра, 1964. 342 с.
13. Криштофович Л.В., Ильина А.П. Моллюски третичных отложений Южного Сахалина. Л.: Гостоптехиздат, 1954. 326 с.
14. Петров О.М. Морские моллюски антропогена северной части Тихого океана. М.: Наука, 1982. 141 с.
15. Серова М.Я. Морской олигоцен в опорном разрезе палеогена Западного Сахалина // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 11. С. 86-89.
16. Скарлато О.А. Двустворчатые моллюски умеренных широт западной части Тихого океана. Л.: Наука, 1981. 480 с.
17. Фотьянова Л.И. Флора Дальнего Востока на рубеже палеогена и неогена. М.: Наука, 1988. 188 с.
18. Фотьянова Л.И., Серова М.Я. О стратотипах верхнедуйской и сертунайской свит Сахалина (флора, фораминиферы и обоснование возраста) // Бюл. МОИП, отд. геол. 1977. Т. 52. № 1. С. 56-72.
19. Худик В.Д. Сообщества двустворчатых моллюсков и изменения климата в миоцене Юго-Западного Сахалина // Тезисы докладов 2-й Всесоюзной конференции по морской биологии «Биология шельфовых зон мирового океана» ч.2. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 48-50.
20. Худик В.Д. Граница олигоцена и миоцена на Западном Сахалине (хойнджинский разрез) в свете новых данных по фауне двустворчатых моллюсков // Тезисы докладов научно-практической конференции «Стратиграфия кайнозоя Дальнего Востока». Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. С. 30.
21. Худик В.Д. Двустворчатые моллюски хойнджинской свиты Западного Сахалина (новые данные) // Материалы по стратиграфии и палеогеографии востока Азии и Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. С. 147-151.
22. Худик В.Д. Значение палеоэколого-палеобиогеографической структуры сообществ двустворчатых моллюсков миоцена Южного Сахалина для детального био-стратиграфического расчленения вмещающих толщ // Тезисы докладов 8-го Всесоюзного совещания по изучению моллюсков «Моллюски, результаты и перспективы их исследований». Л.: ЗИН АН СССР, 1987. С. 106-107.
23. Худик В.Д. Двустворчатые моллюски миоцена Юго-Западного Сахалина. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 130 с.
24. Худик В.Д. Кайнозойские люциномы Северной Пацифики и их стратиграфическое значение // Новые дан-

- ные по стратиграфии Дальнего Востока и Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 41-51.
25. Amano K. Paleontological study of the Miocene Togeshita molluscan fauna in Rumoi district, Hokkaido // Sci. Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba. 1983. Sec. B. V. 4. 72 p.
 26. Berggren W.A., Kent D.V., Swisher C.C., III et al. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy // Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Correlation. SEPM Spec. Publ. 1995. No. 54. P. 129-212.
 27. Bohm J. Uber Kreidveversteinerungen von Sakhalin // Sonderabdruck aus dem Jahrb. der Konigl. Geol. Landesanstalt fur 1915. Bd.36. Berlin. P. 551-558.
 28. Chinzei K. Neogene molluscan faunas in Japanese Islands: an ecologic and zoogeographic synthesis // The Veliger, 1978. Vol. 21. No. 2. P. 155-170.
 29. Habe T., Ito K. Shells of the World in color. Vol. 1. The Northern Pacific. Osaka. Hoikusha Publ. 1991. 176 p.
 30. Honda Y. Paleogene molluscan faunas from the Kushiro Coal Field, Eastern Hokkaido // Sci. Repts. Tohoku Univ. 1989. Ser. 2 (Geology). V. 60. No. 1. 137 p.
 31. Itoigawa J. Early to Middle Miocene molluscan faunas in southwest Japan and Korea // Geol. Rept. Shimane Univ. 1987. V. 6. P. 29-38. (in Japanese).
 32. Itoigawa J. The Miocene Kadonosawa Fauna of Japan // Saito Ho-on Kai Spec. Publ. (Prof. T. Kotaka Commem. Vol.). 1988. P. 397-403.
 33. Kamada Y. Tertiary marine Mollusca from the Joban coal-field, Japan // Palaeont. Soc. Japan, Spec. Papers. 1962. N. 8. P. 1-187.
 34. Kanno S., Matsuno K. Molluscan fauna from « the Chikubetsu Formation», Hokkaido, Japan // Journ. Geol. Soc. Japan. 1960. V. 66. N 772. P. 35-44.
 35. Khudik V., Ablav A. Oligocene Deposits in West Sakhalin and Sikhote-Alin and the Problem of Paleogene and Neogene Boundary in the Region // Bull. Mizunami Fossil Mus. 1991. N. 18. P. 47-52.
 36. Noda Y. Molluscan faunas from the Haboro coal-field // Sci. Repts. Tohoku Univ. 1992. Ser. 2 (Geology). Vol. 62. No. 1-2. 140 p.
 37. Ogasawara K. Molluscan fossils from the Nishikurosawa formation, Oga Peninsula, Akita Prefecture, Japan // Sci. Repts. Tohoku Univ. 1973. Ser. 2 (Geology). Spec. Vol. No. 6. P. 137-155.
 38. Ohara S., Nemoto N. Molluscan fossils from the type Goyasu formation of the Joban coal-field // Jour. Coll. Art. Sci., Chiba Univ. 1984. B-15. P. 57-64.
 39. Ryan W.B.F., Cita M.B., Droyfus R.M. et al. Paleomagnetic assignment of Neogene stage boundaries and the development of isochronous datum planes between the Mediterranean, the Pacific and Indian oceans in order to investigate the response of the world ocean to the Mediterranean «Salinity crisis» // Riv. Ital. Paleontol. 1974. V. 80. N 4. P. 631-688.
 40. Suehiro M. Upper Miocene Molluscan fauna of the Fujina formation, Shimane prefecture, West Japan // Bull. Mizunami Fossil Mus. 1979. N. 6. P. 65-100 (in Japanese).

Поступила в редакцию 24 июля 1997 г.

Рекомендована к печати Л.И.Попеко

V.D.Khudik, K.Amano

New data on the age of the Khoindzhinsky and Verkhneduiskaya suites, Western Sakhalin

The article presents the results of the study of Bivalve molluscan fauna from the marine deposits at the Khoindzhinsky reference section in the Western Sakhalin where the Verkhneduiskaya suite is typically cropped out. The fauna from the middle part of the Verkhneduiskaya suite has been analysed. The analysis of this fauna and the K-Ar age (17.6 ± 0.9 Ma) obtained for the basaltic andesite of the Khoindzhinsky suite suggests the Lower Miocene age for the deposits underlying the Verkhneduiskaya suite. These results specify the position of the suite in the general scheme of the regional stratigraphy. We show an importance of the analysis of the Miocene molluscan association of Sakhalin for determination of the faunal age, and for the elucidation of the geological development of Western Sakhalin at the end of the Early and beginning of the Middle Miocene.

ГЕОЭКОЛОГИЯ

УДК 551.3:574

КЛАССИФИКАЦИЯ ПРИРОДНЫХ И ТЕХНОГЕННЫХ СКОРОТЕЧНЫХ
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Б.И.Бурдэ

Дальневосточный институт минерального сырья, г.Хабаровск

Геологические процессы природного и техногенного характера отнесены к скоротечным, если их следствия или продукты устанавливаются прямыми наблюдениями или измерениями. Именно эти процессы непосредственно влияют на условия жизни и хозяйственной деятельности. Предлагаемая классификация в отличие от уже существующих прикладных классификаций, во-первых, претендует на полноту учета всех поверхностных и глубинных геологических явлений, а, во-вторых, построена на прямом сопоставлении природных и антропогенных процессов. Это позволяет показать всю многоплановость человеческой деятельности как планетарного геологического фактора. Классификация имеет 5-уровневую иерархическую структуру и содержит более 300 подразделений всех уровней. Для практического применения, например, при геолого-экологических исследованиях на основе классификации производится составление словаря (классификатора) терминов с шестизначным цифровым кодом.

Развитие инженерной деятельности и ухудшение качества окружающей среды обострили внимание к геологическим явлениям природного и антропогенного характера. Во многих монографических трудах и учебных пособиях содержатся описания, перечни и структурированные классификации природных, природно-антропогенных и антропогенных геологических процессов [2], природных и антропогенных геодинамических процессов [3,8], геологических и инженерно-геологических процессов и тех же процессов с использованием определения "техногенные". Многочисленность изданий по обсуждаемому вопросу не обеспечивает полноты и универсальности, так как все эти работы носят прикладной тематический характер и посвящены чаще всего инженерной геологии и различным разделам экологии и охраны окружающей среды. Естественна в связи с этим потребность в более общей, собственно геологической классификации этих явлений, по отношению к которой может быть определено место каждой частной целевой классификации и видна степень ее эклектичности и детальности. Эта потребность определилась в ходе решения методических задач эколого-геологических исследований при геологическом картировании. Другим мотивом, побудившим автора составить предлагаемую классификацию, явилось стремление показать всю мно-

гоплановость человеческой деятельности как планетарного геологического фактора в прямом сопоставлении с природными геологическими процессами.

Определение "скоротечные" в приложении к наблюдаемым геологическим процессам представляется более корректным, чем "современные". В историческое время несомненно происходили и происходят (то есть современны нам) все известные науке геологические процессы, но ощутимые их следствия или продукты устанавливаются нами только в случае прямого наблюдения или измерения, обладающих требуемой достоверностью. Это возможно только в случае достаточной скорости их протекания (или скоротечности).

С прагматических позиций целесообразно и среди скоротечных геологических процессов выделить те из них, наблюдаемые и измеряемые проявления которых существенны для учета в современной практической деятельности. Так перемещение континентов можно считать инструментально доказанным научным фактом, но прямой учет, например, увеличения расстояния между Африкой и Южной Америкой еще долго не будет иметь практического значения. Разумные ограничения необходимо внести и на прослеживание связей между различ-

ными процессами природного и антропогенного воздействия, не учитывая их на уровне слабой интенсивности, определяемом критерием практической значимости.

Предметную область “геологические процессы” нельзя строго ограничить в силу прежде всего прямого контакта и взаимопроникновения литосферы (точнее верхней части геологического пространства - геологической среды) с гидро-, атмо- и биосферами. Эрозионные, аккумулятивные и породообразующие процессы в верхней части литосферы производятся в значительной степени материалом и энергией этих геосфер. Поэтому естественным является включение в классификацию ряда гидрологических явлений и почвенных процессов, переноса вулканических и техногенных продуктов в атмосфере и др. Взаимосвязь геологических процессов и зависимости между ними и процессами, происходящими во внешних оболочках, нередко лишают классифицируемые понятия требуемой дискретности.

Итак, геологические процессы - это процессы, изменяющие состав, структуру, рельеф и глубинное строение Земли [1], а рассматриваемыми в предлагаемой классификации скоротечными процессами названы те из них, которые производят достоверно устанавливаемые изменения в историческое время и способны оказать влияние на практическую деятельность.

Введя новое определение “скоротечные геологические процессы”, автор постарался ограничить этим терминологические новшества и стремился во всех разделах использовать принятые термины, расхождения в понимании которых или отсутствуют, или несущественны, во всяком случае в данном контексте. Синонимы терминов или термины, соответствующие приведенному развернутому определению процесса, приводятся в тех случаях, когда это показывает другую существенную сторону или оценку явления. Пояснения, нередко присутствующие в классификации, в основном касаются терминов недостаточно известных геологам с общей подготовкой, к которым как к массовым пользователям эта работа и обращена.

При выполнении настоящей работы были использованы в основном общеизвестные энциклопедические словари и справочники, монографические издания и учебные пособия [2-7, 9-15].

Рассматриваемая классификация имеет иерархическую структуру, представленную последовательностью таксонов: группа, ряд, класс, тип, вид.

На первом уровне геологические процессы традиционно отнесены к двум группам - глубинные и поверхностные причем разделение происходит по месту, среде проявления, а не по причине процесса

(эндогенной или гипергенной). Разграничение это не всегда однозначно, так как процесс может вызывать и глубинные, и поверхностные эффекты. Первичное деление по условиям и среде проявления (в противовес генетическому подходу) отражает общую установку на классификацию документируемых явлений.

На втором уровне скоротечные геологические процессы разделены на ряд природных и ряд техногенных и природно-техногенных процессов. Промежуточное понятие “природно-техногенные процессы” распространяется на случаи, когда воздействие человека ощутимо влияет на интенсивность или направление текущего геологического процесса, или когда оно является пусковым механизмом для его начала. Нередко отделить природно-техногенный процесс от собственно техногенного трудно, что и обусловило их объединение в один ряд. В классификации на следующих уровнях в определении ряда природных процессов в качестве общего слова используется “изменение” по отношению к каким-либо свойствам среды или режиму процессов (или применяется термин, обозначающий данный процесс); в определении процессов второго ряда общими словами являются “техногенное нарушение”, “техногенная активизация” по отношению к природному процессу (или применяется специальный термин, обозначающий данный процесс).

Классификация на следующих трех уровнях должна была производиться по следующим основаниям: класс выделяется по содержанию действия, производимого процессом или группой взаимосвязанных процессов (упругие деформации, образование полостей, выветривание, эрозия и аккумуляция), тип - по форме проявления или основному механизму реализации процессов (обрушение, уплотнение, плоскостной срыв, глубинная эрозия), вид - по причине возникновения процесса (вулканическое, тектоническое, денудационное происхождение сейсмической активности; химическая, диффузионная, фильтрационная причины изменения естественного электрического поля) или разновидности его механизма. Эти установки выполнены лишь в общем при многочисленных отклонениях. Применительно к естественной классификации многопризнаковых природных объектов требование выдержанности оснований вряд ли может быть строго реализовано.

На уровнях класса и типа в классификации произведено прямое сопоставление природных и техногенных (природно-техногенных) процессов. В этом сопоставлении не нашлось точных техногенных аналогов ледниковой и вулканической деятельности. В то же время отсутствуют природные аналоги планетарной по своим масштабам инженерной деятельности людей. В классификации действию ледников (лед

Таблица. Скоротечные процессы природного изменения и техногенного нарушения геологической среды (на континенте)

1.ПРИРОДНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ	2. ТЕХНОГЕННЫЕ И ПРИРОДНО-ТЕХНОГЕННЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ
1	2
1. ПОДЗЕМНЫЕ (ГЛУБИННЫЕ) ПРОЦЕССЫ	
1. ВЕКОВЫЕ ОПУСКАНИЯ И ПОДНЯТИЯ БОЛЬШИХ ПЛОЩАДЕЙ	1. ТЕХНОГЕННЫЕ ОПУСКАНИЯ БОЛЬШИХ ПЛОЩАДЕЙ 1.1. Опускания под действием длительной эксплуатационной откачки подземных вод 1.2. Опускания под действием добычи нефти, газа, угля, руд
2. УПРУГИЕ ДЕФОРМАЦИИ 2.1. Сейсмическая активность 2.1.1. землетрясения тектонической природы 2.1.2. землетрясения вулканической природы 2.1.3. землетрясения денудационной природы 2.2. Изменение горного давления	2. ТЕХНОГЕННЫЕ УПРУГИЕ ДЕФОРМАЦИИ 2.1. Искусственная сейсмическая активность 2.1.1. в районе водохранилищ 2.1.2. в районах взрывных работ, испытательных полигонов 2.2. Искусственное изменение горного давления 2.2.1. в результате проходки подземных выработок и выемки полезных ископаемых 2.2.2. в результате закачки жидкостей и газов при подземном хранении полезных ископаемых 2.2.3. под нагрузкой массивных инженерных сооружений (гравитационные плотины, водохранилища, атомные электростанции, отвалы и др.) 2.3. Вибрация от периодически или длительно действующих механизмов 2.3.1. на транспортных путях 2.3.2. в стационарных установках
3. ПОДЗЕМНЫЕ КАРСТОВЫЕ И СУФФОЗИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ (ОБРАЗОВАНИЕ ПОЛОСТЕЙ) 3.1. Карстовые процессы (химическая деформация) 3.2. Суффозионные процессы (фильтрационная деформация)	3. ТЕХНОГЕННОЕ ОБРАЗОВАНИЕ ПОЛОСТЕЙ 3.1. Техногенная активизация карста 3.2. Техногенная активизация суффозии 3.3. Проходка подземных горных выработок 3.4. Подземная добыча твердых полезных ископаемых (включая геотехнологическое выщелачивание, подземную газификацию) 3.5. Добыча нефти, газа, воды
4. ДЕФОРМАЦИИ С РАЗРЫВНЫМ НАРУШЕНИЕМ СТРОЕНИЯ И СПЛОШНОСТИ ГОРНОГО МАССИВА 4.1. Разрывные деформации (с ощутимыми смещениями, поверхностными проявлениями) 4.1.1. "живые" разломы 4.1.2. сейсмотектонические провалы 4.2. Обрушение в полости 4.3. Оседания (плавные смещения) в полости	4. ТЕХНОГЕННЫЕ НАРУШЕНИЯ СТРОЕНИЯ И СПЛОШНОСТИ ГОРНОГО МАССИВА 4.1. Техногенные разрывные деформации 4.1.1. линейные сдвигения под нагрузкой 4.1.2. раздробление, перемещение при подземных взрывах 4.2. Техногенные обрушение, пучение и вывалы в полости 4.2.1. обрушение сводов 4.2.2. выпор пород в сторону полости, деформация стенок 4.2.3. вывалы, горный удар 4.2.4. оплывание водонасыщенных пород 4.3. Техногенные оседания (плавные сдвигения) 4.3.1. кровли крупных полостей 4.3.2. вышележащих пластов в результате уплотнения пористых пород при откачке нефти, газа, воды
5. ПОДЗЕМНЫЕ КРИОГЕННЫЕ ДЕФОРМАЦИИ 5.1. Термокарст 5.2. Термосуффозия	5. ТЕХНОГЕННАЯ АКТИВИЗАЦИЯ ПОДЗЕМНЫХ КРИОГЕННЫХ ДЕФОРМАЦИЙ В СВЯЗИ С ТЕХНОГЕННЫМ НАРУШЕНИЕМ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА И СПЛОШНОСТИ ГОРНОГО МАССИВА 5.1. Техногенная активизация термокарста 5.2. Техногенная активизация термосуффозии

Продолжение таблицы.

1	2
5.3. Подземные усадка, пучение, криотурбации	5.3. Техногенная активизация усадки, пучения, криотурбаций
5.4. Реологические явления в подземном льде	5.4. Техногенная активизация реологических явлений в подземном льде
5.5. Рост подземного льда (линзы, жилы)	
5.6. Образование криопегов	
6. ИЗМЕНЕНИЕ ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД	6. ТЕХНОГЕННОЕ ИЗМЕНЕНИЕ ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ И СТРУКТУРЫ ГОРНЫХ ПОРОД, ГРУНТОВ И МАССИВОВ (И СОПРОВОЖДАЮЩИЕ ДЕФОРМАЦИИ)
6.1. Уплотнение при оседании	6.1. Механическое уплотнение рыхлых горных пород и нескальных грунтов под нагрузкой (осадка) или собственным весом (просадка)
6.2. Уплотнение и литификация при диагенезе	6.2. Закрепление рыхлых горных пород и грунтов (химическим путем, действием физических полей)
6.3. Уплотнение при кольматаже	6.3. Уплотнение при кольматаже в техногенных грунтах
	6.4. Тампонирование скальных массивов (нагнетание глинистого раствора, битума)
	6.5. Упрочение скальных массивов (нагнетание цемента)
6.6. Трещинообразование	6.6. Трещинообразование (при взрывных работах)
	6.7. Разуплотнение горных пород и грунтов при техногенном обводнении, подтоплении
	6.8. Разуплотнение горных пород в зоне влияния техногенных полостей
	6.9. Подземное выветривание в зоне аэрации, образованной при техногенном осушении водоносных горизонтов и проходке горных выработок
7. ПРИРОДНОЕ "ЗАГРЯЗНЕНИЕ" ГОРНЫХ МАССИВОВ (НЕДР)	7. ТЕХНОГЕННОЕ ЗАГРЯЗНЕНИЕ И ХИМИЧЕСКОЕ ИЗМЕНЕНИЕ ГОРНЫХ МАССИВОВ (НЕДР)
7.1. Геохимическая специализация горных пород, характеризующихся избытком или дефицитом жизненно важных компонентов	7.1. Геотехнологическая добыча полезных ископаемых - химическое и бактериальное подземное выщелачивание
7.2. Прокаливание горных пород (в результате подземных пожаров) - обожженные породы	7.2. Подземная газификация углей, пожары в шахтах
	7.3. Организованное создание подземных хранилищ и неконтролируемое подземное накапливание нефтепродуктов, отработанных вод, других жидких отходов
	7.4. Внесение в горные массивы через подземные выработки и подземные сооружения техногенных материалов и грунтов
	7.5. Преобразование и рассеяние вещества при подземных ядерных испытаниях
8. ИЗМЕНЕНИЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА	8. ТЕХНОГЕННЫЕ НАРУШЕНИЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА
8.1. Изменения уровня и расхода воды(сезонные, многолетние, вековые)	8.1. Понижение уровня подземных вод в результате откачки вод из недр и техногенного уменьшения поступлений воды в водоносные горизонты
	8.1.1. снижение уровня в водоносном горизонте и образование депрессионной воронки
	8.1.2. разрыв сплошности водоносного горизонта или его полное осушение
	8.2. Повышение уровня подземных вод в результате утечки из инженерных сооружений, изменения водопроводности пород, оседания земной поверхности и др.
	8.2.1. повышение уровня в водоносном горизонте
	8.2.2. образование нового водоносного горизонта
8.3. Природное "загрязнение" подземных вод(по отношению к фоновому составу)	8.3. Химическое загрязнение подземных вод в результате
8.3.1. от геохимически специализированных горных пород	8.3.1. проникновения загрязняющих веществ с поверхности

Продолжение таблицы.

1	2
8.3.2. от месторождений полезных ископаемых (твердых, жидких и газообразных)	8.3.2. активизации процессов окисления и растворения природных веществ при техногенном изменении условий аэрации и обводнения
8.3.3. от криогалинных вод (криопегов)	8.3.3. попадания веществ из техногенно загрязненных горных массивов
8.3.4. от геотермальных вод	8.3.4. смешения вод различных горизонтов (вертикальные перетоки) и проникновения морских вод
8.3.5. от подтопления приливными морскими водами	
8.4. Природное самоочищение загрязненных вод (механическое, физико-химическое, химическое, микробиологическое)	8.4. Техническое очищение природных и техногенных загрязненных вод (механическое, физико-химическое, химическое)
8.5. Подземная гидрогеотермальная деятельность	8.5. Тепловое загрязнение вод
9. ГЛУБИННЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ (ВУЛКАНИЗМ ВНУТРЕННИЙ ИЛИ ГЛУБИННЫЙ)	
9.1. Внедрение магматических масс	
9.2. Геотермические изменения	
9.3. Глубинные гидротермальные процессы	
10. ИЗМЕНЕНИЯ ЕСТЕСТВЕННЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ В НЕДРАХ	10. ТЕХНОГЕННЫЕ НАРУШЕНИЯ ФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ В НЕДРАХ (ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ ЗАГРЯЗНЕНИЕ)
10.1. Изменения магнитного поля	
10.1.1. "вековой ход" - плавные изменения поля, связанные с глубокими источниками	
10.1.2. "аномалии векового хода" – скачкообразные локальные изменения	
10.2. Изменения естественных электрических полей в зависимости от изменения температуры, динамики криогенных процессов, влажности, динамики подземных вод	10.2. Нарушения естественного электрического поля под действием
10.2.1. электрохимических полей	10.2.1. техногенного изменения природных режимов температуры, степени увлажнения и нарушения сплошности горного массива
10.2.2. диффузионных полей	10.2.2. токов утечки с заземленных электрических устройств (в частности блуждающие токи)-электрическое загрязнение
10.2.3. фильтрационных полей	
10.3. Изменения теплового поля в геотермических аномалиях	10.3. Нарушения теплового поля в результате
	10.3.1. нарушений сплошности горного массива
	10.3.2. прямого влияния нагретых объектов, пожаров и технического замораживания (тепловое загрязнение)
10.4. Вариации гравитационного поля	
10.4.1. неперiodические, вызываемые неотектоническими движениями	
10.4.2. периодические приливные лунно-солнечные	
2. ПОВЕРХНОСТНЫЕ ПРОЦЕССЫ	
1. ВЫВЕТРИВАНИЕ (БЫСТРОТЕКУЩЕЕ)	1. ТЕХНОГЕННАЯ АКТИВИЗАЦИЯ ВЫВЕТРИВАНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД
1.1. Физическое выветривание	1.1. Физическое выветривание горных пород, вскрытых горными выработками и инженерными сооружениями
1.2. Химическое выветривание	1.2. Химическое выветривание горных пород в искусственно вскрытых массивах и особенно в отвалах и хвостохранилищах в результате окисления первичных минералов (прежде всего сульфидных)
	1.3. Химическое выветривание горных пород и техногенных материалов под действием загрязненной атмосферы и кислотных осадков

Продолжение таблицы.

1	2
2. СКЛОНОВЫЕ ПРОЦЕССЫ (ГРАВИТАЦИОННОЕ СМЕЩЕНИЕ)	2. ТЕХНОГЕННАЯ АКТИВИЗАЦИЯ ГРАВИТАЦИОННОГО СМЕЩЕНИЯ) СКАЛЬНЫХ И РЫХЛЫХ МАТЕРИАЛОВ НА СКЛОНАХ И ОТКОСАХ (ГЕОМЕХАНИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ)
2.1. Обвалы	2.1. Техногенные обвалы
2.1.1. камнепады - падения отдельных обломков	2.1.1. естественных склонов под действием взрывных работ, сотрясения, вибрации
2.1.2. массовые обвалы (в частности сейсмогравитационные)	2.1.2. естественных склонов при их частичном искусственном нарушении (в подножьях)
2.2. Осыпи	2.1.3. откосов и уступов
2.2.1. относительно стабилизированные осыпи	2.2. Техногенные осыпи
2.2.2. подвижные осыпи	2.2.1. техногенно активизированные природные осыпи
2.2.3. образование завальных плотин (поперек долины) и бугров в подножиях склонов (вдоль долин)	2.2.2. осыпи на откосах
2.3. Медленное массовое сползание и деформация всего плаща рыхлых образований	2.2.3. техногенно закрепленные осыпи
2.3.1. коллювиальные и делювиальные шлейфы	2.3. Техногенное массовое сползание и деформация плаща рыхлых образований
2.3.2. гравитационная складчатость	2.3.1. активизация сползания при снятии (уничтожении) растительного и почвенного покрытия
2.3.3. частичная дифференциация (сортировка) материала по крупности в разрезе (всплывание глыб, просачивание мелких обломков вниз - курумы) и в плане (каменные полосы и рукава)	2.3.2. оплывание переувлажненных грунтов, перешедших в тиксотропное состояние под действием взрывов (оплывины на откосах)
2.3.4. загиб головы пластов вниз по склону [Солифлюкция - см. 5.3.]	2.3.3. активизация сползания при снятии (уничтожении) растительного и почвенного покрытия
2.4. Оползни	2.3.4. оплывание переувлажненных грунтов, перешедших в тиксотропное состояние под действием взрывов (оплывины на откосах)
2.4.1. линейного развития (по берегам крупных рек)	2.4. Оползни техногенные и природно-техногенные
2.4.2. площадного развития (по разветвленной эрозионной сети)	2.4.1. на природных склонах под действием техногенных изменений
2.5. Лавины (создают каналы, борозды, воронки на склоне, конус выноса в подножие)	2.4.2. на откосах выемок, карьеров
3. ВОДНАЯ ЭРОЗИЯ И АККУМУЛЯЦИЯ	2.5. Лавины, зарождающиеся или сходящие под действием техногенных факторов
3.1. Плоскостной смыв	3. ТЕХНОГЕННАЯ АКТИВИЗАЦИЯ ВОДНОЙ ЭРОЗИИ И АККУМУЛЯЦИИ
3.2. Глубинная речная эрозия	3.1. Активизация плоскостного смыва
3.2.1. отступление потоков (регрессия русла)	3.1.1. размыв нарушенных склонов
3.2.2. оврагообразование	3.1.2. водная эрозия культурных почв
3.2.3. коррозия днища (разрушение движущимися обломками)	3.1.3. ливневый твердый сток с нарушенных земель
3.3. Боковая речная эрозия и аккумуляция	3.2. Активизация глубинной эрозии
3.3.1. подмыв склонов (эрозионный уступ)	3.2.1. регрессивный рост (углубление и отступление вверх) русла от уступов технического происхождения
3.3.2. перемыв русловых отложений, перемещение кос, образование стариц	3.2.2. рост и образование оврагов вследствие сведения лесов и нарушения почвенно-растительного слоя (распахивание)
3.3.3. формирование озерных отложений	3.3. Активизация боковой эрозии и аккумуляция
3.3.4. формирование дельтовых отложений	3.3.1. при обмелении малых рек по техногенным причинам (заиление, зарастание и заторфование русел)
	3.3.2. при создании искусственных водоемов и водохранилищ (преобразование берегов, отложение донных осадков)

Продолжение таблицы.

1	2
3.4. Сели (создают впадины и борозды на склоне, конуса выноса в подножье)	3.4. Сели, происходящие при искусственном разрушении естественных и катастрофическом разрушении искусственных плотин
3.5. Абразия и аккумуляция на берегах озер и морей	
4. ГЛЯЦИАЛЬНАЯ (ЛЕДНИКОВАЯ) И ФЛЮВИОГЛЯЦИАЛЬНАЯ ЭРОЗИЯ И АККУМУЛЯЦИЯ	4. ТЕХНОГЕННАЯ ЭРОЗИЯ И АККУМУЛЯЦИЯ В РЕЗУЛЬТАТЕ ЗЕМЛЯНЫХ, ГОРНЫХ И СТРОИТЕЛЬНЫХ РАБОТ
4.1. Гляциальная и флювиогляциальная эрозия – разрушение и транспортировка продуктов разрушения горных пород двигающимся ледником и талыми водами	4.1. Выемка - разработка и перемещение грунта для добычи полезных ископаемых (карьер, траншея, канава), для устройства оснований зданий и сооружений (котлован, выемка, кювет, колодец), гидротехнических сооружений (канал, канава)
4.1.1. экзарация - ледниковое выпаживание: ледниковая деструкция горных пород (отрыв, дробление, истирание, шлифовка, штриховка) и их удаление. Экзарационные формы: трог (экзарационная долина), кар (ледниковый цирк), "бараньи - лбы", "курчавые скалы"	4.1.1. разрушение грунта: землеройными машинами, средствами гидромеханизации, взрывными работами
4.1.2. транспортировка подвижной мореной: поверхностной (срединная и береговая морены),внутренней, донной (основная морена)	4.1.2. транспортировка грунта: конвейерным, автомобильным, железнодорожным, водным видами транспорта, гидромеханическими средствами, взрывными работами
5. ПОВЕРХНОСТНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ КАРСТОВЫХ И СУФФОЗИОННЫХ ПРОЦЕССОВ	4.4. Сплошное эрозионно-аккумулятивное преобразование земной поверхности на больших площадях промышленных и городских агломераций
5.1. Открытый, обнаженный карст (карры, ниши, пещеры)	5. ТЕХНОГЕННАЯ АКТИВИЗАЦИЯ КАРСТОВЫХ И СУФФОЗИОННЫХ ПРОЦЕССОВ
5.2. Карстовые мульды, ванны, котлы оседания (до 10 кв.км), воронки (до - нескольких десятков метров), трещины	5.1. Ускоренное растворение обнаженных карбонатных пород и строительных материалов
5.3. Суффозионные воронки	5.2. Ускоренное формирование просадочных карстовых форм под действием загрязненных поверхностных вод
5.3.1. Суффозия механическая	5.3. Ускоренное образование поверхностных форм химической суффозии под действием загрязненных вод
5.3.2. Суффозия химическая	
6. ПОВЕРХНОСТНЫЕ (ПРИПОВЕРХНОСТНЫЕ) КРИОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ	6. ТЕХНОГЕННАЯ АКТИВИЗАЦИЯ ПОВЕРХНОСТНЫХ КРИОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ
6.1. Мерзлотное выветривание и сортировка рыхлых отложений	6.1. Морозное выветривание нарушенных горных массивов
6.1.1. Образование криопелита (превращение пород в пылеватый материал в активном слое многолетней мерзлоты)	
6.1.2. Курумообразование морозное (каменные моря на водоразделах, каменные россыпи в долинах)	
6.1.3. "Всплывание" глыб	
6.1.4. Формирование структурных грунтов (круги, полигоны, сетки, полоски грубых обломков в мелкообломочной массе)	
6.2. Криотурбации (мерзлотные деформации рыхлых отложений)	6.2. Усиление криотурбаций при большем протаивании и промерзании грунтов вследствие нарушения поверхностного слоя
6.2.1. Мерзлотное вспучивание, смешивание (бугры пучения, грязевые излияния)	
6.2.2. Мерзлотная усадка (в морозоактивных отложениях)	
6.2.3. Морозное растрескивание	
6.3. Солифлюкция (сползание таликов по сезонно- и многолетнемерзлым породам)	6.3. Усиление криосолифлюкции

Продолжение таблицы.

1	2
6.3.1. Медленная солифлюкция (солифлюкционный покров с террасами, уступами, шлейфами)	
6.3.2. Быстрая солифлюкция (солифлюкционные языки, потоки и др. формы)	
6.4. Криогенная эрозия	6.4. Усиление , термоэрозии, термокарста, термо-суффозии
6.4.1. Нивация (эрозия под совместным действием снега и льдов)	
6.4.2. Термоэрозия	
6.4.3. Термоабразия	
6.4.4. Термокарст, термосуффозия поверхностные	
6.5. Наледи (сезонные, летующие, многолетние)	
7. ПРИРОДНЫЕ ПОЧВЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ	6.6. Консервация многолетней мерзлоты под насыпными сооружениями
7.1. Образование и развитие почвенного слоя	7. ТЕХНОГЕННЫЕ НАРУШЕНИЯ И ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОЧВЕННОГО (ПОЧВЕННО-РАСТИТЕЛЬНОГО) ПОКРОВА
7.3. Сезонные изменения водного, воздушного и температурного режима почвенного слоя	7.1. Деградация и ликвидация природных почв (под действием сведения лесов и распашки)
7.4. Дефицит или избыток жизненно важных компонентов в почвах при образовании их по геохимически специализированным горным породам или рудам (природное загрязнение почв)	7.2. Формирование культурных почв
8. ИЗМЕНЕНИЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА	7.3. Загрязнение почв (и нижележащих рыхлых и скальных пород)
8.1. Изменения речного стока	7.3.1. сельскохозяйственное (удобрения и ядохимикаты)
8.1.1. кратковременные (ливневые)	7.3.2. промышленно-транспортное (неорганические и органические вредные вещества и мусор)
8.1.2. сезонные	7.3.4. засоление гидротехнически мелиорированных почв
8.1.3. вековые под действием изменений климата, поднятия и опускания больших территорий, естественного развития речной сети	7.3.5. создание хранилищ твердых отходов
8.2. Природное загрязнение поверхностных вод	8. ТЕХНОГЕННЫЕ НАРУШЕНИЯ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА
8.2.1. при смешивании с природнозагрязненными подземными водами	8.1. Гидрологические нарушения
8.2.2. при поверхностном твердом и жидком стоке с участков природного загрязнения горных пород и почв	8.1.1. Сокращение расхода вследствие отвода и откачки вод
	8.1.2. Регулирование водотоков
	8.1.3. Пересыхание малых рек (и деградация речной сети) вследствие нарушения земель на больших территориях (вырубка лесов, распашка земель)
	8.1.4. Техногенные подтопление и заболачивание (подпор подземных вод инженерными водопорными перемычками, водохранилищами)
	8.2. Техногенное загрязнение поверхностных вод и донных осадков
	8.2.1. Поверхностный жидкий и твердый сток с загрязненных сельскохозяйственных угодий
	8.2.2. Поверхностный жидкий и твердый сток с загрязненных площадей промышленных предприятий, дорог, транспорта и населенных пунктов, хранилищ твердых отходов (в частности ливневый сток)
	8.2.3. Организованный и неорганизованный сброс промышленных и бытовых стоков
	8.2.4. Утечка из хранилищ жидких отходов и хранилищ твердых отходов, создаваемых гидромеханическими способами (хвостовые и шлакохранилища и др.)
	8.2.5. Образование токсичных техногенных илов на дне рек и водоемов

Продолжение таблицы.

1	2
8.3. Природное самоочищение загрязненных поверхностных вод	8.3. Искусственная очистка сточных вод (химическая, физико-химическая и биологическая) в очистных сооружениях
9. ЭОЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ	9. ЭОЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ В ТЕХНОГЕННЫХ УСЛОВИЯХ
9.1. Дефляция - ветровая эрозия	9.1. Ветровая эрозия в техногенных условиях
9.1.1. пыльные бури	9.1.1. ветровая эрозия культурных почв
9.1.2. ветровая эрозия почв	9.1.2. развевание закрепленных эоловых образований, подвергшихся техногенному нарушению
9.1.3. котловины выдувания	9.1.3. развевание техногенных образований, особенно рудных отвалов, рудных складов и хвостохранилищ ("пыление" отвалов)
9.1.4. ветровая коррозия - обтачивание песком (останцы, столбы, "эоловые города")	9.1.4. ветровая коррозия технических устройств (столбы, мачты), зданий и сооружений
9.1.5. ветровая дифференциация (солевая дефляция, дефляционный панцырь и др.)	
9.2. Ветровая аккумуляция	9.2. Ветровая аккумуляция в техногенных условиях
9.2.1. подвижные формы (подвижные пески)	9.2.1. эоловые накопления возле техногенных препятствий
10. ПРОЯВЛЕНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ (ВУЛКАНИЗМ ВНЕШНИЙ ИЛИ ПОВЕРХНОСТНЫЙ)	10. ПРОИЗВОДСТВО ПРОДУКТОВ СГОРАНИЯ, ПЛАВЛЕНИЯ И ТЕРМИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКИ МИНЕРАЛЬНЫХ ВЕЩЕСТВ
10.1. Излияния лав (эффузивная деятельность)	10.1. Получение камнеподобных продуктов металлургического, топливно-энергетического, керамического и цементного производства (металлы, шлаки, зола, строительная керамика, цемент) в больших бьемах
10.2. Образование лавовых и туфолавовых потоков, покровов, конусов и других вулканических форм	10.2. Строительство зданий и сооружений из камнеподобных материалов, создание их скоплений (городские и промышленные агломерации)
10.2. Выбросы пирокластического материала (эксплозивная деятельность)	10.2. Выбросы твердых продуктов сгорания энергетического сырья и материалов, образующихся при ядерных взрывах, в атмосферу
10.3. Выделения вулканических газов и образование фумарольных отложений (эксплозивная деятельность)	10.3. Выбросы газов и паров при сгорании топлива и других технологических процессах в атмосферу
10.4. Выход термальных вод и образование их твердых отложений	
10.5. Грязевые потоки - лахары	
11. ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ – извержение грязевых масс, газов с водой и нефтью	
12. ИЗМЕНЕНИЕ ЕСТЕСТВЕННЫХ ФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ В ПОВЕРХНОСТНЫХ УСЛОВИЯХ	12. ТЕХНОГЕННЫЕ НАРУШЕНИЯ ЕСТЕСТВЕННЫХ ФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ В ПОВЕРХНОСТНЫХ УСЛОВИЯХ (ФИЗИЧЕСКОЕ ЗАГРЯЗНЕНИЕ)
12.1. Изменения магнитного поля в связи с космическими и атмосферными явлениями	12.1. Нарушения магнитного поля в результате действия
12.1.1. периодические солнечносуточные	12.1.1. электротехнических устройств
12.1.2. аperiodические быстрые - "магнитные бури"	12.1.2. скоплений магнитных материалов
12.2. Изменения естественных электрических полей под действием поверхностных явлений – грозовой деятельности, магнитных бурь, изменения температуры	12.2. См. Подземные процессы 10.2.
	12.3. Искусственное создание полей повышенной радиоактивности (радиационное загрязнение)
	12.3.1. от скоплений естественных и искусственных радиоактивных изотопов
	12.3.2. от исследовательских или энергетических ядерных установок
	12.3.3. от ядерных взрывов
	12.4. Распространение техногенных звуковых волн, в частности слышимый звук (шумовое загрязнение)

как механическое орудие гравитации) условно поставлена в соответствие техногенная эрозия и аккумуляция*, выполняемые в основном с помощью орудий и механизмов. Таким же условным (но отвечающим задачам данной работы) является прямое сопоставление поверхностной вулканической деятельности с индустриальным энергетическим производством и строительством из искусственных строительных материалов, прошедших ту или иную термическую обработку. Показано, что при геологическом взгляде на инженерные процессы они оказываются сравнимы по форме проявления и отчасти по механизму с крупными природными геологическими явлениями. Есть в классификации и один пример выделения класса природных явлений по аналогии с техногенным процессом загрязнения геологической среды. Для природных геохимических аномалий в горных породах, почвах и водах применен в этом случае термин "природное загрязнение". Используемый термин внутренне противоречив, но он получил распространение в экологической литературе. На уровне видов природные и техногенные геологические процессы не сопоставляются.

Классификация представлена в частично свернутом виде - во многих типах виды не выделены в явной форме, а включены в описание типа, где приводятся как конечный перечень реализаций процесса (по наблюдаемым формам проявления, механизму, происхождению и условиям протекания). Кроме того, в описании многих видов также приведены перечни, позволяющие по различным признакам выделить необозначенное следующее подразделение классификации - разновидности. Классификация в представленном виде содержит около 300 подразделений

всех уровней, к которым при развертывании может быть добавлено 90 видов и 95 разновидностей.

На основе классификации легко производится составление классификатора с кодированием подразделений в виде шестизначного цифрового кода.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геологический словарь. В 2 т. М.: Недра, 1978.
2. Горная энциклопедия: В 5 т. М.: Сов. энциклопедия, 1984-1991.
3. Горное дело: Терминологический словарь. М.: Недра, 1990. 694 с.
4. Зенин А.А., Белоусова Н.В. Гидрогеохимический словарь. Л.: Гидрометиздат, 1988. 239 с.
5. Котлов Ф.В. Изменение геологической среды под влиянием деятельности человека. М.: Недра, 1978. 263 с.
6. Политехнический словарь. М.: Сов. энциклопедия, 1976.
7. Реймерс Н.Ф. Природопользование: Словарь-справочник. М.: Мысль, 1990. 637 с.
8. Рейтель Ф., Кленгель К., Пашек Я. Инженерная геология. М.: Недра, 1983. 528 с.
9. Словарь общегеографических терминов. М.: Прогресс. Т.1. 1975. 1407 с.; Т.2. 1976. 394 с.
10. Словарь терминов разведочной геофизики. М.: Недра, 1989. 183 с.
11. Советский энциклопедический словарь. 3 изд. М.: Сов. энциклопедия, 1985.
12. Толковый горно-геологический словарь. М.: Рус.-яз., 1993. 448 с.
13. Толковый словарь английских геологических терминов: В 3 т. М.: Мир, 1977-1979.
14. Химическое загрязнение почв и их охрана. Словарь-справочник. М.: Агропромиздат, 1991. 303 с.
15. Четырехязычный энциклопедический словарь терминов по физической географии. М.: Сов. энциклопедия, 1980. 703 с.

Поступила в редакцию 24 января 1997 г.

Рекомендована к печати Г.Л.Кирилловой

B.I.Burde

Classification of natural and artificial geologic processes

Natural and artificial geologic processes are considered as short-term ones if their results and products can be observed or measured. Consequently, these processes influence on the life conditions and economic activity. The classification suggested, first of all, seems to cover all surface and deep-structure geologic events, in contrast to existing practical classifications. Secondly, it is based on the direct comparison of natural and artificial processes. This approach allows to reveal the human activity as a geologic agent in all its aspects. The classification has a 5-level hierarchical order and contains more than 300 subdivisions in all levels. For practical use, for example, in geo-environmental research, 6-digit code term-dictionaries (classifiers) are compiled on the base of this classification.

* В этой работе эрозия понимается как механическое разрушение суши и снос материала текучими водами, движущимся льдом, ветром и человеческой деятельностью и соответственно различается водная, гляциальная, ветровая и техногенная эрозия. Накопление продуктов эрозии есть аккумуляция.

РЕЦЕНЗИИ

УДК (551.24+553.4):552.5

**ЛИТОГЕОДИНАМИКА И МИНЕРАГЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ* -
ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЙ ТРУД КОНЦА XX ВЕКА**

Г.Л. Кириллова

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск

Большим коллективом ученых ВСЕГЕИ под руководством академика А.Д. Щеглова завершено и издан фундаментальный труд по литогеодинاميке и минерации осадочных бассейнов. Как известно, в последние годы в осадочных бассейнах ряда стран были открыты новые типы рудных месторождений, среди которых особое значение имели осадочно-гидротермальные месторождения золота, серебра, ртути, вольфрама, сурьмы, платины, никеля и др. металлов. В связи с этим резко возрос интерес международного научного сообщества к всестороннему, мультидисциплинарному изучению осадочных бассейнов. Отражением этого явилась организация в 1988 г. издания международного журнала "Basin Research" издательством Блэквелл при поддержке Европейской ассоциации геофизиков-разведчиков и Международной ассоциации седиментологов. Членами редакционной коллегии этого журнала стали такие известные ученые как Г. Реддинг, Ф. Ингланд, Д. Дьюи, М. Лидер, А. Миал, В. Циглер и др. Задачей журнала было объединение усилий всех специалистов наук о Земле для решения проблем многоплановой эволюции осадочных бассейнов, их флюидогеодинамических режимов и механизмов инверсии. В последнее десятилетие за рубежом издано более десяти крупных монографий, касающихся различных аспектов исследования осадочных бассейнов. Наиболее известная монография Ф. Аллена и Д. Аллена "Анализ бассейнов: принципы и применение", появившаяся в 1990 г. уже трижды переиздана, что свидетельствует о большом интересе мировой общественности к этой проблеме. Под редакцией К. Дж. Сю издательством

"Эльзевир" с 1989 г. начато издание многотомной серии "Осадочные бассейны мира". Первыми изданы тома "Китайские осадочные бассейны" и "Осадочные бассейны Африки".

Не могло не коснуться это движение и российских ученых, и рецензируемый труд – отражение состояния исследования осадочных бассейнов в России, как это видится исследователям ведущего геологического института страны – ВСЕГЕИ. Главные аспекты общей проблемы геодинамики и минерации осадочных бассейнов, очерченные авторами для рассмотрения, – учение о формах, тектоника плит и связанные с ней геодинамические режимы, и представления о нелинейном характере развития геологических и, прежде всего, рудных процессов.

Монография состоит из четырех частей, хотя идейно и связанных между собой, но пока ещё недостаточно жестко и логично, поэтому они воспринимаются как самостоятельные разделы.

Первая часть монографии названа "Литогеодинамические основы классификации осадочных бассейнов". Она является "идеологическим стержнем" работы, как подчеркивают и сами авторы, поэтому её оценке следует уделить большее внимание. В виде отдельных глав в этой части рассмотрены исходные понятия и методические вопросы, включая классификационно-диагностическую систему осадочных бассейнов, принципы литогеодинамического анализа осадочных систем, геодинамические типы осадочных бассейнов. Видимо ошибочно в отдельную четвертую главу выделено описание бассейнов коллизионных

*Монография "Литогеодинамика и минерация осадочных бассейнов" /Е.А. Басков, Г.А. Беленицкая, С.И. Романовский и др. Под ред. А.Д. Щеглова. – Санкт-Петербург: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. 480 с.

обстановок, в то время как все остальные типы бассейнов описаны в третьей главе.

Автором этой части монографии, известным стратиграфом С.И. Романовским, совершенно справедливо подчеркнута роль литогеодинамики в формировании осадочных бассейнов. Отмечена важность построения индикационных рядов осадочных формаций, их геодинамическая “привязка”, поскольку механизмы осадочных процессов резко изменяются при любых отклонениях в геодинамической позиции бассейна. При чрезвычайном литологическом разнообразии осадочных комплексов, даже в однотипных геодинамических обстановках, важно установить *тенденции* направленной смены полифациальных комплексов формаций как функции геодинамической эволюции бассейна. С этой мыслью автора нельзя не согласиться.

Рассматривая возможные подходы к геодинамической систематике осадочных бассейнов и геодинамические классификации, появившиеся до 1988 г. (к сожалению, более поздние работы не рассматриваются), автор отмечает, что геодинамическую привязку получают лишь современные осадочные бассейны. В своей классификационно-диагностической системе осадочных бассейнов С.И. Романовский пытается дать такую привязку (диагноз) и для древних осадочных бассейнов, предлагая последовательную систему операций. Справедливости ради следует сказать, что в более поздних работах, например, в монографии “Тектоника осадочных бассейнов”, написанной коллективом известнейших специалистов в области бассейнологии под редакцией К. Дж. Басби и Р.В. Ингерсолла в 1995 г. параллельно с классификацией, включающей 27 типов бассейнов, для каждого типа даётся пример современного и древнего бассейна.

В главе “Литогеодинамический анализ осадочных систем” автор рассмотрел ведущие факторы, воздействующие на осадочную систему: эвстатические колебания уровня океана, климатические флуктуации, эпизоды активности спрединга и субдукции, отметив, что построить общую теорию развития осадочных систем пока не удаётся.

Наибольшей по объёму является глава “Геодинамические типы осадочных бассейнов”. В ней собран огромный фактический материал, как по российским, так и зарубежным бассейнам, даны классификационно-диагностические системы осадочных бассейнов для разных геодинамических обстановок, что поможет следующему поколению исследователей успешно двигаться в этом направлении.

К сожалению, типы осадочных бассейнов, и характеристика геодинамических обстановок даны по состоянию на 1986-1988 гг., не учтены также данные глубоководного бурения за последние 7-8 лет, принесшие много новых интересных фактов. И это, видимо, не вина авторов. За прошедшие 10 лет наука за рубе-

жом в направлении исследования осадочных бассейнов сделала ещё шаг вперед. Но нынешнее состояние российской науки не позволило сделать этого шага и нам, российским ученым, в том числе и авторам монографии. Поэтому многие новые факты и публикации выпали из поля зрения исследователей. Это привело к тому, что новые факты, трактовки, гипотезы не обсуждаются. За последние годы плейттектоника из довольно примитивной глобальной концепции, оперировавшей четырьмя главными режимами, включающими рифтогенез, спрединг, субдукцию, коллизию (чему следуют авторы монографии), превратилась в более гибкую конструкцию, учитывающую не только глобальные, но и региональные особенности того или иного региона, поэтому разнообразие типов бассейнов в последних классификациях увеличилось до 30, однако они по-прежнему эклектичны, поскольку типы бассейнов выделяются по разным признакам. Как правило, это классификации-перечисления.

Несмотря на сказанное, главные тенденции развития анализа осадочных бассейнов отражены в рассматриваемом разделе с достаточной полнотой.

Вторая часть монографии, названная “Гидрогеология и флюидогеодинамика осадочных бассейнов” включает семь небольших глав. В них описаны структурно-гидрогеологические категории осадочных бассейнов, гидрогеохимическая, гидрогеодинамическая, гидрогеотермическая зональность, стадийность гидрогеологических процессов, рудообразующие гидрогеологические системы, предложена схема формационно-гидрогеохимических категорий осадочных бассейнов и их типов по преобладанию вод разной минерализации.

Эта часть монографии является совершенно необходимым связующим звеном между первой и последующими частями монографии и содержит множество полезных сведений. Но пока ещё не достигнуто полной увязки взаимосвязи и взаимообусловленности литогеодинамических и флюидогеодинамических процессов. Хорошо было бы показать на конкретных примерах из разных типов бассейнов как меняется флюидогеодинамический режим в зависимости от типа бассейна.

Третья часть монографии “Угленосные и галогенсодержащие осадочные бассейны” состоит из двух глав. В первой рассмотрены геодинамическая классификация угленосных бассейнов, особенности накопления и преобразования углеродного вещества, металлоносность угленосных осадочных бассейнов. Во второй главе ещё более детально рассмотрены подобные же характеристики для галогенсодержащих бассейнов. Вторая глава (автор Г.А. Беленицкая) выгодно отличается от первой обилием графики: карт, таблиц, рисунков, дающих исчерпывающую информацию о геодинамической позиции галогенсодержащих бассей-

нов, их типах, типовых рядах формаций в бассейнах разных геодинамических типов. Анализируются модели структурно-ландшафтных обстановок, присущих бассейнам разных типов, даётся их графическое изображение. Следует особо отметить фундаментальность геодинамической классификации и характеристики галогенсодержащих бассейнов, учитывающей все возможные параметры и дающей примеры как современных, так и древних бассейнов. Это несомненная удача автора. В заключение рассматривается металлогеническая специализация бассейнов, обсуждаются генетические модели галогенеза.

Четвёртая часть “Металлогения осадочных бассейнов” включает четыре главы. В первой главе рассмотрены вещественно-геодинамические типы рудоносных осадочных бассейнов в соответствии с классификацией, предложенной в первой части монографии. Описаны все типы стратиформного оруденения (за исключением уранового), встречающегося в различных геодинамических обстановках с привязкой к вещественным комплексам.

Особо описаны во второй главе урановые месторождения осадочных бассейнов чехлов платформ и перспективы их выявления на территории России. В третьей главе освещена роль органического вещества и металлоорганических соединений в рудообразовании. Заканчивается этот крупный и важный раздел монографии главой “Перспективы осадочных бассейнов России на новые и нетрадиционные типы рудных месторождений”, в которой справедливо отмечена явно недостаточная изученность российских осадочных бассейнов в отношении рудоносности слагающих их толщ, перечислены наиболее перспективные объекты и отме-

чено, что изучение металлогении осадочных бассейнов с использованием геодинамического анализа открывает широкие возможности для новых теоретических обобщений и решения важных прикладных вопросов, в первую очередь связанных с выбором оптимальных направлений прогнозных и поисковых работ.

В главе “Заключение”, написанной редактором монографии академиком А.Д. Щегловым, перечислены те проблемы и вопросы, которым посвящена монография, отмечено, что на пороге нового столетия было необходимо подвести итоги и наметить перспективы развития одного из принципиально новых направлений комплексных геологических исследований, которое, по мнению авторов, определит прогресс геологии в будущем. Проблема металлогении осадочных бассейнов приобретает в новом столетии особое значение, т.к. с её решением связано открытие новых типов месторождений, особенно рудных, причём крупных и уникальных по размерам.

К концу “Заключения” перечислены 11 главных проблем, на которых необходимо сосредоточить особое внимание в последующих исследованиях. Это практически программа исследований осадочных бассейнов и их минерогении на будущее.

Авторы монографии отдают себе отчёт, что в представленной монографии далеко не все аспекты рассмотренной проблемы освещены. Перечислять их нет смысла. Авторами проделана огромная работа, создан фундамент для дальнейших исследований, теоретических разработок, ассимиляции новых фактов. Это крупный вклад российских исследователей в мировую науку.

Поступила в редакцию 22 декабря 1998 г.

ЮБИЛЕИ

ГАЛИНА ЛЕОНТЬЕВНА КИРИЛЛОВА (к 60-летию со дня рождения)

19 июня 1999 г. ответственному секретарю журнала “Тихоокеанская геология”, доктору геолого-минералогических наук Галине Леонтьевне Кирилловой исполняется 60 лет, как ни трудно в это поверить, видя неиссякаемую энергию и работоспособность этого человека.

Г.Л. Кириллова является выпускницей геолого-географического факультета Ростовского-на-Дону государственного университета. Научная деятельность её началась ещё в студенческие годы. Её интересы в это время были сосредоточены на изучении палеогеновых фораминифер и кокколитофорид Северного Кавказа. Результаты этих исследований неоднократно докладывались Галиной Леонтьевной на Всесоюзных межвузовских научных конференциях.

С 1961 г. и до настоящего времени вся трудовая деятельность Галины Леонтьевны связана с Дальним Востоком. В 1961-1971 гг. она участвовала в геологической съёмке масштаба 1:200000 в труднодоступных районах Хабаровского края и Амурской области (хребты Соктахан, Джагды). Результаты этих работ, коренным образом изменившие прежние представления о геологическом строении Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой системы, отражены на всех более поздних геологических картах, в учебниках ВУЗов по региональной геологии. Итоги работ тех лет обобщены в кандидатской диссертации (1971 г.) и совместной с М.Т. Турбиным монографии “Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области” (1979 г.).

В 1971-1975 гг. Галина Леонтьевна, работая в Дальневосточном институте минерального сырья (ДВИМС), принимает участие в составлении Структурно-формационной карты Тихоокеанского подвижного пояса и одновременно ведёт большую научно-организационную работу в качестве ученого секретаря Дальневосточного филиала Научно-редакционного совета ВСЕГЕИ.

С 1975 г. по настоящее время Г.Л. Кириллова – один из ведущих специалистов Института тектоники и геофизики ДВО РАН, последовательно занимая должности старшего, ведущего, главного научного сотрудника, заведующего лабораторией. Первый этап её деятельности (1975-1981 гг.) посвящен решению фундаментальных проблем учения об осадочных формациях и их рудоносности. В этот период при её активном участии составлена “Тектоническая карта Востока СССР и сопредельных областей” м-ба 1:2500000, четыре терминологических справочника, широко известные в СССР и за рубежом, опубликована серия статей.

В 1981-1992 гг. Г.Л. Кириллова детально и плодотворно разрабатывала проблемы осадочной геологии в связи с нефтегазоносностью на востоке Азии и прилегающих акваторий. Она участвовала в проведении исследований на континенте (задание ГКНТ СССР), в морских экспедициях (международные программы “Веспак” и “Геотраверс”). В этот период выходит цикл её статей по геологическому строению различных типов осадочных бассейнов Филиппинского моря и смежной континентальной окраины, завершившийся крупным обобщением – монографией “Структура кайнозойских осадочных бассейнов зоны сочленения восточной Азии с Тихим океаном” и защитой докторской



диссертации в 1992 г. Г.Л. Кирилловой в этом цикле работ обосновано выделение различных типов бассейнов со специфической минерагенической специализацией: сульфидными рудами типа Куроко в бассейнах Тихоокеанского сегмента и нефтегазоносными структурами – в пределах Азиатского континента. Одновременно Г.Л. Кириллова активно участвует в работе по теме ГКНТ “Тектоника и геодинамика нефтегазоносных бассейнов востока СССР”. Крупными результатами по этому направлению являются “Атлас структурно-литологических карт кайнозойских нефтегазоносных бассейнов востока СССР м-ба 1:7500000” (1990 г., редактор, составитель), “Тектоническая карта нефтегазоносных областей Дальнего Востока м-ба 1:2500000” (1989 г., составитель), коллективная монография “Литолого-петрофизические критерии нефтегазоносности” (1990 г.).

В последние годы научные интересы Галины Леонтьевны связаны с проблемами строения и нефтегазоносности мезозойско-кайнозойских бассейнов востока России. Она с успехом участвует в выполнении федеральной программы “Нефть и газ России” и российско-китайского проекта, проводя сравнительный анализ бассейнов востока России с пограничными бассейнами Китая, где уже открыты месторождения нефти и газа, что позволяет определить направления развития геологоразведочных работ на территории Хабаровского края.

С 1993 г. Г.Л. Кириллова участвует в Международном проекте ЮНЕСКО “Изменение окружающей среды и биоты в Восточной и Южной Азии в течение мелового периода”, являясь российским координатором этого проекта, в котором участвует 18 стран. В процессе мультидисциплинарных исследований (стратиграфия, седиментология, тектоника и др.) определены главные факторы, события, приведшие к катастрофическим изменениям окружающей среды и биоты в течение мела и особенно на границе мела и кайнозоя. Изучение меловых отложений важно и с практической точки зрения, поскольку они являются наиболее продуктивными в отношении нефтегазоносности.

Результаты исследований Г.Л. Кирилловой опубликованы в 165 российских и зарубежных изданиях, отражены на специализированных картах и атласах. Геологическая общественность знакома с ней по участию в международных конгрессах, симпозиумах, всероссийских совещаниях и школах, в международных экспедициях.

Г.Л. Кириллова осуществляет многоплановую научно-организационную деятельность на посту ответственного секретаря журнала “Тихоокеанская геология”, члена редколлегии журнала “Геологические исследования в Северо-Восточной Азии”, издаваемого Международным центром науки и образования Северо-Восточной Азии в КНР. Она – член Международной ассоциации седиментологов, почётный профессор Чаньчуньского университета, член-корреспондент Российской академии естественных наук, член научно-редакционного экспертного совета при Министерстве природных ресурсов Российской Федерации, член диссертационных советов по присуждению ученых степеней. Галина Леонтьевна щедро делится знаниями с молодыми исследователями, руководит работой аспирантов, активно занимается популяризацией научных знаний.

Нам остаётся пожелать Галине Леонтьевне несокрушимого здоровья, новых творческих успехов, на долгие годы сохранить присущие ей беззаветную преданность науке, энергию и работоспособность, доброжелательность и чувство юмора.