

Том 21, номер 5
ISSN 0207 - 4028

Сентябрь-Октябрь 2002

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
МОИСЕЕНКО В.Г.



СОДЕРЖАНИЕ

<i>И.А. Александров, О.В. Авченко.</i> Сравнительная термобарометрия метаморфических комплексов и геодинамическая модель взаимоотношения Алданского и Джугджуро-Станового блоков (Алдано-Становой щит).....	3
<i>В.А. Трунилина, С.А.Бабушкина, Ю.С. Орлов.</i> Состав и генетические аспекты формирования гранитоидов латитового ряда хр. Полоусного (Северный батолитовый пояс Верхояно-Колымских мезозойд)	15
<i>Ю.Д. Захаров, О.П. Смышляева, А.М. Попов, В.В. Голозубов, А.В. Игнатъев, Т.А. Веливецкая, К. Танабэ, Я. Шигэта, Х. Маэда, Т.Б. Афанасьева, А.А. Коляда, А.К. Чербаджи, К. Мория.</i> Изотопный состав кислорода и углерода меловых органогенных карбонатов Корякского нагорья. Статья 2. Бассейн реки Таловка (Корякское нагорье)	28
<i>В.П. Тарабукин.</i> Биостратиграфия ордовикских отложений хребта Сетте-Дабан по конодонтам (Северо-Восток Азии)	41
<i>С.Е. Апрельков, П.С. Богдан, С.В. Попруженко.</i> Палеовулканоструктуры Уннэйваямского вулканического поля в Корякском нагорье и связь с ними оруденения (по геолого-геофизическим данным)	51
<i>Н.Г. Шкабарня, Г.Н. Шкабарня.</i> Особенности строения осадочных бассейнов Приморского края (по данным электроразведки)	62
<i>Д.В. Коваленко, Е.Е. Чернов.</i> О перемагничивании меловых и палеогеновых толщ Камчатки и юга Корякии	68
<i>К.Б. Булнаев.</i> Источник фтора и характер его эволюции в эпитеpmальных флюоритовых месторождениях	85
<i>Л.Г. Филимонова, А.В. Чугаев.</i> О роли вещества базитов и вмещающих вулканитов в формировании предрудных послемагматических минералов Дукатского рудного поля (Северо-Восток России)	95

Юбилей

Анатолий Алексеевич Сидоров (к 70-летию со дня рождения)	108
Владимир Георгиевич Сахно (к 70-летию со дня рождения)	110
Эйриш Леонид Владимирович (к 70-летию со дня рождения)	111

Некрологи

Парфенов Леонид Михайлович (1937-2002 гг.)	112
Троян Валерий Борисович (1939-2002 гг.)	114

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ АЛДАНСКОГО И ДЖУГДЖУРО-СТАНОВОГО БЛОКОВ (АЛДАНО-СТАНОВОЙ ШИТ)

И.А. Александров, О.В. Авченко

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Описана методика расчета оценок давления и температуры образования минеральных ассоциаций на основе программы TERMOCALC. Определены РТ-условия образования гранулитов сугамского комплекса (Алданский блок) и метаморфических пород зейского и станového комплексов (амфиболитовая фация метаморфизма, Джугджуро-Становой блок). Установлено, что глубинность формирования метаморфических пород Джугджуро-Станového блока не уступает, а порой превышает уровень глубинности гранулитов юга Алданского блока. На этой основе, дополняемой современными данными изотопного возраста, предложена новая геодинамическая модель взаимоотношения Алданского и Джугджуро-Станového блоков (Алдано-Становой шит), согласно которой метаморфизм Джугджуро-Станového блока в протерозое тесно связан с протерозойской перекристаллизацией Алдано-Станového щита и происходил в условиях субдукции Становой плиты под Алданский блок.

Ключевые слова: метаморфизм, термобарометрия, программа TERMOCALC, геодинамика, субдукция, Джугджуро-Становой блок, Алданский блок, Алдано-Становой шит.

ВВЕДЕНИЕ

В определении условий образования метаморфических пород различаются два подхода. При первом подходе (назовем его для простоты «минералогическим») исследователь берет экспериментальные минералогические термобарометры и на их основе пытается определить Р и Т образования метаморфических пород. Однако такие термобарометры существуют только для очень ограниченного круга минеральных равновесий, распространенных, как правило, в условиях довольно высоких температур метаморфизма. Другим недостатком такого подхода является совершенно не ясная сопоставимость разных термобарометров между собой в отношении выходных величин. Например, имеются для определения Р и Т образования гранулитовых пород гранат-ортопироксеновый и гранат-кордиеритовый термобарометры, а для оценки условий образования метаморфических пород, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации, популярен амфибол-гранат-плагиоклазовый термобарометр. Можно задать себе такие вопросы: на какой основе можно сравнить между собой показания этих двух столь разных термобарометров, какова точность их оценок Р и Т относительно друг друга? Ответа на этот вопрос нельзя получить при данном подходе и, следовательно, не возможно корректно оценить глубинность метаморфизма разнотемпературных, например, амфиболитовых и гранулитовых комплексов относительно

друг друга. Второй подход (назовем его «минальным») основан на изучении термодинамических свойств всех минальных реакций, которые можно написать для данного парагенезиса, на основании чего, с учетом моделей твердых растворов минералов, производится оценка Р и Т данного минерального равновесия. Преимуществом второго метода является то, что оценка термодинамических свойств минальных реакций изначально производится на основе согласованной термодинамической информации. Эта информация является как бы единой для высокотемпературных и низкотемпературных минеральных равновесий, что и позволяет корректно провести сравнительную оценку условий образования разнотемпературных метаморфических минеральных ассоциаций. Второй метод освещался в ряде работ [1, 17, 19, 21 и др.], но мало известен в российской петрологической литературе.

На протяжении целого ряда лет минальный подход последовательно развивали английские ученые Роджер Пауэлл и Тим Холланд, которые создали программу TERMOCALC [20, 21, 26, 27] и опубликовали ее в сети ИНТЕРНЕТ. Данная статья призвана кратко описать основные принципы работы TERMOCALC и оценить условия образования разнотемпературных метаморфических комплексов Восточной Сибири на основе работы этой программы. Главный упор, однако, мы сделаем на сравнительной оценке давления метаморфизма амфиболитовых и

гранулитовых комплексов Восточной Сибири, которая даст возможность в свою очередь подойти к определенным геодинамическим реконструкциям их становления.

ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОГРАММЫ THERMOCALC

В использованной версии этой программы (2.75) даются взаимосогласованные термодинамические данные для 154 твердых миналов, 22 жидких и флюидных фаз и 13 расплавных фаз. Поэтому столь обширная база данных способна описать термодинамику основных породообразующих минералов: оливинов, гранатов, полевых шпатов, слюд, роговых обманок, карбонатов и других минералов в широком диапазоне температур и давлений с участием флюидных компонентов и некоторых расплавных фаз. На основе этой программы можно получить термодинамические свойства всех возможных минальных реакций и отдельных миналов, рассчитать формулы минералов и активности миналов, построить петрогенетические решетки многокомпонентных систем с учетом переменной железистости и глиноземистости минералов, оценить условия образования отдельных минеральных парагенезисов в очень широком диапазоне температур и давлений с учетом погрешности определения этих оценок. В данной статье мы более детально разберем последнюю возможность. Информация о программе THERMOCALC на основе свободного доступа помещена на сайте:

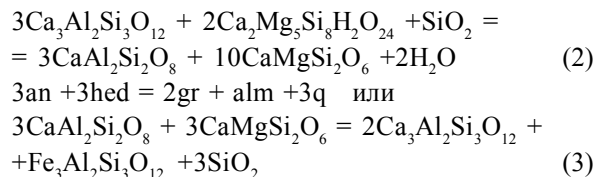
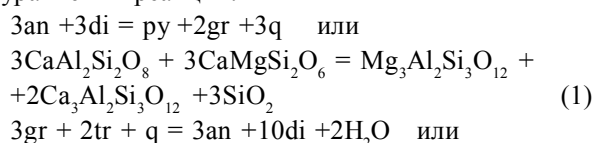
<http://rubens.its.unimelb.edu.au/~rpowell/THERMOCALC/THERMOCALC.html>

Естественно, авторы статьи могут также представить эту программу и прояснить некоторые вопросы ее работы всем желающим.

ПРИНЦИПЫ РАБОТЫ ПРОГРАММЫ THERMOCALC

Основной принцип, заложенный в программе – расчет термодинамических свойств конкретных минальных реакций, в зависимости от реальных сосуществующих минералов в данной породе. Работу этого принципа покажем на примере.

Предположим, что в породе сосуществуют некоторые минералы, слагающие парагенезис: Gr (гранат), Pl (плаггиоклаз), Crx (клинопироксен), Orx (ортопироксен), Hb (роговая обманка) и Q (кварц). Тогда между миналами этих минералов в общем случае можно написать несколько стехиометрических соотношений (реакций). Например, могут написаны такие уравнения реакций:



где an, di, hed, py, gr, alm, tr, q – анортит, диопсид, геденбергит, пироп, гроссуляр, альмандин, тремолит, кварц – миналы, входящие в состав минералов парагенезиса – плаггиоклаза, клинопироксена, граната, роговой обманки и кварца. Помимо реакций (1)-(3) для парагенезиса Gr+Pl+Crx+Orx+Hb+Q можно написать еще и другие соотношения (общим числом примерно 150!), которые мы здесь не будем выписывать.

Для каждого соотношения, подобного (1)-(3), можно написать следующее термодинамическое уравнение, подробный вывод которого приводится в работе О.В. Авченко [1]:

$$0 = \Delta H_i + \Delta S_i \times T + \Delta V_i \times P + R \times T \times \ln K_p, \quad (4)$$

где i – номер реакции, ΔH_i – энтальпийный, ΔS_i – энтропийный, ΔV_i – объемный эффекты реакции i , R – газовая постоянная, P , T – температура и давление, при которой рассчитывается реакция.

Величина $\ln K_p$ – натуральный логарифм константы равновесия реакции, выражение которой для реакции (1) записывается в следующем виде:

$$K_p = (a_{py}) \times (a_{gr})^2 / (a_{an})^3 \times (a_{di})^3 \quad (5)$$

где a_{py} , a_{gr} , a_{an} , a_{di} – активности миналов пироба, гроссуляра, анортита, диопсида, входящих в состав реальных минералов парагенезиса. Степенные показатели при активностях миналов представляют собой стехиометрические коэффициенты уравнения реакции, а сами активности миналов рассчитываются на основе определенных термодинамических моделей, исходя из реальных составов минералов, получаемых на основе микронзондовых или других анализов. Активности миналов, совпадающих по составу с минералом, равны единице, поэтому в уравнении константы равновесия отсутствует активность кварца. Именно через константу равновесия реакций учитывается состав минералов в природных ассоциациях в оценках P и T минерального парагенезиса.

Если параметры ΔH , ΔS , ΔV обозначить через коэффициенты a , b , c , то уравнение (4) напишется в таком виде:

$$0 = a + b \times T + c \times P + R \times T \times \ln K_p \quad (6)$$

Именно в таком виде в программе THERMOCALC приводятся термодинамические уравнения для каждой минальной реакции, причем размерность единиц в уравнениях реакций выражена в килоджоулях, градусах Кельвина и килобарах. Коэффициенты a , b , c для уравнения (6) и ему подобным рассчитываются в программе автоматически для данных P и T на основе термодинамических соотношений, включающих

уравнения теплоемкости. Термодинамические уравнения реакций типа (6) в первом приближении отвечают прямым линиям, поскольку коэффициенты a , b , c с изменением P и T меняются незначительно. Поэтому для вычисления P и T иногда достаточно всего двух уравнений, имеющих общую точку пересечения. Но в других случаях даже расчет многих уравнений не дает возможности получить оптимальные оценки P и T из-за большой неопределенности или неточности термодинамических данных. Наибольшая неопределенность для уравнений типа (6) существует для энтальпийного эффекта реакций и оценок активностей миналов в выражении константы равновесия. Неопределенность энтальпийного эффекта связана с экспериментальными неточностями в оценке стандартной энтальпии миналов, а неопределенность в величинах активностей миналов обусловлена применением различных и в общем случае несогласованных термодинамических моделей для описания твердых растворов минералов. Важной особенностью программы THERMOCALC является как раз учет неопределенности термодинамической информации по энтальпийному эффекту и величинам активностей миналов.

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ РАБОТЫ

На первом этапе с помощью отдельной специальной программы, входящей в программный комплекс THERMOCALC, вычисляются все активности миналов, входящих в минералы парагенезиса. Одновременно при этом автоматически рассчитывается кристаллохимическая формула минерала. Активности миналов на первом этапе рассчитываются при произвольно заданных параметрах P и T , исходя из общих соображений об условиях метаморфизма пород. После этого создается специальный файл (thd**.txt), в котором записываются названия миналов и их активности. После этого входим в расчетный блок THERMOCALC (tcalc27.exe). Программа даст на выбор три варианта расчета: для оценки давления (при заданной температуре), для оценки температуры (при заданном давлении) и для оценки средних параметров P и T . Третий случай расчета не всегда возможен, потому что не всегда хватает набора

минальных реакций для одновременного определения P и T . В этом случае надо попытаться определить температуру (давление) минерального равновесия на основе какого-нибудь более или менее надежного экспериментального термометра (барометра), а затем оценить давление (температуру) по THERMOCALC при известной температуре (давлении). В каждом варианте расчета на входе надо задать еще приблизительный интервал оценок P и T , исходя из общих соображений. Рассмотрим подробнее отдельные варианты расчета.

Оценка средних параметров P и T

Для этого примера мы возьмем образец основного кристаллосланца из охотского метаморфического комплекса, состоящего из минералов Gr, Pl, Crx, Opx, Hb, Q (обр. А-33, [1]). После проведения расчетов для оценки средних параметров P и T по вышеуказанной схеме программа создаст выходной файл (tho**.txt), который состоит из нескольких информационных частей. В первой части (табл. 1) даются активности (a) миналов и их неопределенности ($sd\ a/a$), рассчитанные при заданной, но выбранной из каких-то соображений температуре и принятом составе флюида (в нашем примере $X_{H_2O} = 0.8$; $X_{CO_2} = 0.2$).

Во второй части этого файла приводятся минальные реакции (из числа линейно независимых), средние оценки давления для каждой реакции, коэффициенты a , b , c , величины $\ln K_p$ и величины неопределенностей по давлению ($sd(P)$), по энтальпии реакции ($sd(a)$) и логарифму константы равновесия ($sd(\ln K_p)$). В этой части файла величина давления и остальные параметры реакции рассчитываются для средней температуры заданного на входе температурного интервала (табл.2).

Оценки давления и термодинамические параметры линейно независимых реакций

Наконец, в третьей, основной части файла даются найденные наиболее вероятные оценки P и T , их неопределенности – $sd(P)$ и $sd(T)$ – и некоторые статистические параметры. Важной особенностью этой части файла является вывод на печать оценок P и T в зависимости от вычисленной неопределенности

Таблица 1. Активности миналов и их неопределенности.

минал	an	ab	py	gr	alm	di	hed	cats
a	0.670	0.520	0.0096	0.0131	0.180	0.530	0.310	0.021
sd a/a	0.05	0.0691	0.5581	0.5257	0.1706	0.0662	0.1178	0.4762
минал	tr	en	fs	ts	fact	parg	q	H ₂ O
a	0.0076	0.240	0.23	0.00007	0.0015	0.0112	1	0.2
sd a/a	0.4998	0.1732	0.1625	2.3904	0.7941	0.5462	0	0

Примечание. an – анортит, ab – альбит, py – пироп, gr – гроссуляр, alm – альмандин, di – диопсид, hed – геденбергит, cats – Ca-чермакитовый пироксен (Ca-Tschermak pyroxene – CaAl₂SiO₆), tr – тремолит, en – энстатит, fs – ферросилит, ts – чермакит (Ca₂Mg₃Al₄Si₆O₂₄H₂), fact – ферроактинолит, parg – паргасит, q – кварц.

Таблица 2. Линейно независимые реакции для обр. А-33, их параметры и оценка давления ($T=750^{\circ}\text{C}$, $X_{\text{H}_2\text{O}} = 0.2$; $X_{\text{CO}_2}=0.8$).

Минальные реакции

- 1) cats + q = an
- 2) 3di + 3cats = py + 2 gr
- 3) 3hed + 3 cats = 2gr + alm
- 4) 3cats + 3fs = gr + 2 alm
- 5) 3cats + 3en = 2py + gr
- 6) 2py + 4gr + 3ts + 12q = 12an + 3tr
- 7) 21an + 6fact = 11gr + 10alm + 27q + 6H₂O
- 8) 12an + 18di + 3parg = 3ab + 5py + 10gr + 3 tr
- 9) 12an + 5alm + 18di + 3parg = 3ab + 10py + 10gr + 3fact

Оценки давления и термодинамические параметры линейно независимых реакций

№ реакции	P	sd(P)	a	sd(a)	b	c	lnK _p	sd(lnK _p)
1	5.4	2.60	-17.57	0.24	-0.018	1.416	3.463	0.479
2	8.9	5.47	-51.72	0.94	0.078	-2.629	0.178	1.870
3	8.0	5.59	-29.36	0.59	0.036	-2.691	2.244	1.958
4	7.7	4.73	-105.83	2.20	0.100	-2.982	4.718	1.817
5	7.9	3.70	-88.04	1.54	0.056	-3.414	8.234	1.634
6	4.8	2.73	-35	6.88	0.375	21.881	35.893	7.727
7	6.3	1.13	32.21	11.99	-0.475	-53.595	-17.411	7.764
8	6.7	1.80	-15.66	5.70	0.663	-27.806	-53.469	6.495
9	9.5	2.52	268.08	7.99	0.579	-25.65	-72.997	8.348

активности каждого минала (табл. 3). Это позволяет учесть изменение оценок P и T от одного из наименее известного параметра термодинамического уравнения реакций – величины активности того или другого минала. Если вычисленные оценки P и T значительно (по температуре примерно на 100–200°C, а по давлению 4–6 кбар) отличались от оценок P и T, которые принимались на входе для первоначального расчета активностей, то весь расчет надо повторить, задавая на входе уже полученные оценки P и T. Обычно двух или трех приближений вполне достаточно для хорошего расчета.

В таблице 3 приводятся некоторые статистические параметры – *сог*, *fit*, *e**, *hat*. Они нужны, главным образом, для дальнейшего уточнения полученных оценок P и T, если погрешность расчетов слишком велика. Пользуясь этой информацией, можно исключить какой-нибудь наиболее «плохой» минал из входного файла, если это возможно, и провести расчет, основываясь на остальных реакциях. В выходном файле дается информация о величинах, которые не должны превышать статистические критерии *fit*, *e**, *hat*. Для нашего примера предельная величина *fit* должна быть меньше 1.42, *e** – меньше 2.5, *hat* – меньше 0.56.

Величина *hat* отражает степень влияния активности каждого минала на смещение P-T оценок. Эта величина может изменяться в диапазоне 0.0–1.0, причем нулевое значение показывает отсутствие влия-

ния, а единица – фиксирование P-T оценок данным миналом. С этой точки зрения активность тремолита достаточно сильно смещает оценку P-T, в отличие от активности миналов плагиоклаза (табл.3). Величина *e** представляет собой нормированную неопределенность активности каждого минала. В нашем примере она значительно меньше предельной оценки.

Величина *fit* связана с доверительными интервалами оценок P и T. Если оценки *fit* не превышают предельных величин, то оценки P-T находятся внутри 95% доверительного интервала. Для нашего примера *fit* примерно постоянна и значительно меньше предельной величины. Наконец, величина *сог* отражает корреляционную связь между давлением и температурой каждого уравнения, прямо не связана с достоверностью вычисляемых параметров, но позволяет оценить зависимость каждого минального уравнения от температуры и давления.

Таким образом, оценки P = 8 кбар и T = 852°C в обр. А-33 статистически надежны. Изменение состава флюида до максимально водного ($X_{\text{H}_2\text{O}} = 1.0$) незначительно (на 0.2–0.3 кбар) повышает оценку давления.

Оценка давления (температуры) при заданной температуре (давлении)

Могут быть варианты, когда невозможно найти оба параметра P и T или в силу нехватки некоторых минальных реакций, или в силу большой не-

Таблица 3. Средние параметры P (кбар) и T (°C), их неопределенности и некоторые статистические оценки для обр. А-33 (охотский комплекс, [1]).

минал	P	sd (P)	T	sd (T)	cor	fit	e*	hat
an	8.01	1.20	852	57	0.458	1.16	0.10	0.05
ab	7.95	1.13	851	58	0.481	1.16	0.09	0.00
py	8.11	1.17	861	60	0.537	1.15	0.49	0.16
gr	7.74	1.20	854	57	0.425	1.15	0.55	0.24
alm	7.60	1.23	853	56	0.412	1.13	0.49	0.17
di	7.77	1.12	842	57	0.512	1.13	0.61	0.05
hed	8.03	1.05	865	54	0.485	1.08	1.03	0.04
cats	8.29	1.09	864	54	0.510	1.08	-1.31	0.11
tr	7.59	1.19	824	67	0.592	1.12	-0.75	0.36
en	8.01	1.10	836	60	0.417	1.13	0.66	0.19
fs	7.59	1.19	854	55	0.419	1.12	0.75	0.23
ts	7.96	1.08	849	55	0.481	1.11	1.03	0.01
fact	8.32	1.04	870	53	0.516	1.04	1.48	0.11
parg	7.95	1.10	838	60	0.449	1.13	-0.73	0.20
q	7.95	1.13	852	57	0.483	1.17	0	0
H ₂ O	7.94	1.14	851	58	0.490	1.17	0.07	0.01
среднее	8.0	1.10	852	57	0.483	1.17	-	-

Таблица 4. Активности миналов в обр. 2157-г (P = 8 кбар, T = 550°C).

an	py	gr	alm	di	hed	cats	ep	cz	fep	q
0.540	0.00155	0.110	0.047	0.48	0.37	0.151	0.120	0.860	0.00092	1

Примечание. an – анортит, py – пироп, gr – гроссуляр, alm – алмадин, di – диопсид, hed – геденбергит, cats – Са-чермаки-товый пироксен (Ca-Tschermak pyroxene – CaAl₂SiO₆), ep – эпидот, cz – клиноцоизит, fep – Fe-эпидот, q – кварц.

определенности полученных по TERMOCALC уравнений. В других примерах пересечение двух линий минальных реакций на P-T диаграмме происходит под очень острыми углами, что приводит к появлению большой неопределенности либо по давлению, либо по температуре. Еще одни осложнения бывают в примерах равновесий с водосодержащими миналами, когда вариации состава флюида сильно сказываются на вычисляемых параметрах. В этих случаях можно попытаться найти один параметр (P или T), задавая или выбирая значение другого на основе каких-либо дополнительных соображений. Рассмотрим некоторые детали вычислений на примерах обр. 2157-г и обр. 86-е из пород зейского комплекса Джугджуро-Станового блока [9].

Обр. 2157-г состоит из граната, клинопироксена, цоизита, плагиоклаза и кварца. По составам минералов рассчитываем активности миналов (табл. 4).

После проведения расчетов были получены следующие величины (табл. 5).

Из таблицы 5 видно, что с увеличением мольной доли CO₂ во флюиде оценки P и T заметно смещаются в область более низких значений. Но известно [9], что температура метаморфизма зейского комплекса вряд ли могла быть меньше 550°C. Кроме того, гранат-клинопироксеновый термометр [28] в данном образце показал температуру в 541°C. Отсю-

Таблица 5. Оценки P (кбар) и T (°C), их неопределенности (в скобках) и состав флюида в обр. 2157-г.

P	T	X _{H₂O}	X _{CO₂}
6.6(1.7)	483(55)	0.2	0.8
8(1.9)	561(62)	0.8	0.2
8.3(1.9)	577(64)	1.0	0.0

Таблица 6. Оценка P (кбар), ее неопределенность (в скобках) и состав флюида в обр. 86-е при T= 614(°C).

P	X _{H₂O}	X _{CO₂}
13.5(1.7)	0.1	0.9
11.9(1.9)	0.5	0.5
11.3(1.9)	1.0	0.0

да приходим к выводу, что давление минерального равновесия в обр. 2157-г было близко к 8 кбар.

В обр. 86-е сосуществуют гранат, биотит, эпидот, плагиоклаз и кварц. Для этих минералов TERMOCALC дает 14 минальных уравнений, однако все они идут под близкими наклонами, что не дает возможность оценить P и T одновременно. Однако гранат-биотитовый термометр [10] дал оценку в 614°C. Задавая разное соотношение мольных долей X_{H₂O} и X_{CO₂} во флюиде мы получили следующую оценку давления (табл. 6).

Как видно из таблицы 6, в обр. 86-е можно принять оценку давления, близкую к 11.5 кбар, поскольку чисто водный или чисто углекислый метаморфогенный состав флюида маловероятен. Подчеркнем то обстоятельство, что мы смогли с расчетом погрешности определения оценить давление в минеральных парагенезисах Gr-Bi-Ep-Pl-Q и Gr-Cpx-Zo-Pl-Q, для которых нет надежных геобарометров.

Перейдем к анализу оценок P и T, рассчитанных с помощью TERMOCALC для гранулитов юга Алданского блока и метаморфических пород Джугджуро-Станового блока.

Гранулиты сутамского комплекса (юг Алданского блока)

Сутамский метаморфический комплекс развит на юге Алданского блока (Алдано-Становой щит) в бассейне р. Сутам. На юге он граничит с докембрийским Джугджуро-Становым блоком, а на западе, севере и востоке по серии разломов он соприкасается с породами западной и восточной частей алданской гранулитогнейсовой области. Вопросам петрологии, геохимии, литологии сутамского комплекса посвящено значительное число работ [2, 13, 25]. По данным работы [13] в составе сутамского комплекса выделяется две толщи: нижняя – однообразная мощная толща гиперстерновых плагиогнейсов с некоторой долей метабазитов; верхняя – толща переслаивания гиперстерновых гнейсов с различными гнейсами и кварцитами. Возраст протолитов кристаллосланцев основного и ультраосновного состава, залегающих согласно с вмещающими эндербитовыми гнейсами, составляет 3067 ± 130 млн лет (Sm-Nd метод, [14]), возраст гранулитового метаморфизма определяется изотопной датировкой 2856 ± 140 млн лет [13].

В настоящей работе об условиях метаморфизма сутамского блока мы намереваемся ответить на два вопроса:

- 1) каковы максимальные оценки давления сутамского метаморфизма?
- 2) какова степень однородности или выдержанности оценок давления метаморфизма по площади выхода сутамского комплекса?

Уже в первых петрологических работах, посвященных условиям метаморфизма сутамского комплекса, было обращено внимание на специфический парагенезис ортопироксен-силлиманит-кварц (Orx + Sill + Q), и высокую магнезиальность граната в парагенезисе с кордиеритом [11]. Оба эти признака позволили выделить сутамскую фацию глубинности гранулитового метаморфизма [11] как наиболее глубинную и высокотемпературную, сравнительно с другими фациями метаморфизма, наблюдающимися на Алдано-Становом щите. С развитием количественной термобарометрии появились количествен-

ные оценки условий сутамского метаморфизма. Одна из наиболее детальных работ, посвященных петрологии гранулитов Алданского блока [25], показала, что максимальные оценки сутамского метаморфизма достигают примерно 830°C по температуре, при давлении до 9.2 кбар. При этом максимальные параметры P и T отмечались в среднем течении р. Сутам, а в верхнем его течении оценки P и T были значительно ниже – до 750°C и 8 кбар [25]. Однако, поскольку все породы Сутамского блока испытали регрессивную перекристаллизацию, в конечном счете, вопрос об однородности условий метаморфизма остался открытым. Он получил разрешение в работе [2]. В этой работе для оценки параметров PT применялись Gr-Orx-Pl-Q экспериментальный барометр [5] и Gr-Orx термометр [2]. Оказалось, что в сутамском комплексе выделяется два блока: оценки условий метаморфизма первого блока составляют 6.1–7.2 кбар, $750\text{--}810^{\circ}\text{C}$, второго – 3.8–6.1 кбар, $627\text{--}778^{\circ}\text{C}$. Более низкобарный и низкотемпературный второй блок располагается в верхнем течении р. Сутам, выше впадения р. Гидат, в междуречье левых притоков р. Сутам – р. Тас-Юрх и р. Усмун. [2]. Более высокобарный и высокотемпературный блок размещается в среднем течении р. Сутам, ниже впадения р. Гидат. Таким образом, название сутамская фация глубинности можно с некоторой долей условности относить только к метаморфическим породам первого блока. Количественные оценки сутамского метаморфизма, приведенные в работе [2], можно подвергать сомнению, поскольку абсолютная точность показаний геотермобарометров определяется достаточно произвольно. Но вывод о неоднородности сутамского метаморфизма должен быть вполне справедлив, поскольку разноглубинное положение двух блоков устанавливается на показаниях одних и тех же экспериментальных геобарометров и в одном и том же парагенезисе Gr-Orx-Pl-Q. Причем в работе [2] изучались тщательно отобранные образцы, в которых реакционные структуры отсутствовали, а эффекты регрессивной переработки пород были невелики или отсутствовали.

Мы можем сейчас применить программу TERMOCALC для оценки условий метаморфизма сутамского комплекса, что даст возможность оценить абсолютную точность ранее вычисленных оценок P и T.

Из таблицы 7 видно, что если рассчитывать давление сутамского метаморфизма при температуре Gr-Orx равновесия, определяемой по термометру работы [2], то расхождение оценок давления, рассчитанных по TERMOCALC и геобарометру [5], составляет не более 1 кбар. Поскольку работа TERMOCALC и геобарометра [5] основана на совершенно разных подходах (геобарометр Графчикова и Фонарева – эксперимен-

Таблица 7. Сопоставление оценок давления (кбар), вычисленных по программе TERMOCALC, с оценками давления, найденными по экспериментальному геобарометру [5].

Номер блока*	№ образца	Температура (°C) по Gr-Орх термометру [2]	Оценка P [5]	Оценка P по TERMOCALC
2	18669/3	720	4,9	5,9 (1,3)**
2	18659/3	809	7,1	6,7 (2,3)
2	32-А	778	6,1	7,0 (0,8)
2	412-6	695	4,4	5,4 (1,8)
2	37-Б	768	5,4	6,5 (1,0)
1	М-57-Б	810	7,2	8,2 (0,9)
1	А-420-5	778	6,9	7,8 (1,1)
1	663-4	751	6,1	7,2 (1,1)
1	А-424	777	7,2	8,0 (0,9)
1	А-430-1	750	7,0	7,8 (0,9)
1	93-Г-1	798	7,0	7,8 (0,9)

Примечание. * 1 – высокобарный блок; 2 – низкобарный блок. ** величина в скобках – неопределенность оценки давления (кбар) по программе TERMOCALC.

Таблица 8. Оценки давления метаморфизма сутамского комплекса и величины их неопределенности при заданной температуре в 900°C (программа TERMOCALC).

Номер блока*	№ образца	Оценка P по TERMOCALC
2	18669/3	7,4 (1,2)**
2	18659/3	7,5 (1,8)
2	32-А	8,5 (0,9)
2	412-6	7,0 (1,5)
2	37-Б	7,9 (1,2)
1	М-57-Б	9,3 (0,9)
1	А-420-5	8,8 (1,3)
1	663-4	9,0 (1,1)
1	А-424	9,2 (1,0)
1	А-430-1	9,4 (1,1)
1	93-Г-1	9,1 (1,0)

Примечание. *, ** – см. примечание к табл. 7.

Таблица 9. Оценки температуры (°C) и давления (кбар), статистические параметры этих оценок по программе TERMOCALC в гранат-пироксеновых кристаллосланцах сутамского метаморфического комплекса.

№ блока	№ обр.	Оценка P	sd (P)	Оценка T	sd (T)	cor	fit
2	18669/3	7,9	0,7	900	92	0,274	1,08
2	18659/3	6,4	1,7	786	148	0,679	1,14
2	37-Б	6,4	1,5	739	126	0,727	0,51
2	412-6	7,3	3,0	942	266	0,701	1,67
1	А-420-5	8,4	1,8	850	150	0,730	0,58
1	А-424	8,9	2,0	864	173	0,858	0,67

тальный, а TERMOCALC – термодинамический), то величина 1 кбар является абсолютной оценкой точности оценки давления метаморфизма. Из таблицы 8 ясно видно различие двух блоков по величине давления.

Представление о максимальных величинах давления сутамского метаморфизма в каждом блоке можно получить на основе таблицы 8. В этой таблице по программе TERMOCALC задавалась темпера-

тура в 900°C и для каждого образца считалась оценка давления (табл.8). Дело в том, что эффекты регрессивной перекристаллизации, как правило, сказываются на занижении температуры Fe-Mg минеральных равновесий, что автоматически приводит к занижению оценок давления. Если же на основе каких-либо соображений принять наиболее оптимальную температуру метаморфизма, то можно в какой-то мере получить представление о максимальных оценках давления. При таком подходе мы вновь видим четкое различие по глубинности двух блоков (табл.8), причем средняя оценка максимального давления в первом блоке составила 9,1 кбар, а во втором – 7,6 кбар. Оценка максимального давления сутамского метаморфизма оказалась чрезвычайно близкой к наиболее высокой оценке давления (9,2 кбар, обр. Sut-61), приведенной в работе [25].

Наконец, мы можем в отдельных образцах одновременно определить температуру и давление по программе TERMOCALC. В нашем распоряжении оказалось 6 таких образцов: два образца из первого блока и четыре – из второго. Как видно, вновь оценка давления в первом блоке оказывается выше, чем во втором (табл. 9). Изменение состава флюида для данных равновесий почти не сказывается на величине оценок T и P.

Следовательно, ответ на два вышепоставленных вопроса следующий:

1) можно уверенно говорить о неоднородности условий сутамского метаморфизма по давлению, причем метапороды верхнего течения р. Сутам менее глубинны, (7–8 кбар), чем метапороды среднего течения р. Сутам (ниже устья р. Гидат) (8–9 кбар);

2) максимальные оценки давления сутамского метаморфизма в наиболее высокобарном блоке не могут превышать величины 9,5 кбар.

Важно подчеркнуть, что оба вывода независимо подтверждаются на основе расчетов, проведен-

ных на других образцах и по другим методикам [2, 25], поэтому можно говорить об их высокой достоверности.

Породы амфиболитовой фации Джугджуро-Станового блока Алдано-Станового щита

Джугджуро-Становой блок представляет собой юго-восточную часть Алдано-Станового щита и граничит на севере с Олекминским, Алданским и Батомгским блоками, на юго-западе – с Селенго-Становым блоком, на юго-востоке – с Аяно-Шевлинским прикратонным прогибом Алданской плиты, и на юге – с Монголо-Охотской складчатой системой.

Метаморфические породы амфиболитовой фации слагают значительную часть Джугджуро-Станового блока и первоначально были объединены в единый становой комплекс [15]. Позднее Л.П.Карсаковым [7] из состава станового комплекса были выделены зейский и гиллюйский комплексы.

Наиболее древними (AR_1 , алданий) из описываемых пород, по Л.П. Карсакову [7], считаются образования зейского комплекса, объединяющего зейскую, удско-майскую, кирано-лавлинскую серии, а также чильчинскую свиту. Вышеперечисленные серии слагают соответственно Сивакано-Купуринский, Удско-Майский и Кирано-Лавлинский блоки, а чильчинская свита – Мульмута-Нюкжинский блок. Породы зейского комплекса представлены биотитовыми, биотит-роговообманковыми, гранат-биотитовыми, гранат-биотит-роговообманковыми, двуслюдяными, гранат-эпидот-биотитовыми плагиогнейсами, гнейсами и сланцами, амфиболитами (в том числе гранатовыми), реже – цоизит-клинопироксеновыми кристаллическими сланцами, биотит-клинопироксен-амфиболитовыми и цоизит-биотитовыми гнейсами. Встречаются прослои и линзы кварцитов, мраморов и кальцифиров. Отличительной чертой данного комплекса является частое присутствие в породах эпидота и цоизита.

Более молодые (AR_1 , становий) породы станового комплекса в пределах Джугджуро-Станового блока представлены купуринской, иликанской, усть-гиллюйской сериями и мульмугинской свитой, слагающими одноименные блоки (зоны). Некоторые авторы [4] включают Усть-Гиллюйский (Алмазаро-Гиллюйский) блок в состав Селенго-Станового блока. Породы станового комплекса имеют достаточно однообразный состав. В основном это биотитовые, роговообманковые, биотит-роговообманковые, роговообманково-биотитовые кристаллические сланцы и гнейсы, гранат-биотитовые и двуслюдяные гнейсы, амфиболиты. Породы часто гранатсодержащие, иногда с кианитом и силлиманитом.

К верхнеархейским (AR_2 , сахаборий) на рассматриваемой территории относят метаморфические породы гиллюйского комплекса, выполняющие, по Л.П. Карсакову [8], “троговые приразломные структуры вдоль зон шовных дислокаций и крупных зон разломов”. Стратиграфия гиллюйского комплекса изучена слабо. Слагающие его породы были метаморфизованы в условиях от эпидот-амфиболитовой до амфиболитовой фаций.

Оценке условий метаморфизма пород амфиболитовой фации Джугджуро-Станового блока посвящено большое количество работ [1, 9, 12 и др.]. Температура метаморфизма этих пород варьирует в пределах 550–680°C и большей частью превышает 600°C. Что касается давления, то оно для пород станового комплекса равно 5–8 кбар, а для пород зейского комплекса, по оценкам работы [9], давление достигало 8–10 кбар. Уже на основании этих оценок можно думать, что образования амфиболитовой фации Джугджуро-Станового блока не уступают, по меньшей мере, по условиям глубинности сутамским гранулитам. Но чтобы доказать это положение, необходимо провести более строгие расчеты оценок P и T, чем это сделано в работе [9].

Таблица 10. Минеральные парагенезисы в метаморфических породах Джугджуро-Станового блока .

№ образца	Минеральный парагенезис	Место отбора
Становой комплекс		
Г-28	Gr+Bi+Amph+Pl+Q	р. Гиллой
Г-55	Gr+Bi+St+Ky+Pl+Q	р. Гиллой, кл. Раковский
Г-55ж	Gr+Bi+St+Ky+Pl+Q	р. Гиллой, кл. Раковский
Г-523а	Gr+Amph+Pl+Q	р. Манахта
560д	Gr+Bi+Mu+Ky+Sill+Pl+Q	р. Нерунда
Зейский комплекс		
59б	Gr+Amph+Ep+Pl+Q	р. Мая, выше р. Ванга
64	Gr+Amph+Mu+Pl+Q	р. Мая, р. Ванга
86е	Gr+Bi+Ep+Pl+Q	р. Мая, р. Салга
661а	Gr+Cpx+Pl+Q	р. Купури, ниже р. Теллак
719а	Gr+Cpx+Pl+Cc+Gph+Q	р. Зея, ниже р. Чункуй
2132д	Gr+Bi+Amph+Ep+Mu+Pl+Q	р. Мая, р. Салга
2157г	Gr+Cpx+Zo+Pl+Q	р. Лавля

Примечание. Gr – гранат, Amph – амфибол, Bi – биотит, Mu – мусковит, St – ставролит, Ky – кианит, Sill – силлиманит, Ep – эпидот, Zo – цоизит, Cpx – клинопироксен, Cc – кальцит, Pl – плагиоклаз, Q – кварц.

Для исследования условий метаморфизма зейского и станового комплексов Джугджуро-Станового блока с помощью программы TERMOCALC нами были взяты следующие минеральные парагенезисы из работы [9], (табл. 10).

Из таблицы 10 видно, что в породах станового и зейского комплексов не существует сквозного одинакового минерального парагенезиса, пригодного для оценки давления. Поэтому, минеральный подход программы TERMOCALC логически более оправдан для сравнительной оценки условий образования этих комплексов между собой и, естественно, для сопоставления по глубинности с сугамскими гранулитами.

Результаты расчетов P и T метаморфизма пород станового комплекса по программе TERMOCALC представлены в табл. 11. К сожалению, для некоторых образцов одновременное определение температуры и давления не представляется возможным, поэтому давление в них оценивалось при температуре, принятой из других соображений.

Из таблицы 11 видно, что температура метаморфизма пород станового комплекса была не ниже 550 °C. Исключение составляет лишь оценка температуры для ядер прогрессивно зонального граната и зонального плагиоклаза обр. Г-55ж(с) (табл. 11). Литостатическое давление пород станового комплекса, изменяется в диапазоне 7–8 кбар, если исключить обр. г-523а.

Результаты оценки P-T-параметров метаморфизма зейского комплекса приведены в таблицах 5, 6 и 12. В большинстве случаев по программе TERMOCALC не удается одновременно определить оценки P и T в этих образцах. Лишь для образца 2132д удалось получить оценку средних P = 9,1 кбар и T = 563 °C при X_{H₂O} = 0.5. Для остальных образцов давления были рассчитаны для вероятных температур метаморфизма в 550, 600 и 650°C (табл. 12).

Несмотря на то, что программа TERMOCALC и ни один из существующих минералогических тер-

Таблица 11. Оценки P и T образования пород станового комплекса.

№	av P	av T	T по [9]	P(T)
Г-28			635,630	7.7(630)
Г-55	7.4	550	537,550	
Г-55ж(г)	7	568	590	
Г-55ж(с)	8.1	532	466,450	7.9(460)
Г-523а				5.9(550)
560д	7.9	694	678,650	

Примечание. av P и av T – средние давление и температура, определяемые программой без указания одного из этих параметров пользователем.

Таблица 12. Оценка давления (кбар) метаморфизма пород зейского комплекса при температурах 550, 600 и 650°C.

№	P при T=550°C	P при T=600°C	P при T=650°C
596	7.7	9.1	10.5
64	7.3	9.2	11
661а	8.4	9.2	10.1
719а	8.4	9.2	10

мометров не позволяют корректно и достоверно определить температуру метаморфизма для всех рассмотренных образцов пород зейского комплекса, очевидно, что она не выходила за пределы 550–680°C [9]. Таким образом, наиболее вероятный диапазон давления для пород зейского комплекса составляет 7.3–11.5 кбар. (табл. 5, 6, 12). В работе [9] приводится температура для 9 образцов из пород зейского комплекса, и только в 3 из них температура ниже 600°C. Если принять как факт, что температура метаморфизма зейского комплекса не ниже 600°C, то мы получаем почти одинаковую оценку давления во всех образцах – 9.1–9.2 кбар.

Геодинамические взаимоотношения метаморфических пород Алдано-Станового щита

Подчеркнем некоторые хорошо установленные положения, важные для решения поставленной проблемы.

1. В настоящее время твердо доказана протерозойская перекристаллизация пород Алданского блока, поскольку громадные объемы чарнокитов, распространенных в его пределах, имеют протерозойский возраст (рис. 1). В связи с этой широко проявленной перекристаллизацией осуществлялся также гра-

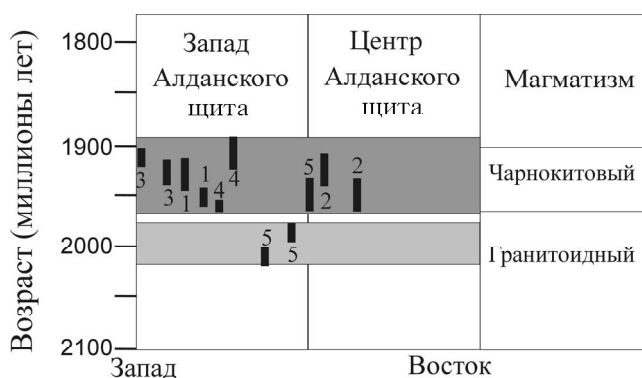


Рис. 1. Геохронология раннепротерозойского магматизма в пределах Алданского блока, согласно [18].

Источники: 1 – [24]; 2 – [29]; 3 – Chamberlain, неопубликованные данные; 4 – [22]; 5 – [23].



Рис. 2. Возраст протолитов (незакрашенные прямоугольники) и возраст метаморфизма (закрашенные прямоугольники) метаморфических комплексов Алдано-Станового щита по опубликованным данным (см. список литературы).

нулитовый метаморфизм протерозойского возраста по меньшей мере в бассейне р. Алдан [18].

2. Метаморфизм пород амфиболитовой фации Джугджуро-Станового блока происходил примерно в то же время, что и широко проявленная перекристаллизация пород Алданского блока (рис. 2).

3. Глыбы или блоки пород гранулитовой фации, распространенные внутри Джугджуро-Станового блока, близки по возрасту (рис. 2) и условиям образования гранулитам юга Алданского блока [1, 6]. Как правило, указанные глыбы или гранулитовые блоки имеют с вмещающими породами амфиболитовой фации Джугджуро-Станового блока тектонические контакты.

4. Метаморфизм амфиболитовой фации пород Джугджуро-Станового блока, по крайней мере в отдельных районах, мог превышать по величине литостатического давления даже высокobarные гранулиты юга Алданского блока.

5. Определенно нельзя полагать, что гранулиты сутамского комплекса вверх по вертикальному разрезу постепенно сменяются породами амфиболитовой фации Джугджуро-Станового блока. Это заключение ясно вытекает из четвертого положения.

Поэтому в рамках сформулированных пяти заключений, можно предложить следующую геодинамическую модель взаимоотношения Джугджуро-Станового и Алданского блоков.

Протерозойская перекристаллизация Алданского блока связана с метаморфизмом Джугджуро-Станового блока и обусловлена субдукцией или поддвигом Становой плиты под Алданский блок.

Погружение плиты происходило главным образом с юга на север, так что самые глубоко погруженные зоны плиты приходятся на ее северные части. В

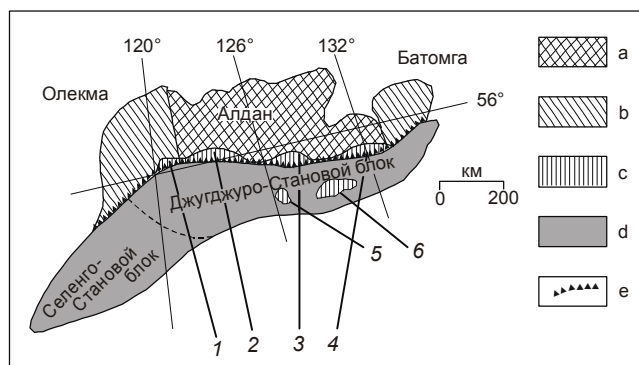


Рис. 3. Схема взаимоотношения пород Алданского и Джугджуро-Станового блоков Алдано-Станового щита.

a – гранулитовые комплексы Алданского блока, испытавшие интенсивную перекристаллизацию в протерозое; b – Олекминский и Батомгский гранитно-зеленокаменные блоки; c – гранулитовые комплексы повышенных давлений и температур, расположенные в пределах блоков: 1 – Курультинского, 2 – Зверевского, 3 – Сутамского, 4 – Джугджурского, 5 – Сивакано-Токского, 6 – Чогарского; d – породы Джугджуро-Станового и Селенго-Станового блоков (Становой мегаблок), метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации; e – граница поддвига пород Джугджуро-Станового блока под Алданский блок в современном эрозионном срезе.

этих наиболее погруженных зонах плиты, достигающих уровня мантии, происходило плавление плиты, что приводило к появлению магматических расплавов, поднимающихся вверх и внедряющихся в древнюю кору Алданского блока архейского возраста, вызывая ее гранулитовый метаморфизм или переплавление. В бассейне р. Алдан хорошо задокументирован протерозойский чарнокитовый магматизм и гранулитовый метаморфизм этого же возраста [18]. Собственно метаморфизм амфиболитовой фации Становой плиты осуществлялся, однако, только в ее верхних горизонтах, географически южнее современного положения Алданского блока (рис. 3), но он проходил под литостатической нагрузкой ранее образованной гранулитовой коры, что и привело к повышенным оценкам литостатического давления в породах Становой плиты. Перекристаллизация вышеуказанных гранулитов в этих зонах могла осуществляться только в ограниченных масштабах, где происходила инфильтрация флюидов, поступающих из подстилающих гранулиты становых пород или мантии. Повторная перекристаллизация сутамских гранулитов также хорошо документируется [16].

Таким образом, Джугджуро-Становый блок может представлять собой древнюю зону субдукции. С этой точки зрения глыбы гранулитовых пород внутри Джугджуро-Станового блока являются не его фундаментом, а наоборот – остатками бывшей ар-

хейской кровли, находившейся над погружающейся Становой плитой во время ее метаморфизма.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Рассмотрена методика расчета Р-Т оценок минеральных равновесий на основе программы TERMOCALC.

2. Проведена сравнительная оценка глубинности формирования метаморфических пород, распространенных по югу Алданского блока (сутамский комплекс) и в пределах Джугджуро-Станового блока и показано, что метапороды последнего, по меньшей мере в отдельных районах, могут превышать по величине литостатического давления уровень глубинности гранулитов юга Алданского блока.

3. На основе петрологических и геохронологических данных предложена геодинамическая модель взаимоотношения пород Алдано-Станового щита, согласно которой метаморфизм Джугджуро-Станового блока в протерозое тесно связан с протерозойской перекристаллизацией Алданского блока и происходил в условиях субдукции Становой плиты под Алданский блок.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ – проекты № 99-05-64487 и №01-05-06075. Авторы выражают признательность Л.П. Карсакову за ценные замечания.

ЛИТЕРАТУРА

- Авченко О.В. Минеральные равновесия в метаморфических горных породах и проблемы геотермобарометрии. М.: Наука, 1990. 181 с.
- Авченко О.В., Попов В.С., Мишкин М.А. Минеральная геобаротермометрия гранат-пироксеновых кристаллосланцев сутамского метаморфического комплекса // Геология и геофизика. 1994. № 12. С. 75–85.
- Бибикова Е.В., Шульдинер В.И., Грачева Т.В. и др. Изотопный возраст гранулитов на западе Становой области // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275, № 6. С. 1471–1474.
- Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. 1:2 500 000. Объясн. зап. СПб., 1999. 135 с.
- Графчиков А.А., Фонарев В.И. Гранат-ортопироксен-плагиоклаз-кварцевый геобарометр (экспериментальная калибровка) // Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1991. Вып. XVI. С. 199–255.
- Карсаков Л.П. Глубинные гранулиты. М.: Наука, 1978. 151 с.
- Карсаков Л.П. Становая складчатая система, ее границы, структурно-вещественные комплексы // Современные тектонические концепции и региональная тектоника СССР. Якутск: СО АН СССР, 1980. С. 142–144.
- Карсаков Л.П. Раннедокембрийские комплексы в структуре Восточной Азии: Дис. в виде науч. докл. д-ра геол.-минер. наук. Хабаровск, 1995. 88 с.
- Козырева И.В., Авченко О.В., Мишкин М.А. Глубинный метаморфизм позднеархейских вулканогенных поясов. М.: Наука, 1985. 165 с.
- Лаврентьева И.В., Перчук Л.Л. Фазовое соответствие в системе биотит-гранат: экспериментальные данные // Докл. АН СССР, 1981. Т. 260, № 3. С. 731–734.
- Маракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1968. 200 с.
- Мишкин М.А., Авченко О.В. К петрологии метаморфических пород Становой складчатой области // Докембрийские комплексы зоны БАМ. Владивосток, 1979. С. 91–111.
- Мишкин М.А., Масловская М.Н., Лаврик С.Н., Вовна Г.М. Геохимия и Rb-Sr изотопия архейской метабазит-эндербитовой формации юга Алданского щита (Сутамский блок) // Геохимия. 1999. № 9. С. 1–10.
- Мишкин М.А., Карпенко С.Ф., Лаврик С.Н., Вовна Г.М., Октябрьский Р.А. Sm-Nd изотопная систематика метабазитов архейского сутамского гранулитового комплекса (юг Алданского щита) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8, № 2. С. 3–8.
- Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Другова Г.М., Крылова М.Д., Неелов А.Н., Седова И.С. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. Л.: Наука, 1965. 290 с.
- Шемякин В.М., Глебовицкий В.А., Бережная Н.Г. и др. О возрасте древнейших образований Сутамского блока (Алданский гранулитогнейсовый ареал) // Докл. РАН. 1998. Т. 360, № 4. С. 526–529.
- Ferry J.M. P, T, f_{CO_2} and $f_{\text{H}_2\text{O}}$ during metamorphism of calcareous sediments in the Waterville – Vassalboro area, South-Central Maine // Contrib. Miner. and Petrol. 1976. V. 57, N 2. P. 119–143.
- Frost B.R., Avchenko O. V., Chamberlain K.R., Frost C. D.. Evidence for Proterozoic remobilization of the Aldan shield and implications for Proterozoic plate tectonic reconstructions of Siberia and Laurentia // Precambrian Res. 1998. V. 89. P. 1–23.
- Ghent E.D. Plagioclase-garnet- Al_2SiO_5 -quartz: a potential geobarometer-geothermometer // Amer. Miner. 1976. V. 61, N. 7/8. P. 710–714.
- Guiraud M, Holland T.J.B., and Powell R. Calculated mineral equilibria in the greenschist-blueschist-eclogite facies in $\text{Na}_2\text{O-FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. Methods, results and geological applications // Contrib. Mineral. Petrol. 1990. V. 104, N. 1. P. 85–98.
- Holland T.J.B., and Powell R. An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations. II. Data and results // Journal of Metamorphic Geology. 1985. 3. 343–370.
- Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Morozova I.M., Bogomolov E.S., Belyatskii B.V., Berezhnaya N.G. Early-Proterozoic granitoids of the northwestern Aldan shield // Russian J. Geol. Geophys. 1993. 34. P. 11–17.
- Kotov A.B., Korach V.P., Sal'nikova E.B., Glebovitskii V.A., Yakovleva S.Z., Berezhnaya N.G., Myskova T.A. Continental crust age and formation stages in the central part of the Aldan granulite-gneiss terrain: U-Pb and Sm-Nd isotopic data on granitoids // Doklady Akademii Nauk RAN. 1995. 3. P. 99–111.

24. Nutman A.P., Chernyshev I.V., Baadsgaard H., Smelov A.P. The Aldan shield of Siberia, USSR: the age of its Archean components and evidence for widespread reworking in the mid-Proterozoic // *Precambrian Res.* 1992. 54. P. 195–210.
25. Perchuk L.L., Aranovich L.Ya., Podlesski K.K., Lavrent'eva I.V., Gerasimov V.Yu., Fed'kin V.V., Kitsul V.I., Karsakov L.P., Berdnikov N.V. Precambrian granulites of the Aldan shield, eastern Siberia, USSR // *Journ. Metamorphic Geol.* 1985. 3. P. 265–310.
26. Powell R., and Holland T.J.B. An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations. III. Application methods, worked examples and a computer program // *Journal of Metamorphic Geology.* 1988. 6. P. 173–204.
27. Powell R., Holland T.J.B. Optimal geothermometry and geobarometry // *Amer. Mineral.* 1994. V.79, N 1-2. P. 120–134.
28. Raheim A., Green D.H.. Experimental determination of the temperature and pressure dependence of the Fe-Mg partition coefficient for coexisting garnet and clinopyroxene // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1974. V. 48, N 3. P. 179–203.
29. Velikoslavinsky S.D., Tolmacheva E.V., Dook V.L. Milkevich R.I., Rudnik V.A. Geochemical mapping of basic complexes in the early Precambrian Aldan-Stanovoy Shield of Siberia // *Precambrian Res.* 1993. 62. P. 507–525.

Поступила в редакцию 4 февраля 2001 г.

Рекомендована к печати Л.П. Карсаковым

I.A. Alexandrov, O.V. Avchenko

Comparative thermobarometry of metamorphic complexes, and the geodynamic model of the relationships between the Aldan and the Dzhugdzhur-Stanovoy block (Aldan-Stanovoy shield)

The technique of pressure and temperature estimations of mineral assemblages on the basis of the TERMOCALC program is described. PT-conditions of formation of the Sutam complex (Aldan block) granulites and metamorphic rocks of the Zeiskiy and Stanovoy complexes (amphibolite facies, Dzhugdzhur-Stanovoy block) were determined. It is established that the depth of formation of the metamorphic rocks of the Dzhugdzhur-Stanovoy block (amphibolite facies) does not concede, and sometimes exceeds the depth level of granulites of the southern part of the Aldan block. On this basis supplemented with modern isotope data, a new geodynamic model of the relationships between the Aldan and the Dzhugdzhur-Stanovoy block (Aldan-Stanovoy shield) is offered. According to this model, metamorphic events of the Dzhugdzhur-Stanovoy block are closely connected with Proterozoic recrystallization of the Aldan block and occurred under the conditions of subduction of the Stanovoy plate under the Aldan block.

**СОСТАВ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ
ЛАТИТОВОГО РЯДА ХР. ПОЛОУСНОГО (СЕВЕРНЫЙ БАТОЛИТОВЫЙ ПОЯС
ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКИХ МЕЗОЗОИД)**

В.А. Трунилина, С.А. Бабушкина, Ю.С. Орлов

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

В статье излагаются результаты детального изучения гранитоидов западной части Северного “батолитового” пояса Верхояно-Колымских мезозоид (хр. Полоусный). Массивы гранитоидов локализованы в зоне регионального тектонического нарушения. Им предшествуют и за ними следуют субаэральные вулканические излияния. Показано, что гранитоиды по большинству параметров минерального, петрохимического и геохимического состава близки магматическим породам латитовых серий континентов. Сочетание в них неравновесных минеральных ассоциаций – базитовых магм повышенной щелочности, с одной стороны, и гранитоидных, с другой, рост температур кристаллизации к глубоким горизонтам эродированных плутонов, сквозная геохимическая специализация пород как на халькофильные, так и на литофильные и сидерофильные элементы и ее усиление в процессе эволюции магматизма региона находят объяснение в длительном, на протяжении всего раннемелового этапа, сосуществовании глубинных и коровых магматических очагов. Типоморфный состав породообразующих, акцессорных и ксеногенных минералов гранитоидов и их геохимические параметры позволяют предполагать зарождение материнских магм на уровне коровых амфиболитов под воздействием тепла и флюидов глубинных магм повышенной щелочности и частичное смешение или пропитку последними возникающих гранитоидных магм.

Ключевые слова: гранитоиды, петрогеохимия, генезис, мезозоиды, хр. Полоусный.

ВВЕДЕНИЕ

Раннемеловые гранитоиды являются самыми распространенными магматическими породами Верхояно-Колымских мезозоид. Они образуют пояса крупных плутонов, вытянутых субсогласно с простираем основных складчатых структур вдоль границы Колымо-Омолонского микроконтинента (КОМ) и Верхоянской окраины Сибирского континента (ВКО): Главный и Северный, широко известные в литературе как продольные батолитовые пояса. Во внутренних районах ВКО гранитоиды слагают цепочки небольших штокообразных массивов, трассирующих зоны крупных разломов, поперечных или ориентированных под углом к направлению основных складчатых структур – поперечные пояса гранитоидов (рис. 1).

Длительное время гранитоиды продольных поясов рассматривались как разновозрастные, близкого состава образования, сформированные в процессе постбатской коллизии ВКО и КОМ. Но в последние годы были получены данные о существенных различиях их состава и о более молодом возрасте, по крайней мере, части гранитоидов Северного пояса [23]. Более определенно было установлено и разли-

чие в тектонической позиции продольных поясов. Если выводы о структурной приуроченности массивов Главного пояса в основном не претерпели изменений, то Северный пояс предстал как расширяющийся к западу “клин”, на юге трассирующий зону сочленения Полоусненской преддуговой зоны с Тастахской аккреционной и Уяндино-Ясачненской островодужной зонами, а на севере и востоке – границу Полоусненской преддуговой и Святоносско-Олойской островодужной зон [15]. Массивы гранитоидов центральной и юго-западной части пояса идентичны таковым Главного пояса. В северной и восточной части Северного пояса преобладают массивы иного характера, локализованные в зонах влияния региональных тектонических нарушений. Они характеризуются широким спектром петрографического состава – от кварцевых диоритов и монцодиоритов до биотитовых гранитов, как с фазовыми, так и с фациальными переходами между ними. Внедрению гранитоидов предшествовали и за ним следовали субаэральные вулканические излияния, что говорит о сохранении условий повышенной проницаемости на протяжении всей раннемеловой эпохи. Вследствие этого апикальные зоны массивов, как правило, име-

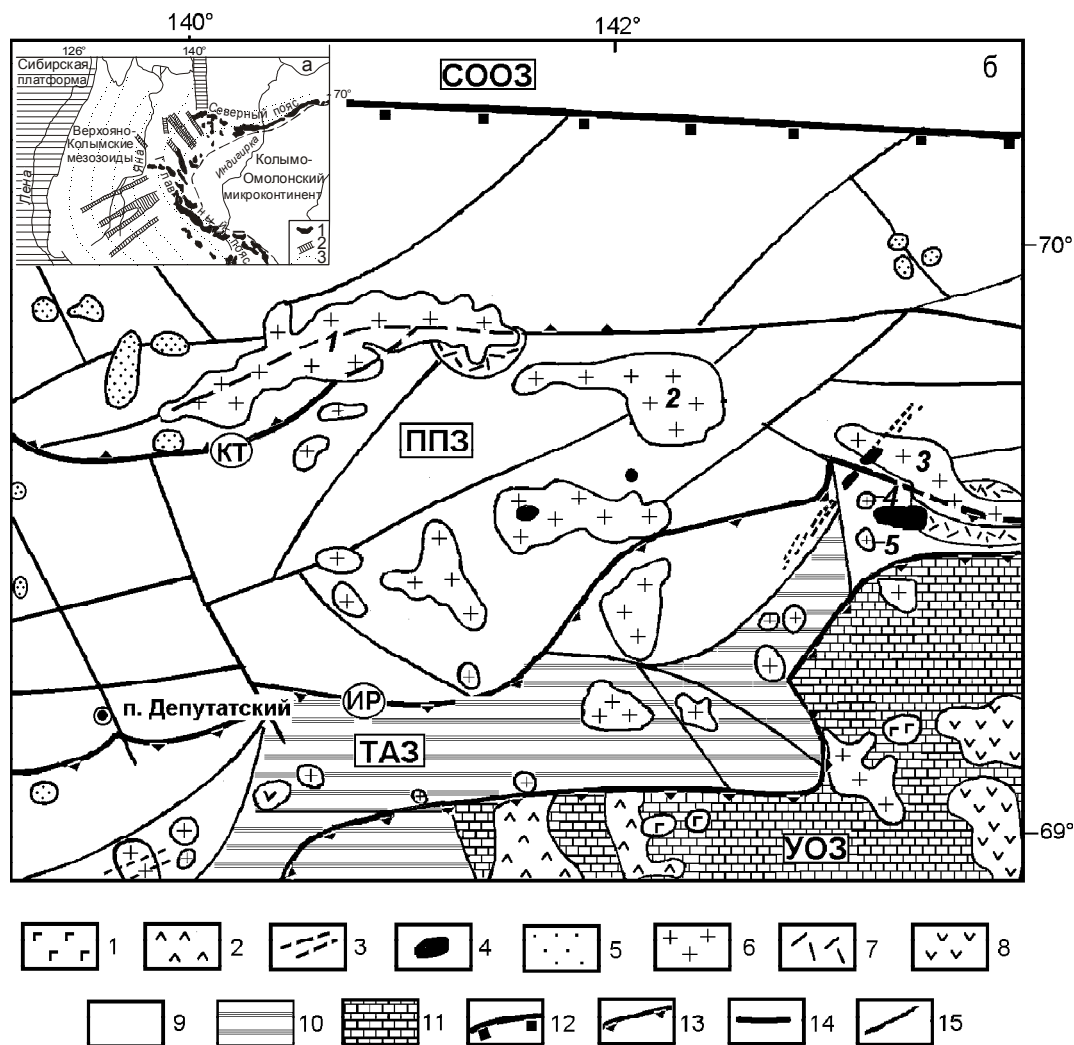


Рис. 1. Схема тектонического районирования Полоусненского синклинория [15]

1–8 – магматические образования [18]: 1 – позднемеловые массивы щелочно-основного состава, 2 – вулканиты K_2 Джахтардахского поля; 3 – дайки и 4 – субвулканические тела K_1art^2 , 5 – массивы гранитоидов поперечных поясов, 6 – массивы гранитоидов Северного пояса, 7–8 – вулканиты K_1b-br (7), J_3 (8); 9–11 – осадочные образования: 9 – юрские и 10 – верхнетриасовые терригенные, 11 – палеозойские терригенно-карбонатные; 12–15 – тектонические нарушения [15]: 12 – граничные сuture (тектонические швы), 13 – региональные надвиги, 14 – межблоковые разломы неопределенной кинематики, 15 – внутриблоковые разломы. Буквами обозначены тектонические зоны: УОЗ – Уяндино-Ясачненская островодужная, ТАЗ – Тастахская аккреционная, ППЗ – Полоусненская преддуговая, СООЗ – Святоносско-Олойская островодужная; тектонические нарушения: КТ – Кюнь-Тасский, ИР – Иргичанский надвиги. Массивы гранитоидов латитового ряда: 1 – Бакинский, 2 – Куранахский, 3 – Эликчанский, 4 – Истехский, 5 – Сыттахский. На врезке показана схема размещения гранитоидов Верхояно-Колымских мезозонд.

1 – массивы гранитоидов продольных поясов, 2 – поперечные пояса гранитоидов, 3 – направление основных складчатых структур.

ют мелкозернистый порфировый – до субвулканического облик. Их петрохимический состав характеризуется несколько повышенной калиевой щелочностью, а по распределению элементов-примесей они обнаруживают стойкий латитовый уклон [18, 19].

Геохимический тип гранитоидов латитового ряда был выделен как один из наиболее продуктивных в отношении комплексной металлоносности

Л.В. Таусоном, предполагавшим интенсивное мантийно-коровое взаимодействие при генерации их материнских расплавов [16]. На территории северо-востока Верхояно-Колымской складчатой области такие породы впервые были описаны С.Ф. Сегалевич [14] в пределах хр. Улахан-Сис в восточной части Северного пояса. Несколько позднее авторами (Орлов, Трунилина, 1988 г.) было выявлено их широкое рас-

пространение и западнее, в северной и юго-восточной частях хр. Полоусного, где с ними ассоциируют многочисленные проявления Sn, Ag, Au, Sb, Pb. Здесь эти массивы приурочены к зоне влияния Кюнь-Тасского регионального разлома и его сочленению с зоной Ир-гичанского регионального разлома, с усилением лати-товой специфики гранитоидов в этом направлении.

СОСТАВ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Наиболее ранними из развитых в зоне Кюнь-Тасского разлома магматических образований являются мелкие штоки габброидов поздневолжского возраста и берриас-барремские покровы андезибазальтов, андезитов, андезидацитов, риодацитов с параметрами вулканитов активных континентальных окраин и комагматичные им штоки и дайки диоритов и диоритовых порфириров [18]. Минералогические особенности берриас-барремских вулканитов указывают на базальтоидный состав исходных расплавов. Во всех породах ранняя ассоциация породообразующих минералов представлена лабрадор-битовнитом 70-х номеров и клинопироксеном. Состав последнего варьирует от высококальциевого авгита до магнезиального диопсида ($Wo_{40-47}En_{38-55}Fs_{3-20}$) с возрастающей по мере роста кремнекислотности пород железистостью ($f=10,5-34,5\%$). По высоким значениям Al^{VI}/Al^{IV} , содержанию Cr_2O_3 (до 0,8%) и соотношениям $TiO_2-MnO-Na_2O$ [27] он соответствует высокобарическим пироксенам базальтоидов континентов (рис. 2, табл. 1). Расчетная [11] температура кристаллизации (1170 °C–940 °C) ниже температуры сухой котектики в системе $ab-an-di$, что свидетельствует о присутствии заметных количеств воды в материнском расплаве. С этим согласуется и преобладание среди темноцветных минералов амфибола, замещающего пироксен. Амфибол имеет состав роговой обманки и характерного для пород, кристаллизующихся из магм повышенной щелочности, эденита и обладает высокой и умеренной глиноземистостью и низкой и умеренной железистостью – 33–46% (табл. 2). Образование его происходило в широком интервале давлений от 7 до 2 кбар [26].

Расчетная [12] глубина магмогенерации – 42–45 км – соответствует верхнемантийному уровню (мощность литосферы в этой части региона, по геофизическим данным, около 40 км). Судя по низкой величине Ni/Co отношений (3,1–1,5) даже в самых основных породах, материнские для них расплавы являлись не прямыми мантийными выплавками, а дифференциатами более основных мантийных магм. По высоким значениям La/Yb отношений (15–22) эти породы относятся к магматическим образованиям континентов или континентальных окраин с мощной континентальной корой [9], а нормализованные по хондриту соотношения $(La/Yb)_N/(Yb)_N$ [5] позволяют

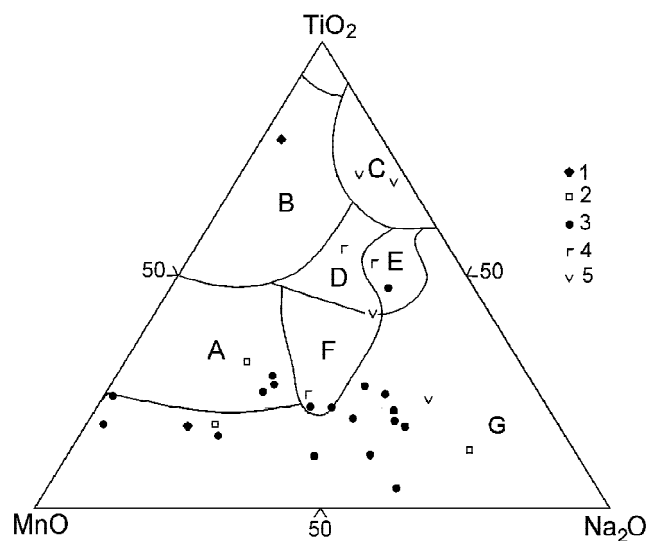


Рис. 2. Составы пироксенов магматических пород хр. Полоусного.

Пироксены: 1 – габброидов и базальтов J_3v , 2 – вулканитов K_{1b-bt} , 3 – гранитоидов, 4 – вулканитов и субвулканических образований K_{1art}^2 , 5 – покровных вулканитов и даек K_{1ab-K_2s} .

Поля составов пироксенов магматических пород [27]: А, Е – вулканических дуг, В – океанического дна, С – щелочных пород, D – всех типов магм, F – вулканических дуг и щелочных пород, G – континентов.

связать происхождение материнского расплава с селективным плавлением гранатсодержащей мантии (рис. 3).

В раннем апте формировалась вулcano-плутоническая ассоциация покровов риолитов и дацитов и массивов гранитоидов, характеризующихся общностью минеральных, петро- и геохимических особенностей слагающих их пород. Ранний минеральный парагенезис в них, вне зависимости от петрографического состава пород, представлен высокотемпературным (1160–1050 °C) низкоупорядоченным (0,2–0,5) лабрадором или лабрадор-битовнитом (до 70% An) и магнезиальным клинопироксеном. Они стабильно присутствуют в диоритах, а в более кислых разностях сохраняются среди вкрапленников мелкозернистых и субвулканических пород и в реликтах – в среднезернистых.

Плаггиоклаз этой генерации обладает прямой или осциллярной зональностью. Наблюдаются скопления его идиоморфных таблиц, несущих отчетливые следы протоклаза, редкие интерстиции между которыми заполнены клинопироксеном. Эти скопления погружены в тонко- или мелкозернистый матрикс гранодиоритового или гранитного состава без следов реакционных взаимодействий между ними. Наряду с идиоморфными и каплевидными включениями магматического диопсида ($Wo_{42}En_{41}Fs_{17}$) в плаггиоклазе ранней генерации

Таблица 1. Химический состав пироксенов магматических пород хр. Полоусного.

Компонент %	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO ₂	51,58	50,53	52,98	52,96	51,50	51,83	50,90	52,91	52,28	50,89	51,46	52,27	51,86	51,06	51,47	52,77	50,62	48,90	50,97
TiO ₂	1,30	0,72	0,08	0,27	0,42	0,39	0,33	0,20	0,07	0,23	0,40	0,33	0,35	0,20	0,17	0,19	0,87	1,12	0,33
Al ₂ O ₃	3,93	3,63	0,33	2,09	2,45	2,24	1,48	0,47	0,24	4,56	2,69	2,98	2,68	0,43	0,21	1,15	1,90	5,18	3,52
Cr ₂ O ₃	0,03	0,16	0,10	0,79	0,47	0,22	0,40	0,10	0,01	—	0,03	—	0,02	0,06	0,02	0,08	0,11	0,72	0,22
FeO	5,30	7,20	12,26	3,79	5,05	4,87	9,70	8,90	10,96	14,58	13,67	13,46	16,2	26,92	28,11	12,94	10,62	5,11	5,65
MnO	0,36	0,24	0,36	0,15	0,15	0,12	0,53	0,38	0,32	0,38	0,48	0,48	0,58	0,61	0,83	0,30	0,22	0,14	0,15
MgO	14,08	17,16	13,07	18,21	17,86	17,74	15,70	14,04	13,54	18,22	17,46	16,27	14,18	19,80	18,51	13,44	14,48	15,95	16,5
CaO	23,31	20,63	20,42	21,2	21,20	21,88	19,95	22,93	22,47	9,87	11,9	11,75	12,04	1,40	1,17	18,77	20,66	21,14	21,50
Na ₂ O	0,04	0,33	0,15	0,31	0,36	0,23	0,33	0,23	0,14	0,44	0,82	0,84	0,49	—	0,03	0,28	0,53	0,26	0,24
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	0,02	—	0,24	0,24	0,26	—	—	0,10	0,02	0,12	—
Сумма	99,93	100,60	99,75	99,77	99,46	99,52	99,32	100,16	100,05	99,17	99,15	98,62	98,66	100,48	100,52	100,02	100,03	98,64	99,08
wo	49	41	42	43	42	43	41	46	45	21	23	26	27	3	2	39	42	45	44
en	42	48	38	51	50	49	44	40	38	54	52	50	44	55	53	39	41	47	47
fs	9	11	20	6	8	8	15	14	17	25	25	24	29	42	45	22	17	8	9
Fe/(Fe+Mg)	17,4	19,1	34,5	10,5	13,7	13,4	25,7	26,2	31,2	31,0	30,5	31,7	39,1	43,3	46,0	35,1	29,2	15,2	16,1
T°C	1043	1229	1057	1077	1077	1077	1225	1030	1107	1350	1332	1327	1325	1430	1357	1205	1057	1107	1134
Al ф.е.	0,17	0,16	0,01	0,09	0,11	0,10	0,07	0,02	0,01	0,20	0,12	0,13	0,12	0,02	0,01	0,05	0,08	0,23	0,2

Примечание. 1 – габбро J₃; 2 – андезит, 3 – дацит и 4 – риолит K₁ b-вг; 5–15 – гранитондные массивы K_{1a}; 16–17 – гранит- и риолит-порфир K_{1a2}; 18–19 – трахитандезиты K_{1a}. Анализы выполнены на рентгеновском микроанализаторе Somebah-тисго В.А. Трунилиной и С.П. Роевым. "—" – не обнаружено.

Таблица 2. Химический состав амфиболов магматических пород хр. Полоусного.

Окислы (%)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	45,49	45,15	44,63	48,92	43,70	40,29	42,18	47,68	45,80	49,03	49,49	50,62	43,01	45,10	49,62	41,01	44,70	46,82
TiO ₂	0,48	1,2	1,01	1,59	0,55	0,22	0,68	0,41	0,61	1,15	0,44	0,42	1,84	1,00	0,99	4,68	1,70	1,49
Al ₂ O ₃	10,63	9,17	10,19	5,60	16,67	13,37	11,15	10,07	9,36	5,70	4,29	3,28	8,01	10,54	3,13	10,25	7,92	6,22
Cr ₂ O ₃	0,04	0,03	0,35	0,04	0,02	не обн.	0,11	0,15	0,20	0,02	0,02	0,09	не обн.	0,21	0,04	0,02	0,03	не обн.
FeO	11,68	17,66	16,94	15,15	15,05	19,55	17,13	15,43	14,47	13,71	17,92	15,49	19,79	12,13	18,55	17,02	19,01	20,63
MnO	0,55	0,64	0,32	0,53	0,51	0,65	0,65	0,33	0,69	0,50	0,22	0,55	0,49	0,65	0,30	0,49	0,56	0,81
MgO	13,06	10,58	11,16	14,10	6,57	8,49	11,01	12,15	12,31	14,87	12,62	14,03	9,64	13,65	12,79	9,18	10,62	10,05
CaO	12,22	11,13	11,24	9,96	12,08	11,62	11,59	11,27	12,12	11,56	11,38	11,55	10,90	11,91	9,46	12,23	11,22	10,95
Na ₂ O	1,84	1,64	1,60	1,37	2,51	1,96	2,21	1,21	1,36	1,25	0,65	0,48	1,72	1,91	1,48	2,06	1,61	1,25
K ₂ O	0,26	0,67	0,81	0,54	0,60	0,48	0,48	0,12	0,21	0,67	0,53	0,31	1,18	0,19	0,29	0,78	1,10	0,54
Cl	0,20	0,91	0,56	0,25	0,84	0,28	0,59	0,05	0,15	не опр.	0,54	не опр.	0,44	0,22	0,35	0,20	0,35	0,54
F	не обн.	0,05	не обн.	0,23	не обн.	не обн.	0,04	0,03	не обн.	не опр.	0,13	не опр.	0,30	не обн.	0,17	0,15	0,09	не обн.
Сумма	96,45	98,83	98,81	98,28	99,10	96,91	97,82	98,90	97,28	98,46	98,23	96,82	97,32	97,51	97,17	98,07	98,91	99,30
Компонент (Формульные ед.)																		
Si	6,72	6,77	6,60	7,12	6,43	6,13	6,32	6,86	6,75	7,08	7,30	7,45	6,62	6,58	6,60	6,28	6,64	6,90
Al total	1,84	1,62	1,77	0,93	2,89	2,40	1,97	1,71	1,63	0,98	0,75	0,57	1,45	1,82	1,77	1,85	1,39	1,08
Al ^{IV}	1,28	1,23	1,40	0,85	1,57	1,87	1,68	1,14	1,25	0,92	0,70	0,55	1,38	1,42	1,40	1,72	1,36	1,08
Mg	2,87	2,32	2,46	3,06	1,44	1,93	2,45	2,61	2,71	3,20	2,77	3,08	2,21	2,97	2,46	2,09	2,35	2,21
Ca	1,93	1,76	1,78	1,56	1,90	1,89	1,86	1,74	1,91	1,79	1,80	1,82	1,80	1,87	1,78	2,01	1,79	1,73
Fe	1,45	2,21	2,09	1,84	1,85	2,49	2,15	1,86	1,79	1,66	2,21	1,91	2,55	1,48	2,09	2,18	2,36	2,54
Na	0,53	0,48	0,46	0,38	0,71	0,58	0,64	0,34	0,38	0,35	0,19	0,10	0,52	0,54	0,46	0,61	0,46	0,36
K	0,05	0,13	0,15	0,10	0,11	0,09	0,09	0,02	0,04	0,12	0,10	0,06	0,23	0,04	0,15	0,15	0,21	0,13
Параметры:																		
Fe/(Fe+Mg), %	33,6	48,3	45,9	37,8	56,2	56,3	46,7	41,4	39,8	34,2	44,4	38,2	54,4	33,2	45,9	51,0	49,9	53,5
R, кбар	5,6	4,4	5,2	0,5	11,5	8,8	6,4	4,9	4,4	0,8	<1	<1	3,4	5,5	5,2	5,7	3,1	1,3
T°C	883	870	896	814	920	966	937	857	873	824	791	769	893	899	896	944	890	851
log f O ₂	-14,1	-14,3	-13,4	-15,7	-12,8	-10,8	-12,1	-14,7	-14,5	-15,9	-16,6	-17,0	-14,0	-13,6	-13,4	-11,8	-13,9	-15,2

Примечание. R = 5,64Al ф.е. - 4,76; T°C = 687+149Al^{IV}; log f O₂ = 104,4 - 30,4Si ф.е. + 1,9(Si ф.е.)² - [26]. 1-2 - габбро J_{3V}; 3-4 - дацит K₁ b-br; 5-13 - гранитоидные массивы K_{1a}; 14-15 - риолит-порфир K_{1a}²; 16-18 - трахандезиты K_{1a}. Анализы выполнены на рентгеновском микроанализаторе Camebax-тисто В.А. Труниловой и С.П. Роевым.

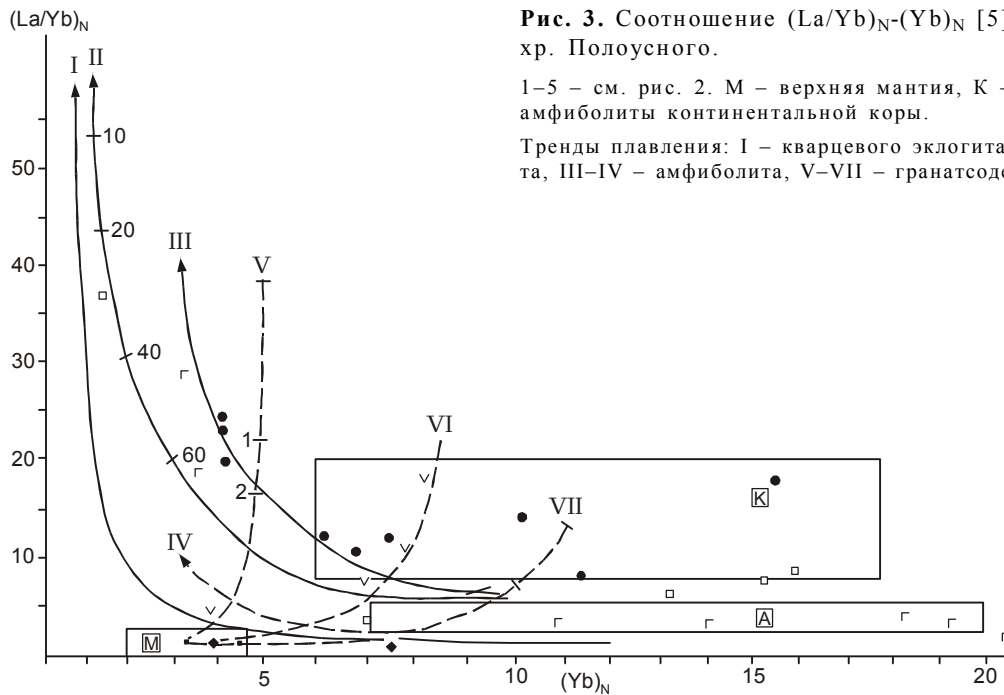


Рис. 3. Соотношение $(La/Yb)_N-(Yb)_N$ [5] в магматических породах хр. Полоусного.

1–5 – см. рис. 2. М – верхняя мантия, К – континентальная кора, А – амфиболиты континентальной коры.

Тренды плавления: I – кварцевого эклогита, II – гранатового амфиболита, III–IV – амфиболита, V–VII – гранатосодержащей мантии.

установлены и реститовые угловатые включения, сложенные скоплениями микрокристалликов характерного для метаморфических пород высоких давлений жадеита, замещенными по периферии магнезиальным амфиболом.

Второе поколение вкрапленников плагиоклаза в порфириновых породах и наиболее крупные таблички в среднезернистых разностях имеют состав андезина. Они характеризуются сложной зональностью с сочетанием прямо- и обратнотональных ритмов с коррозионными границами между ними, что говорит о многоступенчатой интрузии магм. Зерна андезина этой генерации несут неправильной формы корродированные включения олигоклаза, а местами представляют собой “фугляры” вокруг плотно упакованных пакетов мелких округло-табличчатых, незональных или неотчетливо зональных зерен последнего, вероятно являющихся реликтами магнообразующего субстрата.

Состав ранних лабрадор-битовнитовых и пироксен-плагиоклазовых обособлений позволяет предполагать их неравновесность по отношению к гранитоидной магме. Они кристаллизовались из базитового расплава, вероятно захватывавшего в процессе интрузии мелкие ксенолиты гранулитового или эклогитового субстрата, тогда как андезин является ранним минералом гранитоидной магмы, генерировавшейся, судя по составу реститов, в коровых субстратах. Степень его структурной упорядоченности снижается от 0,5–0,7 до 0,3–0,5, а содержание в нем ортоклазового минала повышается от 1–2% до 10–13% в гранитоидах наиболее эродированных горизонтов, что отвечает росту температуры кристалли-

зации на 100–150°C [18]. Для плагиоклаза обеих генераций весьма характерны антипертиты калишпата, указывающие на повышенную щелочность как базальтоидной, так и гранитоидной магм.

Состав клинопироксена, ассоциирующего с плагиоклазом первой генерации (табл. 1), варьирует от диопсида до диопсид-авгита и высококальциевого магнезиального авгита ($Wo_{41-45}En_{47-51}Fs_{8-10}$) с нарастанием железистости (13→31%) от центра к периферии зерен, что характерно для магматических пироксенов, кристаллизующихся из медленно остывающих базальтоидных магм [6]. По повышенным содержаниям Cr_2O_3 и Na_2O , соотношениям железистости и титанистости и $Na_2O-MnO-TiO_2$ (рис. 2) его состав отвечает таковому пироксенов континентальных базитов повышенной щелочности, а по преобладанию чермакитового минала (11,9–3,9) над жадеитовым (1–3,8) – пироксенам, кристаллизовавшимся при относительно умеренных давлениях. Расчетная температура образования клинопироксенов ранней генерации – 1170–1060 °C – ниже температуры сухой котектики в системе ab-an-di, что указывает на присутствие воды в материнском расплаве.

Наряду с охарактеризованными модификациями пироксена установлены реликты субкальциевого авгита ($Wo_{22-27}En_{44-57}Fs_{21-29}$) с более высокой (около 1300°C) расчетной температурой кристаллизации), по составу наиболее близкого пироксену андезибазальтов. Эта модификация может рассматриваться как реститовая или реликтовая, унаследованная от минеральных ассоциаций глубокого уровня кристаллизации базитовой магмы. К реститовым следует отнести

и единичные зерна гиперстена (или энстатита, по последним рекомендациям IMA), обладающего повышенной железистостью (46–48%) при низком содержании Al_2O_3 (0,32 %). По составу этот пироксен наиболее близок к пироксенам гибридизированных континентальных норитов [22, 24].

Амфиболы – ведущие темноцветные минералы всех рассматриваемых пород. Они образуют шпировые скопления, реже единичные зерна и, как правило, интенсивно актинолитизированы, что не позволяет дать четкую привязку времени образования конкретных разновидностей. При наибольших расчетных значениях давления (до 11,6 кбар) и температуры (1120–980°C), в условиях относительно высокой фугитивности кислорода кристаллизовались ферропаргасит и магнезиальный гастингсит (табл.2). Они характеризуются умеренной железистостью, низкими содержаниями SiO_2 при высоких – Al_2O_3 , Na_2O и Cl , что типично для амфиболов базитовых магм повышенной щелочности. В их составе отмечается существенный дефицит катионов в позиции С, который, вероятно, мог быть компенсирован катионами других (неопределенных) компонентов. Подобный состав имеют амфиболы из перидотитов, сиенитов; щелочных габбро, базальтов и андезитов [8, 24]. Со снижением давления в этих амфиболах возрастают содержания Si , Ti , $Mg_{ф.е.}$, $K_{ф.е.}$ и снижаются – Al , $Na_{ф.е.}$, что отвечает магматическому тренду. Вариации их состава мы связываем с разноуровневой дифференциацией основной магмы. Ранее мы относили такие амфиболы к реститовым, но в последнее время идиоморфные включения магнезиального гастингсита ($f=44\%$) установлены нами в периферической зоне зерен плагиоклаза первой генерации, т.е. они кристаллизовались из того же базитового расплава повышенной щелочности.

Преобладающей разновидностью амфибола гранитоидов является магнезиальная низко-, реже – умеренноглиноземистая ($Al_2O_3 < 6,5\%$) роговая обманка, образовавшаяся при более низком потенциале кислорода и более низком давлении (табл. 2). Самая ранняя ($P=6,4$ кбар) ее модификация характеризуется низким содержанием кремнезема ($SiO_2 < 46\%$), стабильной примесью Cr_2O_3 (0,15–0,20%) и повышенной степенью окисленности железа. Вариации составов роговых обманок также образуют магматический тренд с уменьшением f , Al , $Na+K$ и ростом Si , Mg по мере падения давления, но при иных параметрах, чем составы амфибола первой генерации. По соотношению главных компонентов, коэффициентам магнезиальности и щелочнометалльности наиболее глубинная модификация близка к амфиболу пироксенитов, а менее глубинные сопоставимы с амфиболами основных пород [22, 24], или диоритов [21]. В гранитах Бакинского массива встречены также единичные

зерна высокотемпературного ферроэденита умеренных давлений, резко отличного по составу и параметрам образования от описанных выше амфиболов и весьма близкого амфиболам метаморфизованных габброидов [24].

Основные типоморфные особенности биотитов гранитоидов освещались нами неоднократно [18, 19]. В породах всех рассматриваемых массивов среди шпировых скоплений позднего амфибола и в центрах крупных чешуек более железистого биотита сохранились реликты ранней, магнезиальной генерации последнего ($f=35–45\%$, $T=940–810$ °C). Он образовался в условиях повышенного потенциала кислорода, близкого таковому при кристаллизации ранней генерации амфибола ($-\log f O_2=10,6–13,4$). Более поздняя генерация чаще интерстиционная, парагенетичная с ортоклазом, характеризуется железистостью 53–78% и образуется, как и магнезиальная роговая обманка, при умеренной фугитивности кислорода ($-\log f O_2=14,5–17,9$) [18]. По параметрам состава большая часть биотитов соответствуют биотитам габброидов или биотитам производных корово-мантийных магм [20] (рис. 4), а по низкой глиноземистости сопоставима с биотитами магматических пород повышенной щелочности.

Акцессорный магнетит гранитоидов содержит до 1%, а ильменит – до 0,8% Cr_2O_3 , что присуще этим минералам производных базальтоидных или андезитовидных магм [13]. Содержание пиропового минала (до 19–24%) в акцессорном гранате отвечает нижнекоровому уровню магмогенерации [7]; отношение ZrO_2/HfO_2 в акцессорном цирконе достигает габброидных значений – 73–77 [10].

Таким образом, все минералогические критерии свидетельствуют о связи рассматриваемых гранитоидов с основными магмами. В то же время, несмотря на близость составов минералов раннемагматического парагенезиса в гранитоидах таковому в предшествующих вулканитах, они не являются комагматами. Значения La/Yb отношений (24–36) в гранитоидах заметно больше, а величины $(La/Yb)_N/(Yb)_N$ указывают на генерацию исходных магм в результате плавления субстратов на уровне коровых амфиболитов (рис. 3). Расчетная [2] глубина магмогенерации – 33–28 км – также отвечает нижнекоровому уровню. Низкие величины отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,705–0,707 – для гранитоидов Бакинского и 0,705 – для гранодиоритов Эликчанского массива) близки таковым для пород обогащенной мантии [5], а на трендах распределения $P3Э$ нередко обнаруживается Eu -максимум (рис. 5), характерный для многих гранитоидов латитового ряда [23]. Эти факты объясняются либо присутствием среди магмообразующих субстратов основных изверженных пород, внедрившихся непосредственно перед выплавлением гранитоидной магмы [17], либо метасоматичес-

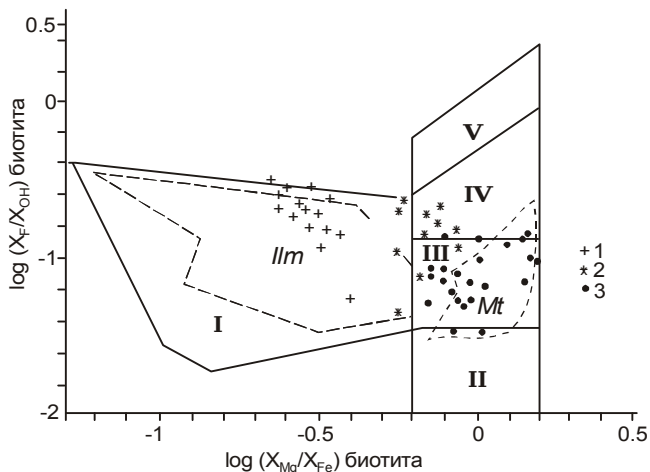


Рис. 4. Классификация плутонов по составам биотитов [20].

Биотиты гранитоидов: 1 – гранит-лейкогранитной и 2 – гранодиорит-гранитной формаций Главного пояса и центральной части хр. Полоусного, 3 – гранитоидов латитового ряда Северного пояса.

Поля диаграммы – биотиты гранитоидов, образованных из расплавов, сформированных: I – по морским метаосадкам с графитом, II – первично-океанических расплавов, III, IV – корово-мантийных и мантийно-коровых, V – высокодифференцированных коровых анатектических; Ilm – ильменитовых и Mt – магнетитовых серий гранитоидов.

кой проработкой коровых субстратов глубинными флюидами. Последнее подтверждается и высокими содержаниями в гранитоидах U (14–18 г/т), Th (16–19 г/т), легких РЗЭ, а также установленным для некоторых из них Се-минимумом на трендах распределения РЗЭ (рис. 5), типичным для пород, подвергшихся метасоматозу под воздействием щелочных растворов глубинного происхождения [1]. Разнообразие же трендов РЗЭ, вероятно, отражает неравномерность этой проработки и разнообразие субстратов на уровне магмогенерации.

Это воздействие глубинных эманаций продолжалось и в процессе становления самих гранитоидов. В этом отношении показателен состав жильных пегматитов и пегматоидных лейкогранитов Куранахского массива, состав которых не отвечает составу пегматитов "гранитной линии". Они сложены высоким ортоклазом, низко- и умеренноупорядоченным олигоклазом и магнезиальным биотитом, также близким по составу биотитам габброидов. Температура (920–800 °С) и потенциал кислорода при его кристаллизации близки таковым при образовании ранней генерации биотита, но он интенсивно обогащен галогенами (F=2,6%, Cl=1%) и редкими щелочами [18], так что подток высокотемпературных флюидов при формировании этих пегматитов, по нашему мнению, очевиден.

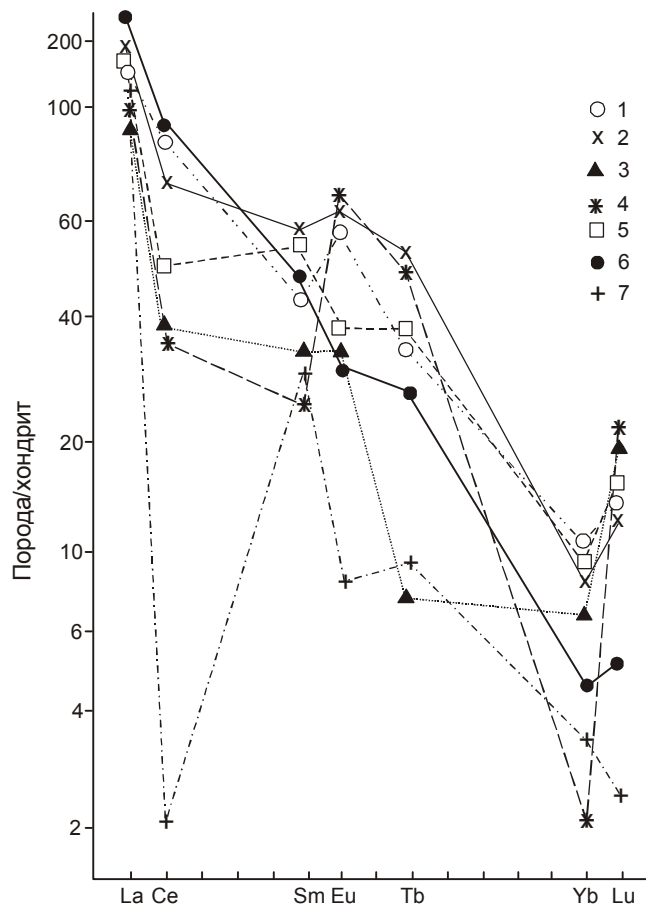


Рис. 5. Нормированное по хондриту распределение редкоземельных элементов в гранитоидах.

1–2 – Бакынский массив: 1 – гранодиорит, 2 – метасоматический гранит, 3–4 – Куранахский массив: 3 – гранодиорит, 4 – пегматит, 5–6 – Иликчанский массив: 5 – гранодиорит, 6 – гранит, 7 – гранит массива Истех.

В восточной оконечности Бакынского массива установлены двуслюдяные щелочно-полевошпатовые граниты. Метасоматический облик, присутствие в породах единичных реликтов ортопироксена, диопсида, ферроэденита с заметной примесью Ст, магнезиального высокотемпературного биотита, близких по составу соответствующим минералам ранних парагенезисов в гранитоидах остальной части массива, позволяют рассматривать в качестве исходных для этих пород амфибол-биотитовые граниты и гранодиориты, интенсивно проработанные мощным потоком флюидов [18]. В поздний постмагматический этап в условиях высокой активности кислорода и хлора ($-\log f O_2=12-14$, $\log f HCl=4,2-3,2$) [18] по ним развиваются гнезда и прожилковые обособления высокотемпературного (940–840 °С) магнезиального (f=35–46%), богатого Cl (0,7–0,8%) биотита, сопоставимого с биотитами производных основных магм. Параметры

состава биотита этой генерации свидетельствуют об образовании его при воздействии тепла и флюидов подкорового происхождения.

В конце аптского века в обстановке постколлизийного воздымания сформированы покровы кислых вулканитов, пересекающиеся трещинными телами риолит-порфиров и лейкократовых щелочно-полевошпатовых гранит-порфиров. Ранняя минеральная ассоциация во всех этих породах представлена высококальциевым авгитом ($Wo_{39-42}En_{39-48}Fs_{10-22}$, $Al^{VI}=0,08-0,05$, $T=1140-1050$ °C), умеренножелезистым биотитом ($f=45\%$) и санидином, что говорит о повышенной щелочности расплава. Амфибол представлен магнезиальной роговой обманкой ($f=33-46\%$, $P=5,1-5,6$ кбар, $T=960-890$ °C), содержащей единичные реликтовые включения магнезиального ($f=33\%$) диопсид-авгита ($Wo_{44}En_{46}Fs_{16}$, $Al^{VI}=0,08$, T около 1060 °C). Среди аксессуарных минералов вулканических и субвулканических пород установлены герцинит, Cl- и F-апатит, гранат пироп-альмандинового ряда (21% Py), титаномагнетит и ильменит, широкий комплекс высокотемпературных сульфидов, единичные зерна Cr-содержащего самородного железа, обогащенного W, Bi, Sn, Ag, что также указывает на участие в процессах генерации и эволюции магмы мантийных источников.

Расчетные глубины магмогенерации позднеаптских магматических пород несколько больше (32–36 км), чем для гранитоидов, а индикаторные соотношения $(La/Yb)_N/(Yb)_N$ (рис. 3) указывают на генерацию материнских расплавов в низах кристаллической коры – амфиболитах ее базальтоидных горизонтов – под воздействием глубинных источников тепла и флюидов.

Наконец, в альбское время происходили разрозненные излияния и образование даек трахиандезитов и трахиандезитов. Пироксен этих пород имеет состав диопсид-авгита с повышенными содержаниями Al_2O_3 (3,5–5,1%) и Cr_2O_3 (0,22–0,72%), что отвечает составу пироксенов производных континентальных базальтовых магм и предполагает глубинное его происхождение. Среди амфиболов установлены железистый керсутит и базальтическая роговая обманка, иногда нарастающая вокруг ядер ортопироксена. В феррокерсутите содержание MgO (9,2%) несколько выше обычного для данной разновидности, тогда как содержание FeO , напротив, понижено (17% вместо обычных 19 и более %), а количество Al_2O_3 и Na_2O соответствует таковому в амфиболах глубинных ксенолитов эклогитовой и гранат-перидотитовой ассоциаций мантийного происхождения. Для роговых обманок также характерно несколько повышенное содержание MgO (>10%) и пониженная железистость (Fe -total до 2,54 ф.е.). По соотношениям главных компонентов они аналогичны амфиболам изверженных пород основно-

го состава. Дифференциация составов амфиболов в ряду феррокерсутит→железистая роговая обманка→железистая роговая обманка, переходная в ферроактинолиту, сопровождается увеличением количеств Si, Fe, Mn, Na_B, Na+K, Cl и уменьшением – Al, Ti, Ca, Na_A, Na-total и коэффициента щелочнометалльности по мере снижения температуры (940→850 °C) и давления (3,1→1,3 кбар), т.е. также соответствует магматическому тренду.

Присутствие в породах ксеногенного кварца, ксенолитов амфиболитов, ликвационных кварц-кашлишпатовых обособлений, глобулей риолитового состава в андезитовом и андезибазальтовом матрице отражают уже непосредственный ограниченный синтексис мантийных и коровых магм.

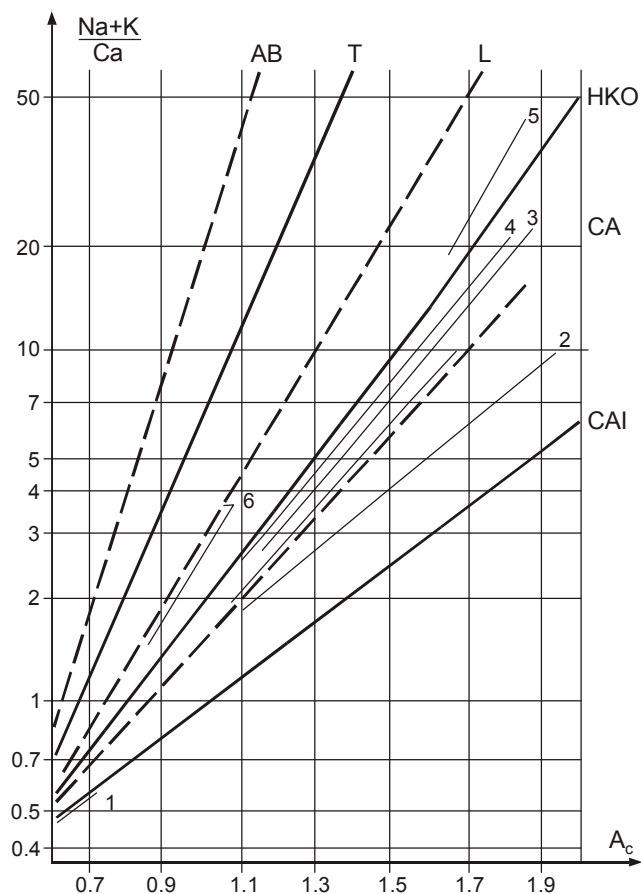


Рис. 6. Магматические серии пород хр. Полоусного.

1 – габброидов и базальтов J_{3v} , 2 – вулканитов K_{1b-bg} , 3 – гранитоидов Бакынского и Куранахского массивов, 4 – то же, Эликчанского и Истехского массивов, 5 – вулканитов и субвулканических образований K_{1art}^2 , 6 – вулканитов и даек K_{1ab-K_2s} . A_c – активность катионов [3].

Тренды [3]: CAI – известковый низкощелочной субдукционный (островодужный), CA – известково-щелочной (коровый), NKO – высококальциевый (позднеорогенный), L – латитовый, T – трахитовый, AB – щелочнобазальтовый.

Все изученные магматические породы региона характеризуются, по сравнению с типовыми породами соответствующей кремнекислотности, по Р. Дэли, несколько повышенной щелочностью, нарастающей во времени (рис. 6, 7, табл. 3). Основные петрохимические параметры гранитоидов близки таковым мантийно-коровых гранитоидов I-типа, материнские расплавы которых генерировались на глубинах около 30 км [19], что соответствует расчетным данным (рис. 8). На диаграмме AFM точки их составов образуют поле, соответствующее полям распространения латитовых серий зон растяжения континентов различных регионов мира (рис. 9) [4]. Соответствуют породам латитовых серий и величины отношений La/Yb : от 15–22 – для догранитоидных образований; 24–36 – для гранитоидов и сопутствующих им вулканитов и даек. Эти отношения заметно возрастают для пород с наиболее яркими признаками участия мантийного вещества в процессах генерации и эволюции магм (54 – для метасоматических гранитов Бакынского массива, 66 – для пегматитов Куранахского массива).

Как известно [4, 14,16], гранитоиды латитового ряда характеризуются широкими вариациями содержания некогерентных элементов. Гранитоиды региона по этим параметрам ближе всего гранитоидам латитового ряда Забайкалья [4]. Наиболее ярко выражена геохимическая специализация всех изученных пород, независимо от их возраста и состава, на халь-

кофильные элементы – Sb, Bi, Ag, As, а также на W и В, т.е. на элементы, особенно характерные для производных латитовых магм. За редким исключением (табл. 3), они обогащены также Sn и Mo, а породы кислого состава – и сидерофильными Cr и Ni, что подтверждает взаимодействие гранитоидных распла-

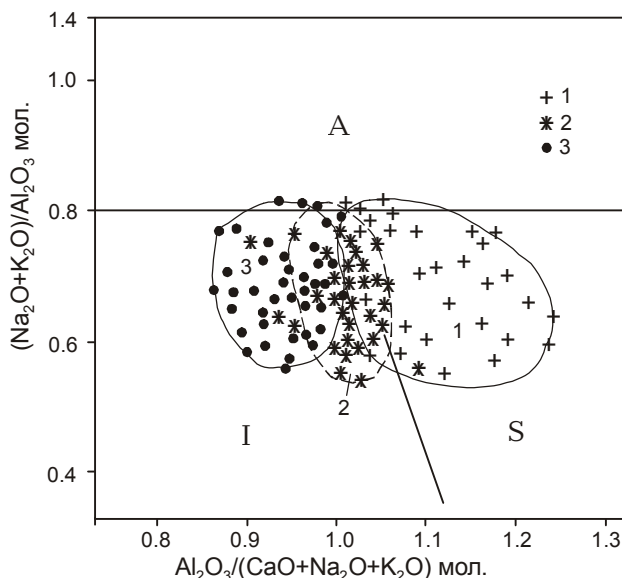


Рис. 8. Типы гранитоидов продольных поясов Верхояно-Колымских мезозоид.

1 – гранит-лейкогранитная и 2 – гранодиорит-гранитная формации Главного пояса, 3 – гранитоиды латитового ряда Северного пояса. S, I, A – типы гранитоидов [25].

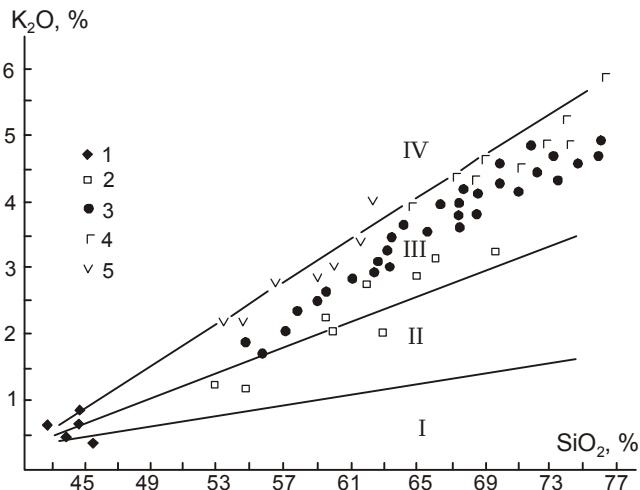


Рис. 7. Соотношение K_2O-SiO_2 в магматических породах Северного пояса.

1–5 – см. рис. 2.

Поля диаграммы магматических пород: I – низкокалелиевой толеитовой, II – среднекалелиевой известково-щелочной, III – высококалелиевой известково-щелочной, IV – шощонитовой серий.

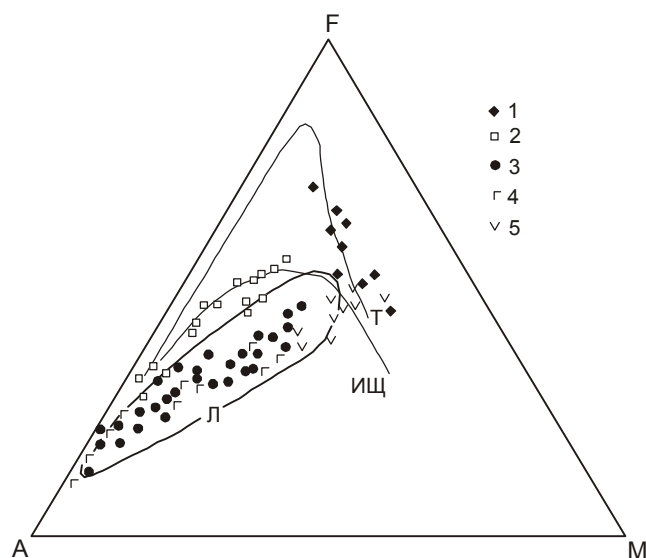


Рис. 9. Диаграмма А-Ф-М $[(Na_2O+K_2O)-FeO^*-MgO]$ для магматических пород хр. Полоусного.

1–5 – см. рис. 2.

Т – толеитовый тренд, ИЩ – известково-щелочной тренд, Л – поле составов магматических пород латитовых серий [4].

Таблица 3. Средний петро- и геохимический состав магматических пород хр. Полоусного.

Оксиды, %	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	44,79	61,75	68,72	70,70	72,87	74,76	68,63	78,48	66,32	69,46	74,08	57,58
TiO ₂	1,76	0,77	0,44	0,42	0,31	0,19	0,47	0,08	0,5	0,36	0,18	0,86
Al ₂ O ₃	15,97	16,89	15,95	14,32	14,21	13,37	14,82	10,79	15,22	14,56	13,59	16,58
Fe ₂ O ₃	2,84	1,02	0,90	0,36	0,22	0,30	1,16	0,98	0,77	0,46	0,70	2,54
FeO	8,91	4,21	2,85	2,69	2,20	1,61	2,74	0,45	3,06	2,64	1,16	4,35
MnO	0,39	0,10	0,07	0,05	0,04	0,03	0,05	0,01	0,06	0,08	0,05	0,13
MgO	7,38	2,27	0,80	0,86	0,41	0,22	1,44	0,05	1,77	0,92	0,31	4,35
CaO	11,83	4,37	2,58	1,63	0,71	0,53	2,56	0,70	2,87	1,90	0,46	5,86
Na ₂ O	2,33	3,21	2,54	3,20	3,81	3,52	3,30	3,22	3,5	2,90	2,53	3,18
K ₂ O	0,79	3,17	3,73	4,84	4,36	4,50	4,15	4,16	4,21	4,71	5,32	2,61
H ₂ O ⁺	1,94	0,99	0,85	0,65	0,47	0,42	0,77	0,26	0,83	0,77	0,96	0,96
P ₂ O ₅	0,17	0,19	0,12	0,12	0,08	0,04	0,07	0,22	0,21	0,09	0,04	0,42
CO ₂	0,44	0,33	0,35	0,04	не обн.	не обн.	0,41	0,44	0,30	0,43	0,18	0,10
F	0,06	0,09	0,08	0,10	0,11	0,15	0,11	0,26	0,09	0,07	0,14	0,30
S общ.	0,21	0,06	0,09	0,04	0,08	0,03	0,03	0,13	0,04	0,10	0,06	0,02
Сумма	99,81	99,42	100,07	100,02	99,88	99,67	100,71	100,10	99,75	99,45	99,76	99,84
n	5	14	11	21	8	15	15	3	15	15	36	11
Элементы, в кларках концентрации												
Li	2	2,3	1,2	1,3	1,3	1	1,2	0,9	1,4	1	1	1,4
Rb	0,4	1,2	0,7	0,9	1,1	1,3	1	1,4	0,8	0,6	1,4	1,6
B	5,4	1,7	2,8	1,2	1,8	2,1	2,6	1,5	1,9	3	2,5	3,3
Sn	5	2,6	2,7	1	1,7	3	2,9	4,1	2,8	6	4,1	3,4
W	16	5,2	4	5,1	4,9	7	13,3	7,2	9,5	3,6	5	2,7
Mo	0,9	2,5	3	0,9	0,9	2,6	2,2	4,3	6,2	3,6	4,5	1,9
Zn	1,8	1,2	1,7	0,6	0,3	0,3	1,4	1,7	1,7	1,1	1	1,9
As	14	24,4	15,8	16,7	14,7	32,4	16	104	23,7	22	25	19,3
Pb	8	1,4	1,4	1,1	1,6	2,3	3	6,2	2,2	0,8	2	3
Bi	100	51	99	70	60	90	340	220	80	90	407	69
Sb	10,8	46	24,7	24,6	37,3	38,1	53,8	60	23,5	19,2	33	69
Ag	6,1	5,4	7,6	4	2	13	11,2	3020	6	3	7,1	5,2
Au	0,8	0,5	0,4	0,4	0,3	0,3	2	1,8	0,3	0,6	0,9	1,1
Ba	4,2	1,9	1,1	1,2	0,9	0,4	1,2	0,5	1,1	1,9	0,7	2,5
Sr	1,6	0,8	1,5	1,1	1,2	0,3	1,8	0,6	2,4	0,8	0,7	1,1
Co	0,7	0,7	2,1	1,4	0,7	0,5	2,6	0,6	1,5	0,8	0,6	0,9
Ni	0,4	0,4	2,2	1,4	1,6	1	1,5	1,3	2,8	2,8	0,6	0,2
V	0,5	0,6	1,4	0,5	0,4	0,3	1,8	0,5	2,1	1,3	1,6	0,6
Cr	0,8	3,6	6,2	9	4,3	9,9	7,4	13,3	10,9	2,8	7,1	0,9

Примечание. 1 – габброиды J_{3v}, 2 – андезиты, диориты и 3 – риодациты, риолиты K_{1b}-br, 4 – амфибол-биотитовые гранодиориты и граниты и 5 – биотитовые граниты Бакинского массива, 6 – метасоматические граниты того же массива, 7 – гранодиориты и граниты Куранахского массива, 8 – пегматиты Куранахского массива, 9 – гранодиориты Эликчанского массива, 10 – гранодиориты и граниты массива Истех, 11 – риолит-порфиры K_{1art}², 12 – андезиты, андезибазальты K_{1al}-K_{2s}; n – количество силикатных анализов. Анализы выполнены в ИГАиБМ СО РАН: силикатные – Д.А. Кулагинной, М.А. Слепцовой, Н.Л. Гомзяковой; спектральные – С.Г. Щелчковой, З.А. Хохряковой, З.Г. Домбровской; спектрозолотохимические – Н.Н. Олейниковой и Н.М. Таюрской.

вов и/или их магмообразующих субстратов с глубинными магмами и флюидами. Самые основные из рассматриваемых пород, напротив, обеднены сидерофильными и обогащены литофильными (Li, Sn) элементами, т.е. также несут следы взаимодействия основных магм с коровыми очагами или субстратами.

Таким образом, геохимическая специализация магматических пород региона на широкий круг элементов-примесей является сквозной, унаследованной от раннего до самого позднего этапов развития магматизма. Причину этого, как и причину специфики минерального и химического состава пород, мы видим в длительном воздействии глубинных флюидов, связанных с базальтоидными магмами, на коровые субстраты и в непосредственном взаимодействии базальтоидных и гранитоидных магм. С переходом от коллизионного к постколлизионному этапу оно, вероятно, существенно усиливалось и привело к интенсивному росту содержания рудных и летучих элементов и, соответственно, к росту индекса суммарной рудоносности пород.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Гранитоиды хр. Полоусного, локализованные в зоне Кюнь-Тасского регионального разлома, по большинству параметров минерального, петрохимического и геохимического состава близки гранитоидам латитового ряда, генезис которых часто дискутируется в литературе и обычно связывается с процессами синтексиса или флюидного взаимодействия коровых и мантийных магм. Сочетание в гранитоидах региона неравновесных минеральных ассоциаций – базитовых магм повышенной щелочности, с одной стороны, и гранитоидных, с другой, и рост температур кристаллизации к глубоким горизонтам эродированных плутонов не оставляют сомнений в таком взаимодействии.

Типоморфизм их породообразующих, акцессорных и реститовых минералов и геохимические параметры, в том числе величины отношений $(La/Yb)_N / (Yb)_N$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$, характер трендов распределения РЗЭ позволяют предполагать зарождение гранитоидной магмы на уровне коровых амфиболитов под воздействием тепла и флюидов глубинных магм повышенной щелочности и частичное смешение или пропитку последними возникающих гранитоидных магм.

Эти данные и сквозная геохимическая специализация всех изученных пород и ее усиление в процессе эволюции магматизма региона находят объяснение в длительном – на протяжении всего раннемелового этапа – сосуществовании глубинных и коровых магматических очагов, что обусловлено локализацией этих магматических образований в зоне повышенной проницаемости, облегчавшей поступле-

ние в кору тепла и летучих из поднимающихся по тем же тектоническим зонам глубинных мантийных магм.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 98-05-03873 программы “Арктика”.

ЛИТЕРАТУРА

1. Балашов Ю.А. Изотопно-геохимическая эволюция мантии и коры Земли. М.: Наука, 1985. 221 с.
2. Беляев Г.М., Рудник В.А. Формационно-генетические типы гранитоидов. Л.: Недра, 1978. 168 с.
3. Бородин Л.С. Петрохимия магматических серий. М.: Наука, 1987. 241 с.
4. Геохимия мезозойских латитов Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1984. 215 с.
5. Джан Б.-М., Чжан З.-К. Радиометрический возраст (Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb) и геохимия редкоземельных элементов в архейских гранулитовых гнейсах восточной части провинции Хэбэй, Китай // Геохимия архея. 1987. С. 250–284.
6. Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П., Кутолин В.А. Породообразующие пироксены. М.: Наука, 1971. 451 с.
7. Ермолов П.В., Изох А.Э., Владимиров А.Г. Гранат как индикатор условий гранитообразования в коре // Докл. АН СССР. 1979. Т. 246, № 1. С. 208–211.
8. Занвилевич А. Н., Карманов Н. С., Бурдуков И. В., Литвиновский Б. А. Оценка условий кристаллизации габбро-сиенитовой серии на основе химического состава минералов (Ошурковский массив, Забайкалье) // Зап. ВМО. 1999. № 1. С. 25–48.
9. Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 199 с.
10. Ляхович В.В. Акцессорные минералы горных пород. М.: Недра, 1979. 296 с.
11. Перчук Л.Л. Пироксеновый барометр и пироксеновые геотермы // Докл. АН СССР. 1977. Т. 233, № 6. С. 1196–1199.
12. Пискунов Б.М., Абдурахманова А.И., Ким Ч.У. Соотношение «состав-глубина» для вулканов Курильской островной дуги и его петрологическое значение // Вулканология и сейсмология. 1979. № 4. С. 57–67.
13. Руб М.Г., Ашихмина Н.А., Гладков Н.И. и др. Типоморфные особенности акцессорных минералов и их значение для выяснения генезиса и рудоносности гранитоидов // Гранитоиды складчатых и активизированных областей и их рудоносность. М.: Наука, 1977. С. 197–235.
14. Сегалевич С.Ф. Петрохимия и геохимические особенности магматических пород хребта Улахан-Сис (северо-восточная Якутия) // Геохимия. 1986. № 7. С. 940–955.
15. Спектор В.Б., Гриненко В.С. Тектоническая схема. – Геологическая карта Якутии м-ба 1:500 000. Нижне-Янский блок. СПб., 1995.
16. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 279 с.
17. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 380 с.

18. Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Роев С.П. Геология и рудоносность магматитов хр. Полоусного. Якутск: ЯНЦ, 1996. 132 с.
19. Трунилина В.А., Орлов Ю.С. О специфике состава и генезиса гранитоидов Северного пояса Верхояно-Колымских мезозои // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии: Материалы IV регион. петрогр. совещ. Магадан, 2000. С. 13–17.
20. Brimhall G.H., Crerar D.A. Ore fluids: Magmatic to supergene. / Thermodynamic modeling of geological materials // Minerals, Fluids and Melts. Reviews in Mineralogy. Michigan, 1987. V. 17. P. 235–321.
21. Hallimod A.E. Pyroxene, amphibole and mica from Tيرة marble // Miner. Mag. 1947. V. 28. 230 p.
22. Hollister L. S., Grisson G. P., Peters E. K., Stowell H. H., Sisson V. B. Confirmation of the empirical correlation on the Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons // Amer. Min. 1987. V.72, N 3–4. P.231–239.
23. Layer P.W., Newberry R., Fujita K., Parfenov L., Trunilina V., Bakharev A. Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, northeast Russia, based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and trace element geochemistry // Geology. 2001. V. 29. P. 167–170.
24. Longinova A.M., Sobolev N.V. Crystalline inclusions in chrome-spinels from kimberlites and lamproites // 5-th Intern. Kimberlite Conf. Extend.: Abstr. Brazil, 1991.
25. Maeda J. Opening of the Kuril Basin deduced from the magmatic history of Central Hokkaido, northern Japan // Tectonophysics. 1990. N 174. P. 235–255.
26. Mitchell R.H., Platt R.G. Mafic mineralogy of ferroaugite syenite from the Coldwell alkaline complex, Ontario, Canada // J. Petrol. 1978. V. 23. P.186–214.
27. Nisbet E. G., Pearce J. A. Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic setting // Contrib. mineral. and petrol. 1977. V. 63, N 2. P. 149–160.

Поступила в редакцию 5 ноября 2001 г.

Рекомендована к печати Л.П. Карсаковым

V.A. Trunilina, S.A. Babushkina, Yu.S. Orlov

Composition and the genetic aspects of formation of the latite-series granitoids of the Polousnyi Range (Northern batholithic belt of the Verkhoyansk-Kolyma mesozoids)

This paper presents the results of detailed study of granitoids from the western part of the Northern “batholithic” belt of the Verkhoyansk-Kolyma mesozoids (Polousnyi Range). The granitoid massifs are localized in a regional fault zone. They are preceded and followed by subaerial volcanic eruptions. It is shown that generally the granitoids are close to magmatic rocks of the continental latite series by their mineral, petrochemical and geochemical composition. A combination of non-equilibrium mineral associations in them: basite magmas of increased alkalinity on the one hand, and granitoid magmas, on the other, elevation of crystallization temperatures toward the deep horizons of eroded plutons, a through geochemical character of rocks with respect to both chalcophile and lithophile, and siderophile elements, and an increase in this geochemical composition in the course of evolution of regional magmatism are attributed to the long existence during the whole Early Cretaceous stage of deep-seated and crustal magmatic chambers. The typomorphic composition of rock-forming, accessory and xenogenic minerals of granitoids and their geochemical parameters permit an assumption of parental magmas incipience at the level of crustal amphibolites under the influence of heat and fluids of abyssal magmas of increased alkalinity. They also allow a supposition of partial shift of the originating granitoid magmas or their saturation in the fluids.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА И УГЛЕРОДА МЕЛОВЫХ ОРГАНОГЕННЫХ
КАРБОНАТОВ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ.

СТАТЬЯ 2. БАССЕЙН РЕКИ ТАЛОВКА (КОРЯКСКОЕ НАГОРЬЕ)

Ю.Д. Захаров*, О.П. Смышляева*, А.М. Попов*, В.В. Голозубов*,
А.В. Игнатьев*, Т.А. Веливецкая*, К. Танабэ**, Я. Шигэта***,
Х. Маэда****, Т.Б. Афанасьева*, А.А. Коляда*****, А.К. Чербаджи*,
К. Мория**

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

**Геологический институт, Токийский университет, г. Токио, Япония

***Национальный научный музей, г. Токио, Япония

****Университет в Киото, г. Киото, Япония

*****Корякгеолдобыча, пос. Корф

Изотопные палеотемпературы, полученные по раковинам брахиопод *Penzhinothyris plana* Smirnova из альбских отложений кедровской свиты по р. Мелкой (бассейн р. Таловки, западная Корякия), колеблются от 12,5 до 22,7 °С. Нижний температурный уровень соответствует, очевидно, зимнему сезону, а верхний – летнему. Предположительно зимние палеотемпературы, полученные по кальциту двустворок *Acila (Truncacila)* sp. и *Nannonavis sachalinensis* (Yok.) из коньякских отложений пенжинской свиты, колеблются от 10,9 до 14,1 °С. Предположительно осенне-весенние палеотемпературы для коньякского времени, флуктуирующие от 14,1 до 17,7 °С, были получены как по кальцитовому материалу раковин ринхонеллидных брахиопод, двустворок *Acila (Truncacila)* sp., *Nannonavis sachalinensis* (Yok.) и скафопод *Dentalium* sp., так и арагониту раковин аммоноидей *Anagaudryceras* sp., *Gaudryceras* sp., *Tetragonites popetensis* Yabe, *Mesopuzosia* sp., *Kossmaticeras japonicum* Mat. и *Scalarites* sp. Палеотемпературы в интервале 17,7°–22,4 °С, интерпретируемые нами как летние, были установлены по кальциту двустворок *Nannonavis* и скафопод *Dentalium* sp., а также по арагониту раковин аммоноидей *Anagaudryceras*, *Gaudryceras*, *Tetragonites*, *Mesopuzosia*, *Kossmaticeras*, *Yokoyamaoceras*, *Baculites*, *Yezoites*. Обзор полученных свидетельств по меловой изотопии и литературных данных позволяет допускать кратковременное существование полярного льда в меловое время (раннем маастрихте) лишь в Южном полушарии, на континенте Антарктида; для высоких широт Северного полушария нельзя исключать возможности существования кратковременных предзаморозковых условий в раннем валанжине, а также позднем коньяке–раннем сантоне и раннем маастрихте.

Ключевые слова: альб, сеноман, коньяк, беспозвоночные, органические карбонаты, сезонные изотопные палеотемпературы, западная Корякия.

ВВЕДЕНИЕ

Согласно представлениям Дж. Прайса [31], теплые климатические условия в высоких широтах обычны для всего мезозоя, хотя вполне допустимо кратковременное появление здесь полярных льдов в ограниченном объеме.

Э. Баррера с соавторами приводит сведения о низких позднекампанских–маастрихтских палеотемпературах воды как антарктического шельфа (около 4–9 °С) [19], так и придонных вод экваториальной части Тихого океана (около 7–14 °С) [18], рассчитанных по изотопному составу бентосных фораминифер. Существование относительно низких палеотемператур (10 °С) в высоких широтах Южного полушария в раннем маастрихте недавно было подтверждено изотопными исследованиями планктонных фораминифер

[27]. Аналогичные свидетельства были получены и по маастрихтской макрофауне антарктического острова Джеймс Росс [30]: 9,3–14,8 °С (по двустворкам), 10,6–14,8 °С (по наутилоидеям), 9,9–12,4 °С (по аммоноидеям *Gunnarites*), 10,2 °С (по росту белемнита).

К.Дж. Миллер с соавторами [29] установили одновременность увеличения значений $\delta^{18}\text{O}$ в раковинах раннемаастрихтских фораминифер, обитавших как на больших глубинах Антарктики, Атлантики и Индо-Пацифики (бентос), так и в поверхностных водах низких широт Пацифики (планктон), по сравнению с раковинами фораминифер позднего кампана. Выдвигаются две версии для объяснения одновременности этих событий. Увеличение значений $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатах, отлагавшихся как на больших глубинах, так и в мелководье тропиков, по мнению этих авторов, могло быть вызвано (1) образованием полярного льда в начале

маастрихта или (2) глобальным уменьшением температуры как поверхностных вод тропических морей, так и глубинных вод в раннем маастрихте. Поскольку одновременно с понижением значений $\delta^{18}\text{O}$ в нижнемаастрихтских карбонатах произошло крупное (30–40 м) и довольно быстрое понижение уровня моря, наиболее отчетливо зафиксированное в Нью-Джерси, авторы статьи, поддерживая представления о гляциоэвстатической природе такого рода понижений, склоняются к первой версии, хотя и с ней, по их мнению, связано много спорных вопросов.

Низкие изотопные палеотемпературы для мела высоких широт Северного полушария (5,3–10,4°C) [22] установлены по рострам ранневаланжинских белемнитов Шпицбергена; сведения по довольно низким палеотемпературам для западной Корякии (10,2–16,9°C) недавно были получены нами и по кальциту раковин раннемаастрихтских брахиопод [33].

В настоящей статье на основе массовых замеров приводятся данные по широкому диапазону изотопно-кислородных изменений в хорошо сохранившихся раковинах беспозвоночных из мела высоких широт Северного полушария с целью выявления наиболее низких (зимних) палеотемператур альбского и коньякского времени.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для проведения геохимических исследований в настоящей работе использован первичный кальцитовый и арагонитовый органогенный материал, собранный в основном в бассейне р. Таловки (рис. 1), западная часть Корякского нагорья, во время Российско-Японской экспедиции 1999 года.

Материалом для исследований послужила коллекция раковин брахиопод с сохранившейся фиброзной структурой из альбских отложений кедровской свиты по р. Мелкой (6 проб), арагонитовые и кальцитовые элементы раковин иноцерамов, а также арагонитовые раковины аммонитов из сенманских отложений маметчинской свиты правобережья р. Таловки (31 проба), раковины брахиопод, разнообразных аммонитов, двустворок и гастропод из коньякских отложений пенжинской свиты, слагающих цоколь олигоценовой террасы в низовьях р. Таловки (87 проб). Последнее из упомянутых местонахождений особенно отличается обилием хорошо сохранившихся как первично кальцитовых, так и арагонитовых раковин беспозвоночных, и в этом отношении оно может считаться уникальным для территории северо-востока России. В сравнительных целях были исследованы также некоторые моллюски из коньякских отложений Хоккайдо.

Пробы для изотопного анализа отбирались обычно по определенной методике (в виде узких полосок, располагающихся вдоль линий роста раковин, с охватом всех слоев, за исключением внутреннего слоя, выстилающего значительную часть внутренней поверхности раковин брахиопод и моллюсков), позволяющей в конечном итоге

выявлять порции раковинного материала, отлагавшегося в определенные сезоны года.

Контролем за степенью диагенетических изменений в исследованных органогенных карбонатах служили (1) визуальные признаки, (2) относительное содержание арагонита в скелете (в случае исследования раковин аммоноидей, гастропод и некоторых элементов скелета иноцерамид), (3) степень сохранности первичной микроструктуры скелета (при исследовании арагонита аммоноидей определялась с помощью СЭМ, при исследовании кальцита брахиопод – люминесцентным анализом с помощью рентгеновского микроанализатора JXA-5A с ускоряющим напряжением 25 kv).

Изотопный состав кислорода и углерода определялся прецизионным методом, с использованием масс-спектрометра Finnigan MAT-252. Лабораторный стандарт, откалиброванный по кальцитовому стандарту NBS 19 (National Bureau of Standards) и использованный при измерениях, равен $+1,8 \pm 0,1\%$ для кислорода относительно PDB (Pee Dee belemnite) и $-0,75 \pm 0,1\%$ для углерода. Точность измерения величины $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ всегда лучше $\pm 0,1\%$ на 95% доверительном уровне. Для интерпретации палеотемператур по значениям $\delta^{18}\text{O}$ параллельно использовались две шкалы: (1) С. Эпштейна [23] и Х. Крейга [20], модернизированная Т.Ф. Андерсоном и М.А. Артуром [17] (при исследовании первичного кальцита), и (2) Э.Л. Гроссмана и Т. Ку [24] (при анализе арагонита).

Рентгеноструктурный анализ был выполнен по методу Т. Дэвиса и П. Хупера [21] с помощью дифрактометра ДРОН-3.

Все анализы выполнены в Аналитическом центре Дальневосточного геологического института ДВО РАН.

$\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ И Ca–Mg ОТНОШЕНИЕ В СКЕЛЕТАХ БЕСПОЗВОНОЧНЫХ ИЗ МЕЛА БАСЕЙНА РЕКИ ТАЛОВКИ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ

В бассейне р. Таловки материал, необходимый для изотопных исследований, был получен из трех стратиграфических уровней: альбского (р. Мелкая, приток р. Айнын), сенманского (район ручьев Большой Вылгилвеем и Тыногыргинкуюл) и коньякского (приустьевая часть р. Таловки) ярусов (рис. 1).

Кедровская свита (альб)

Подробные сведения о комплексе аммоноидей кедровской свиты бассейна р. Айнын приведены в монографии Г.П. Авдейко [1], а также публикациях А.И. Алабушева и И. Видманна [2–4, 11–13].

На левом берегу р. Мелкой, примерно в 10 км выше ее устья, обнажены следующие отложения кедровской свиты (снизу вверх):

1. Алевролиты зеленовато-серые, с мелкими известково-мергельными конкрециями 2,3 м

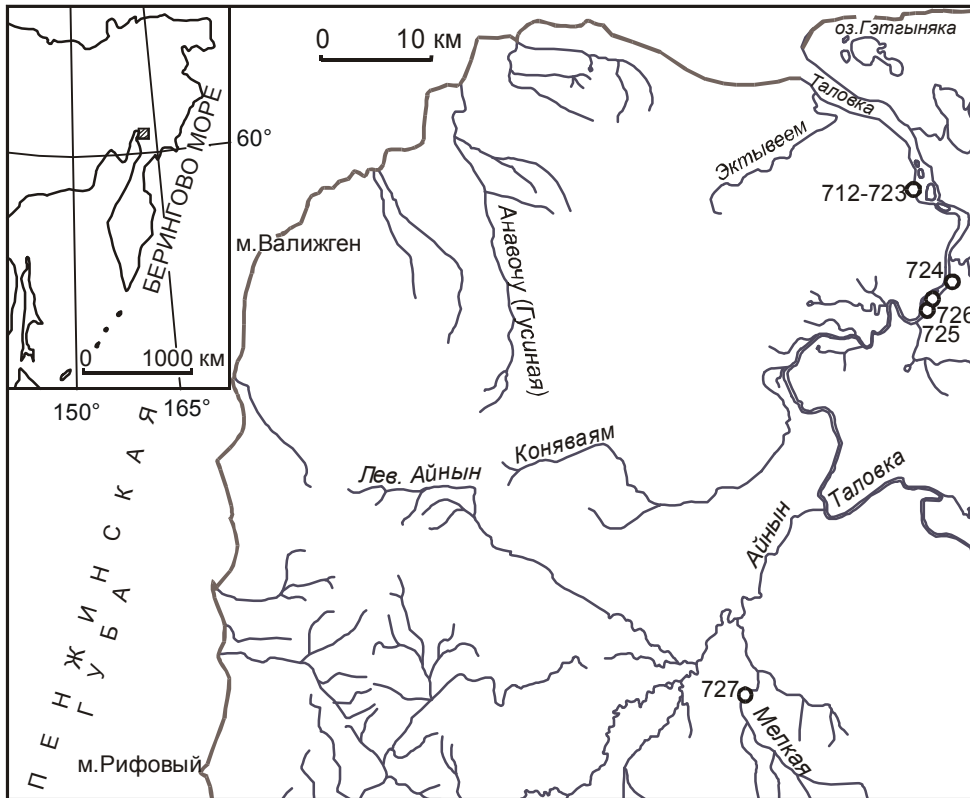


Рис. 1. Схема расположения исследованных разрезов меловых отложений в бассейне р. Таловки (Корякское нагорье).

727 – река Мелкая (кедровская свита, альб), 725-726 – руч. Большой Вылгилвеем (мамetchинская свита, сеноман), 724 – руч. Тыногыргинкуюл (мамetchинская свита, сеноман), 712-723 – низовья р. Таловки (пенжинская свита, коньяк).

Брахиоподы, гастроподы, аммоноидеи – *Anagaudryceras* sp., *Marshallites?* sp., *Sciponoceras* sp. (в мелких конкрециях из осыпи – 727–1–3).

2. Песчаники зеленовато-серые, мелкозернистые, граувакковые 0,12 м

3. Алевролиты зеленовато-серые, с мелкими, значительно реже крупными известково-мергельными конкрециями (727-1-2) 15 м

Брахиоподы – *Penzhinothyris plana* Smirnova.

4. Алевролиты зеленовато-серые, с прослоями аргиллитов и многочисленными крупными известково-мергельными конкрециями (727-1, 1а, 4; 727-2-1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13) 5,5 м

Брахиоподы – *Penzhinothyris plana* Smirnova, двустворки – *Inoceramus* sp., аммоноидеи – *Beudanticeras* sp., *Hulenites* sp., остатки флоры – *Metasequoia* sp.

5. Алевролиты серые, с мелкими известково-мергельными конкрециями неправильной формы (крупные конкреции редки) 12–14 м

Общая мощность отложений кедровской свиты в разрезе 35–37 м.

Изотопный анализ был выполнен по раковинам брахиопод *Penzhinothyris plana* Smirnova с хорошо сохранившейся фиброзной структурой раковины (727–2–1, 3, 6, 8). Значения $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ в кальците брахиопод колеблются, соответственно, от -2,5 до -0,1‰ (соответствуют палеотемпературам 12,5–22,7°C) и от -2,0 до -1,3‰.

Ca–Mg отношение в кальците колеблется от 170,5 до 190,5 и в среднем по выборке из 6 проб равно 180.

Мамetchинская свита (сеноман)

Сведения о сеноманских аммоноидеях бассейна р. Таловки приведены в работах А.И. Алабушева и И. Видманна [2,11–14].

Большой Вылгилвеем

В устье ручья Большой Вылгилвеем, в 29,3 км выше устья р. Таловки [9], установлены следующие отложения мамetchинской свиты сеноманского возраста (рис. 2):

1. Песчаники зеленовато-серые, мелкозернистые, кослоистые, с маломощными прослоями серых алевролитов и линзами известковистых песчаников-ракушечников (725-1-1,2,3,4,5; 725-1, 1а,2) 2,5 м

Двустворки – *Inoceramus concentricus costatus* Nagao et Mat., *I. pennatulus* Perg.

2. Конгломераты среднегалечные и известковистые песчаники-ракушечники, содержащие крупную глыбу (4×2 м) песчаников оползневого происхождения 3,0 м

Двустворки – *Inoceramus* sp.

3. Песчаники зеленовато-серые, мелкозернистые, с линзами известковистых песчаников-ракушечников и редкими прослоями черных алевролитов (725-3, 725-4-2, 3) 5,0 м

Двустворки – *Inoceramus pennatulus* Perg.

4. Алевролиты черные, с крупными известково-мергельными конкрециями (725-5; 725-5-1, 2) 35 м

Аммоноидеи – *Anagaudryceras* sp., *Marshallites* sp.

Общая мощность отложений пенжинской свиты в разрезе 46 м.

Аналізу подверглись как арагонитовые элементы раковин *Inoceramus concentricus costatus* Nagao et Mat. (725-1-1, 2, 3, 4, 5; 725-1; 726-1, 2), так и кальцитовые призматические слои *Inoceramus pennatulus* Perg. (725-4-2, 3) из пачек 1 и 3. Отмечаются довольно низкие значения $\delta^{18}\text{O}$, колеблющиеся от -3,2 до -0,6‰, при положительных значениях $\delta^{13}\text{C}$ (1,0–3,8‰) и при содержании арагонита в раковинах иноцерамов до 100%. Только в единственной арагонитовой (97–98%) раковине аммонита *Anagaudryceras* обнаружены “нормальные” значения $\delta^{18}\text{O}$, колеблющиеся от -0,4 до 0,1‰ ($\delta^{13}\text{C} = 0,7\text{--}1,3\text{‰}$), что соответствует палеотемпературам 15,1–17,2°C.

Са–Mg отношение в призматических слоях одной из раковин иноцерамов (725-4-3) равно 179,7.

Тыногыргинкуюл

Основные выходы скальных пород маметчинской свиты на р. Таловке, в 25 км выше ее устья (в 2 км выше устья ручья Тыногыргинкуюл) [9], представлены двумя пачками (рис. 3):

1. Песчаники зеленовато-серые, мелкозернистые, с прослоями песчанистых алевролитов, линзами и желваками известковистых песчаников-ракушечников (724-1-1, 2, 3, 4, 5, 7; 724-2-1; 724-9, 10, 11, 12а, 14, 15; 724-12-1, 4, 5, 6; 724-13; 724-14-1, 2) 25,0 м

Двустворки – *Nannonavis* sp., *Inoceramus concentricus costatus* Nagao et Mat., *I. pennatulus* Perg., аммоноидеи – *Hypophylloceras* sp., *Puzosia?* sp., *Desmoceras (Pseudouhligella) japonicum* (Yabe), *Marshallites* sp.

2. Алевролиты темно-серые, с прослоями зеленовато-серых мелкозернистых песчаников, содержащих призматические слои раковин иноцерамов 10 м

Как и в случае с разрезом по Большой Вылгилвеем, исследованные раковины *Inoceramus concentricus costatus* (724-2-1, 2; 724-5, 9; 724-10, 15; 724-12-4, 6), несмотря на высокое содержание в них арагонита (87–100%) (при значении $\delta^{13}\text{C}$ до 4,2‰), выделяются довольно низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$, колеблющимися от -2,9 до -0,8‰. Низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ (-3,0 и -3,1‰) установлены и в кальците фрагментов призматических слоев иноцерамов, значения $\delta^{13}\text{C}$ в которых колеблются от 0,3 до 1,1‰. Вместе с тем, изотопные данные по арагонитовой (95–100%) раковине аммонита *Desmoceras (Pseudouhligella) japonicum* показывают необычно высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ (изменяются от -0,5 до -0,1‰), соответствующие палеотемпературам 15,9–17,7 °C ($\delta^{13}\text{C}$ изменяется от -0,9 до -0,1‰).

Са–Mg отношение в призматических слоях одной из раковин иноцерамов (724-1) равно 169,5.

Верхняя часть пенжинской свиты (коньяк)

Меловые аммониты (*Neophylloceras*, *Yokoyamaoceras*, *Otoscaphtes*, *Eorhaeboceras* и др.) и иноцерамы (*Mytiloides naumanni* Yok.) из приустьевой части р. Таловки впервые были исследованы А.И. Алабушевым, А.В. Алабушевой [4, 5, 13, 14] и В.П. Похиалайненом [10] по сборам Э.С. Алексеева 1980 г. (обн. 152), В.П. Похиалайнена и А.И. Алабушева 1985 г. (обн. 20). Иноцерамы,

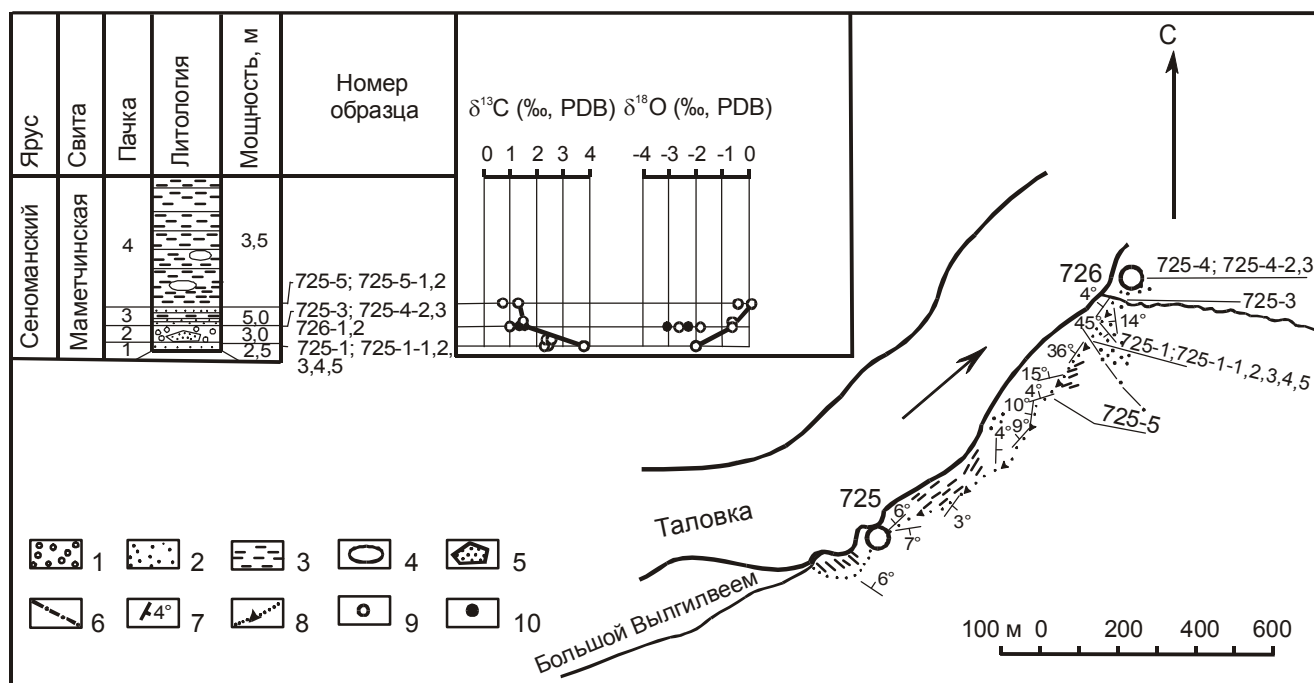


Рис. 2. Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в арагонитовых и кальцитовых элементах раковин иноцерамид из сеноманских отложений маметчинской свиты реки Таловки (руч. Большой Вылгилвеем).

1 – конгломераты, 2 – песчаники, 3 – алевролиты, 4 – известково-мергельные конкреции, 5 – блок песчаников оползневого (конседиментационного) происхождения, 6 – тектоническое нарушение, 7 – элементы залегания, 8 – маршрут геологического исследования, 9 – арагонит, 10 – кальцит.

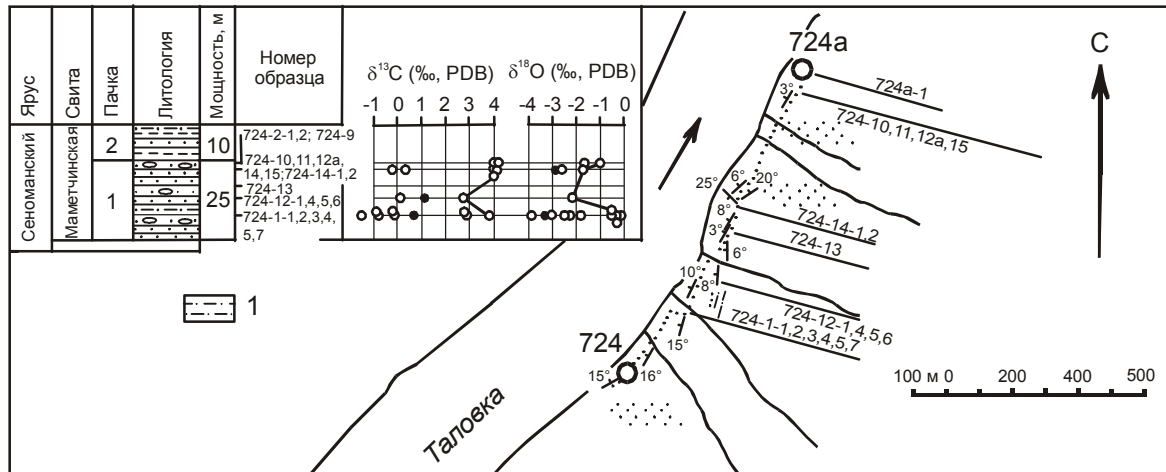


Рис. 3. Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в арагонитовой раковине аммонита *Desmoceras (Pseudouhligella) japonicum* (Yabe) и в арагонитовых и кальцитовых элементах раковин иноцерамид из сеноманских отложений маметчинской свиты разреза по р. Таловке (район руч. Вылгилвеем).

1 – песчанистые алевролиты. Прочие обозначения как на рис. 2.

встреченные в этом разрезе, на Дальнем Востоке имеют распространение от коньяка до кампана [10]. На основе же определений аммоноидей был сделан общий вывод о сантон-кампанском возрасте отложений, обнажающихся в приустьевой части р. Таловки.

Верхние слои исследованного нами разреза (обн. 719) обнажаются в 12 км юго-восточнее устья (лимана) р. Таловки; нижние слои разреза (обн. 723) расположены в 7 км севернее, напротив третьего от устья острова, у крутого поворота реки. Южнее точки 719 обнажений мела вдоль реки нет, поэтому есть уверенность в том, что исследованные нами выходы соответствуют обнажениям 152 и 20 Э.С. Алексеева и А.И. Алабушева.

Ревизия комплекса моллюсков, выявленного в разрезе, показала, что сочетание в нем таких видов, как *Mesopuzosia yubarensis* (Jimbo), *Kossmaticeras japonicum* Mat., *Otoscaphtes klamathensis* (Anderson), *Scaphites pseudoequalis* Yabe, а также редких *Inoceramus uwajimensis* (Yehara), свидетельствует о его коньякском, а не сантон-кампанском возрасте, на чем настаивают А.И. Алабушев с соавторами [5, 15]. Уместно отметить, что этот автор допустил ошибку, включив в описание разреза меловых отложений данные по массивным конгломератам и некоторым другим породам, относимым в настоящее время к олигоцену.

В отдельных скальных выходах цоколя высокой террасы нами были обнаружены следующие отложения верхней части пенжинской свиты, в которых обильно представлены хорошо сохранившиеся остатки беспозвоночных, в том числе арагонитовые раковины аммоноидей, иноцерамов и гастропод (рис. 4, 5):

Нижняя пачка

1. Алевролиты темно-серые, песчанистые, с линзами и крупными конкрециями известково-мергельного состава

(718-1-1; 718-4; 718-10-2; 718-11-1; 718-14-1, 2, 3, 4, 5, 6, 8) 13,0 м

Двустворки – *Nannonavis* sp., *Inoceramus tenuistriatus* Nagao et Mat., *I. concentricus costatus* Nagao et Mat., *Goniomya* sp., аммоноидеи – *Anagaudryceras denseplicatum* (Jimbo), *Tetragonites glabrus* (Jimbo), *Kossmaticeras japonicum* Mat., *Yokoyamaoceras* sp., *Ancyloceras* sp., *Scalarites* sp., остатки листовой флоры – *Gingko* sp.

2. Алевролиты темно-серые, песчанистые, с мелкими конкрециями и линзами известково-мергельного состава и редкими прослоями мелкозернистых песчаников (717-1)..... 5 м

Аммоноидеи – *Gaudryceras* sp.

Из средней части нижней пачки изотопному исследованию подверглись раковины четырех видов аммоноидей: *Kossmaticeras japonicum* (718-4 – 88% арагонита), *Tetragonites glabrus* (718-10-2 – 78% арагонита, следы $\alpha\text{-SiO}_2$ и слоистых силикатов), *Anagaudryceras denseplicatum* (718-14-1 – 98% арагонита и следы $\alpha\text{-SiO}_2$, 718-14-2 – 100% арагонита, 718-14-3 – 95% арагонита и следы $\alpha\text{-SiO}_2$, 718-14-4 – 94% арагонита и следы $\alpha\text{-SiO}_2$, 718-14-5 – 100% арагонита, 718-14-6 – 100% арагонита), *Scalarites* sp. (718-14-8 – около 100% арагонита, следы $\alpha\text{-SiO}_2$ и клиноптилолита). Значения $\delta^{18}\text{O}$ в них колеблются от -1,5 до -0,5‰ (при значениях $\delta^{13}\text{C}$, изменяющихся от -1,0 до 2,3‰). Значения $\delta^{18}\text{O}$ в кальцитовых раковинах двустворок *Nannonavis* и *Goniomya* колеблются от -1,0 до 0,2‰ ($\delta^{13}\text{C}$ изменяется от 0,2 до 2,1‰).

Для изотопных исследований верхней части нижней пачки была использована раковина аммонита *Gaudryceras* sp. – 717-1 со 100% содержанием арагонита ($\delta^{18}\text{O} = -0,6‰$; $\delta^{13}\text{C} = -2,6‰$).

Наиболее низкие палеотемпературы, рассчитанные по изотопному составу кальцитовых и арагонитовых раковин беспозвоночных из нижней пачки, составляют соответственно 11,3 и 17,7 °С, наиболее вы-

сокие – 16,1 и 22,1 °С, средние палеотемпературы из 3 кальцитовых и 10 арагонитовых проб составляют соответственно 14,1 и 19,0 °С.

Закрытый интервал (около 80–85 м по мощности).

Средняя пачка

3. Алевролиты темно-серые, песчанистые, с многочисленными линзами и крупными конкрециями известково-мергельного состава (715-1, 2, 3, 8, 9, 11, 13; 715-10-2; 722-10, 11; 722-12-1, 2, 3, 4) около 5 м

Двустворки – *Nannonavis* sp., гастроподы, скафоподы – *Dentalium* sp., амmonoидеи – *Gaudryceras* sp., *Tetragonites popetensis* Yabe, *Kossmaticeras japonicum* Mat., растительные остатки *Gingko* sp. и *Metasequoia* sp.

Закрытый интервал (около 40–55 м по мощности).

4. Алевролиты темно-серые, песчанистые, с мелкими конкрециями (в высыпках) (722-1, 2, 3, 4, 8; 722-3-4; 722-5-1, 2, 2a; 720-1, 1a, 16; 720-2-3) до 2–3 м

Двустворки – *Acila (Truncacila)* sp., *Nannonavis* sp., *Inoceramus* sp., гастроподы, амmonoидеи – *Neophylloceras* sp., *Anagaudryceras* sp., *Gaudryceras* sp., *Tetragonites popetensis* Yabe, *Kossmaticeras japonicum* Mat., *Yokoyamaoceras katoi* (Jimbo), *Scalarites* sp., остатки листовой флоры – *Metasequoia* sp. По-видимому, из этой части разреза происходят редкие *Inoceramus uwajimensis* (Yehara), а также *Scaphites pseudoaequalis* Yabe и *Otosca-phites klamathensis* (Anderson), обнаруженные Х. Маэда.

Закрытый интервал (около 15–20 м по мощности).

5. Алевролиты зеленовато-серые, с многочисленными линзами темно-серых известковистых песчаников и крупными конкрециями известково-мергельного состава (712-1,1a; 712-2-1,2,3) 3,0 м

Двустворки – *Nannonavis* sp., скафоподы – *Dentalium* sp., амmonoидеи – *Gaudryceras* sp., *Mesopuzosia jubarensis* (Jimbo), *Mesopuzosia* sp.

Изотопные исследования по нижней части средней пачки были проведены, используя арагонитовые раковины амmonoидей трех видов: *Kossmaticeras japonicum* (715-1 – 95%, 715-2 – 93%, 715-3 – 95%, 715-6 – 97% арагонита), *Gaudryceras* sp. (715-10-2 – 78% арагонита и следы α -SiO₂, 715-11 – 100%, 722-12-1 – 93% арагонита, следы α -SiO₂, клиноптилолита и слоистых силикатов, 722-12-2 – 93%, 722-12-3 – 93% арагонита), *Tetragonites popetensis* (точное содержание арагонита не определено, установлены следы MnCO₃ и слоистых силикатов). Значения $\delta^{18}O$ в них колеблются от -1,5 до 0,0‰ (при значениях $\delta^{13}C$, изменяющихся от -3,6 до 1,2‰).

В средней части средней пачки были исследованы раковины амmonoидей пяти видов: *Tetragonites popetensis* (722-8 – точное содержание арагонита не определено, установлены следы α -SiO₂, MnCO₃ и клиноптилолита), *Scalarites* sp. (722-5-1 – 96%, 722-5-2a – 94% арагонита), *Anagaudryceras* sp. (722-1 – 97%, 722-2 – 93% арагонита), *Yokoyamaoceras katoi* (720-2-3 – 93% арагонита, установлены следы α -SiO₂). Значения $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ в них колеблются, соответственно, от -1,6 до 0,1‰ и от -2,7 до 1,2‰). Значения $\delta^{18}O$ в кальцитовых раковинах *Acila*, *Nannonavis* и скафопод изменяются от -0,6 до 0,0‰ (значения $\delta^{13}C$ флуктуируют от -0,5 до 2,0‰).

В раковинах двух видов амmonoидей (*Gaudryceras* sp. (712-1a – 96% арагонита); *Mesopuzosia* sp. (712-2-1 – 100% арагонита, 712-2-2 – 98% арагонита и следы α -SiO₂, 712-2-3 – 100% арагонита, следы α -SiO₂ и MnCO₃) из верхней части средней пачки значения $\delta^{18}O$ колеблются от -0,3 до 0,0‰ (при значениях $\delta^{13}C$, изменяющихся от -0,6 до 2,5‰).

Наиболее низкие изотопные палеотемпературы, рассчитанные по кальцитовым и арагонитовым раковинам беспозвоночных из средней пачки, составляют, соответственно, 10,9 и 15,1 °С, наиболее высокие – 16,5 и

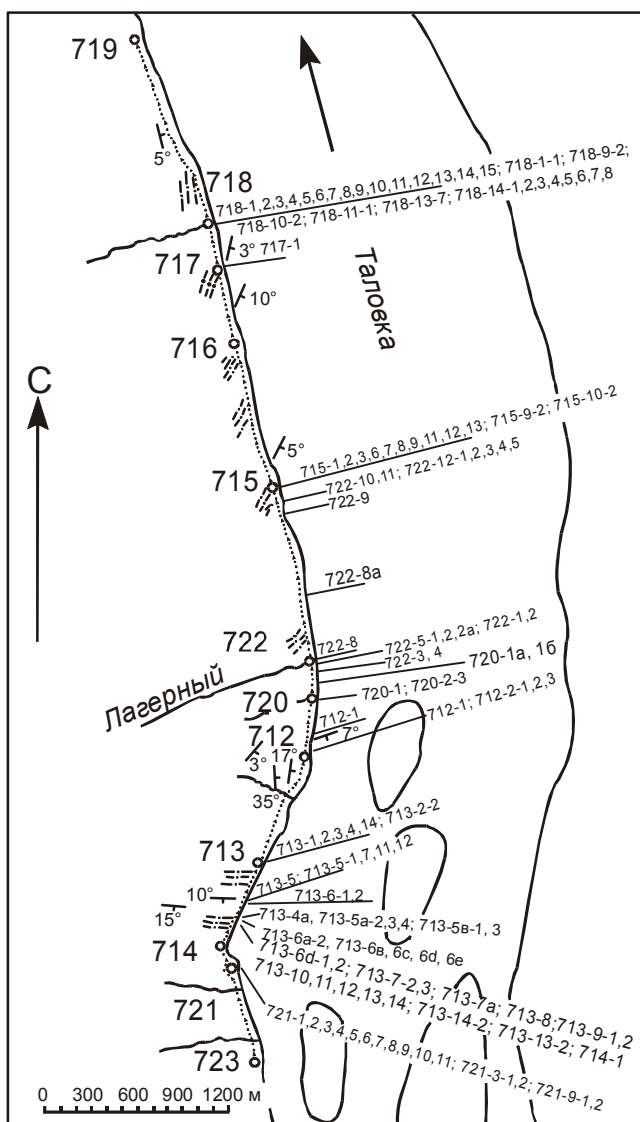


Рис. 4. Схема отбора проб в разрезе коньякских отложений низовьев р. Таловки.

Обозначения см. на рис. 2

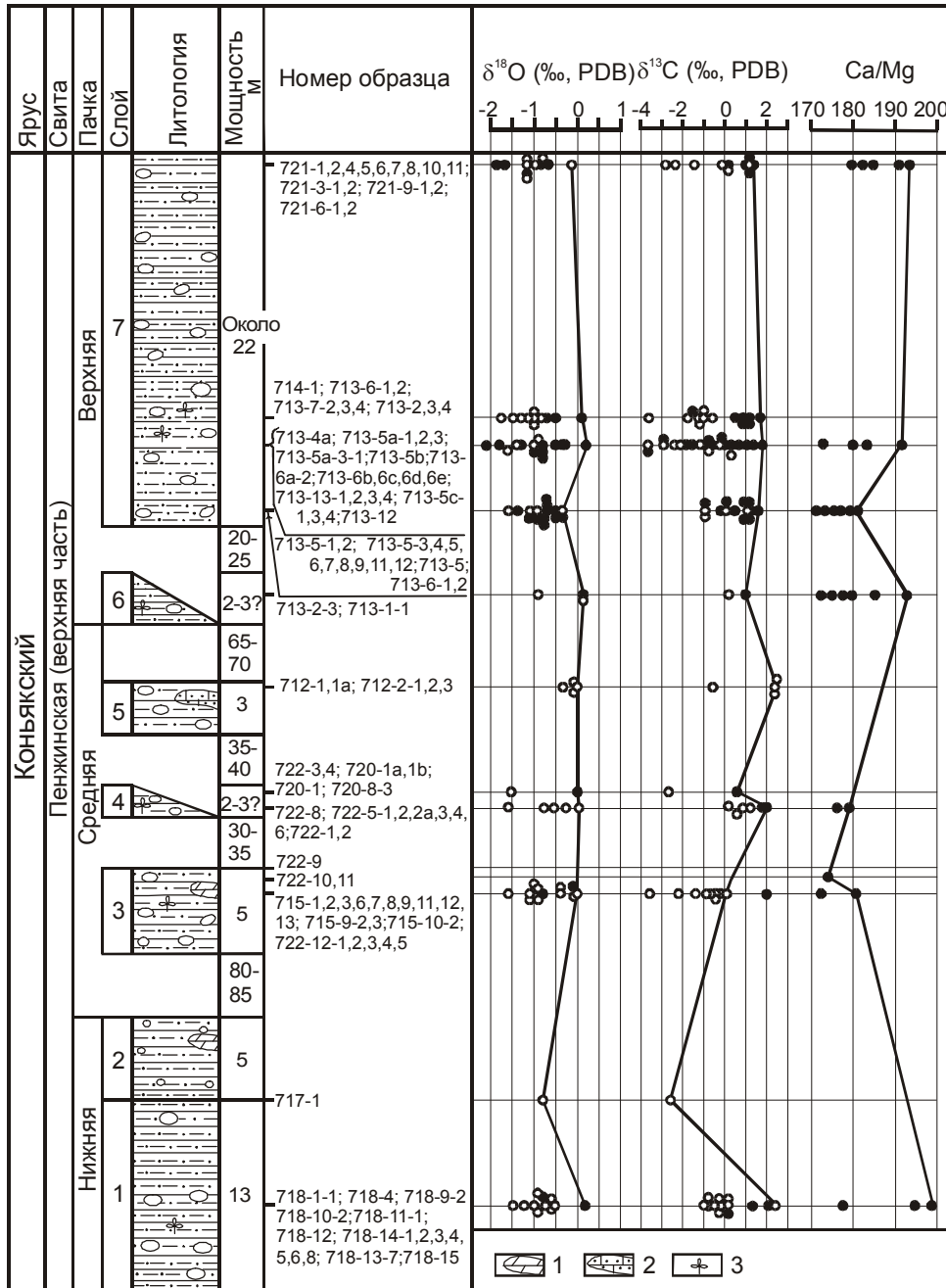


Рис. 5. Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в арагонитовых раковинах амmonoидей и гастропод и кальцитовых раковинах брахиопод, двустворок и скафопод из коньякских отложений пенжинской свиты разреза низовьев р. Таловки.

1 – линза известково-мергельного состава, 2 – линза известковистых песчаников, 3 – растительные остатки. Прочие обозначения как на рис. 2 и 3.

22,4 °C. Средние палеотемпературы, полученные по выборкам из 7 кальцитовых и 21 арагонитовых проб, составляют, соответственно, 13,6 и 18,3 °C.

Верхняя пачка

6. Алевролиты зеленовато-серые, с редкими известково-мергельными конкрециями (в высыпках) (713-1-1; 713-2,3) до 2–3 м

Двустворки – *Acila (Truncacila) sp.*, *Nannonavis sachalinensis* (Yok.), амmonoидеи – *Anagaudryceras denseplicatum* (Jimbo).

Закрытый интервал (около 20–25 м по мощности).

7. Алевролиты зеленовато-серые, с многочисленными известково-мергельными конкрециями (713-5-1; 713-6-1,2; 723-5; 713-5-3; 713-4a; 713-5a-3; 713-5b; 713-6a-2; 713-

6б,6в,6г,6д; 713-13-1,2,3,4; 714-1; 713-6г-1,2; 713-7-1,2,3,4; 713-2-34; 721-1,2,4,5,6, 7,8, 10, 11; 721-3-1,2; 721-9-1).... около 22 м

Брахиоподы – Rhynchonellidae, двустворки – *Acila* (*Truncacila*) sp., *Grammatodon* sp., *Nannonavis* sp., *Inoceramus* sp., гастроподы – *Semifusus* sp., *Harpogodes* sp., скафоподы – *Dentalium* sp., аммоноидеи – *Phyllopachiceras* sp., *Anagaudryceras denseplicatum* (Jimbo), *Tetragonites glabrus* (Jimbo), *Mesopuzosia yubarensis* (Jimbo), *Kossmaticeras japonicum* Mat., *Yokoyamaoceras* sp., *Baculites* sp., *Yezoites* sp., растительные остатки – *Metasequoia* sp. (скопления), *Gingko* sp.

Из нижней части пачки изотопным исследованиям были подвергнуты раковины аммоноидей трех видов – *Anagaudryceras denseplicatum* (713-1-1 – 97% арагонита), *Kossmaticeras japonicum* (95%), *Baculites* sp. (713-5 – 90% арагонита), арагонитовая раковина гастроподы – *Semifusus* sp. (100%) и кальцитовая раковина двустворки – *Nannonavis* sp. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в раковинах аммоноидей колеблются от -1,6 до -0,3‰ (при значениях $\delta^{13}\text{C}$, изменяющихся от -0,9 до 0,2‰); значения $\delta^{18}\text{O}$ в раковинах *Nannonavis* колеблются от -1,1 до -0,7‰ ($\delta^{13}\text{C}=1,1-1,2\%$); значение $\delta^{18}\text{O}$ в раковине гастроподы *Semifusus* равно -0,9‰ ($\delta^{13}\text{C}=0,1\%$).

Из средней части пачки анализу подверглись раковины аммоноидей трех видов – *Baculites* sp. (713-5а-3 – 89% арагонита), *Mesopuzosia yubarensis* (713-6г-2 – 100% арагонита), *Kossmaticeras japonicum* (713-7-1 – 96%, 713-7-2 – 91%, 713-7-3 – 97%, 713-7-4 – 95%, 713-13-1 – 95%, 713-13-2 – 87%, 713-13-3 – 95%, 713-13-4 – 93% арагонита). Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в них колеблются, соответственно, от -1,6 до -0,8 ‰ и от -3,6 до -0,8‰. Значение $\delta^{18}\text{O}$ единственного фрагмента арагонитовой раковины иноцерама равно 0,2‰ ($\delta^{13}\text{C}=0,0\%$); значения $\delta^{18}\text{O}$ в кальцитовых раковинах двустворок *Acila* и *Nannonavis* колеблются от -0,9 до 0,1‰ ($\delta^{13}\text{C}=0,2-1,2\%$); значения $\delta^{18}\text{O}$ в кальцитовых раковинах *Dentalium* варьируют от -1,8 до -0,2‰ (значения $\delta^{13}\text{C}$ колеблются от -2,3 до 0,5‰); значение $\delta^{18}\text{O}$ в единственной кальцитовой раковине ринхонеллидной брахиоподы равно -1,4‰ ($\delta^{13}\text{C}=1,6\%$).

Из верхней части пачки анализировались арагонитовые раковины аммоноидей четырех видов – *Mesopuzosia yubarensis* (97% арагонита), *Yezoites* sp. (точное содержание арагонита не определено, имеется небольшая примесь $\alpha\text{-SiO}_2$ и MnCO_3), *Anagaudryceras denseplicatum* (81% арагонита, следы $\alpha\text{-SiO}_2$ и MnCO_3), *Kossmaticeras japonicum* (90–95% арагонита, следы $\alpha\text{-SiO}_2$ и клиноптилолита), а также одна раковина гастроподы *Harpogodes* sp. (100% арагонита). Значения $\delta^{18}\text{O}$ в раковинах аммоноидей колеблются от -1,1 до -0,2‰ (при значениях $\delta^{13}\text{C}$, изменяющихся от -2,8 до 0,1‰), в раковине гастроподы $\delta^{18}\text{O}$ равно 0,1‰ ($\delta^{13}\text{C}=1,3\%$).

Первичный кальцитовый материал, исследованный в изотопном отношении, был отобран из раковин дву-

створок *Acila* и *Nannonavis*. Значения $\delta^{18}\text{O}$ здесь колеблются, соответственно, от -1,8 до 0,1‰ и от 0,2 до 1,6‰).

Наиболее низкая палеотемпература, полученная в результате изотопного исследования кальцитовых и арагонитовых беспозвоночных из верхней пачки, составляет, соответственно, 11,7 и 16,4 °С, наиболее высокие изотопные температуры, полученные по кальциту и арагониту, достигают, соответственно, 19,5 и 22,4 °С, средние значения палеотемператур в выборке из 32 кальцитовых и 21 арагонитовой раковин составляют, соответственно, 15,5 и 19,2 °С.

В целом изотопные палеотемпературы, рассчитанные по коньякским беспозвоночным из разреза по р. Таловке, варьируют от 10,9 до 22,4 °С (при среднем значении 17,2 °С, в выборке из 42 кальцитовых и 52 арагонитовых проб).

Ca–Mg отношение в кальцитовых раковинах коньякских беспозвоночных колеблется от 169,5 до 199,3 и в выборке из 35 проб в среднем составляет 175,3 (что соответствует палеотемпературе 15,4 °С, рассчитанной по Ca–Mg методу).

В заключение отметим необычно низкое значение $\delta^{18}\text{O}$ для арагонитовых элементов исследованных раковин *Inoceramus tenuistriatus* (718-1-1 – -2,9‰) и *I. concentricus costatus* (718-11-1 – -3,2‰, 718-11-2 – -3,9‰) из нижней пачки коньякских отложений, представленных соответственно 90 и 86–90 % арагонита. Однако в фрагменте одной из раковин *Inoceramus* sp. (713-5-1), также не подвергшейся заметным диагенетическим изменениям, удалось установить “нормальное” значение $\delta^{18}\text{O}$ (0,2‰). Сравнительно пониженные значения $\delta^{18}\text{O}$ установлены и у некоторых раковин аммоноидей, характеризующихся явным проявлением заметных признаков диагенеза. Естественно, что этот ограниченный для низовьев р. Таловки материал не был использован для реконструкции палеотемператур коньякского времени.

СЕЗОННЫЙ АСПЕКТ ТЕМПЕРАТУРНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ В СЕВЕРНЫХ ВЫСОКИХ ШИРОТАХ В АЛЬБСКОМ И КОНЬЯКСКОМ ВЕКАХ

Изотопные палеотемпературы, полученные по раковинам брахиопод *Penzhinothyris plana* Smirnova из альбских отложений кедровской свиты разреза по р. Мелкой (бассейн р. Таловки, западная Корякия), колеблются в довольно широких пределах, от 12,5 до 22,4 °С (значения $\delta^{18}\text{O}$ изменяются от -2,5 до -0,1‰), позволяющих предполагать, что нижний температурный уровень соответствует зимнему сезону, а верхний – летнему.

Сходная картина вырисовывается и на основе более представительной выборки по изотопному составу органических карбонатов из коньякских отложений пенжинской свиты (рис. 6, 7). Изотопные палеотемпературы, интерпретируемые как зимние, получены по кальциту

коньякских двустворок *Acila (Truncacila) sp.* и *Nannonavis sachalinensis* (Yok.). Они колеблются от 10,9 до 14,1°C (значения δ¹⁸O изменяются от -0,5 до 0,3‰).

Обращает на себя внимание тот факт, что относительно низкие палеотемпературы по изотопному составу арагонитовых раковин аммоноидей, в том числе и ассоциирующих с упомянутыми выше двустворками, выявить не удалось, несмотря на весьма представительную выборку. Это касается как аммоноидей с правильно свернутой раковиной, так и гетероморфных их представителей. Причина этого кроется, видимо, в некотором различии оптимальных температур роста у коньякских аммоноидей и двустворок Корякского нагорья: в более замедленном росте раковин аммоноидей в зимнее время года, когда наряду с влиянием низких температур заметное воздействие на рост организмов мог оказывать также и другой фактор, характерный для высоких широт –

длительное отсутствие солнечного света. Вместе с тем, относительно редкие примеры прироста раковин при относительно низких температурах у некоторых аммоноидей (келловейских *Cadoceras* Русской платформы – 13,3 °C [35], туронских *Tragodesmoceroides* Хоккайдо – 12,0 °C [32], раннесантонских *Eupachydiscus* Сахалина – 3,7 °C [32], кампан-маастрихтских *Gunnarites* и *Rachydiscidae* о-ва Джеймс Росс, Антарктика – 9,9 °C [30], обитавших в разных широтах, в литературе известны. В связи с этим (пассивным приростом раковин коньякских аммоноидей Корякского нагорья в неблагоприятные сезоны года) выявление в них “зимних” порций на современной стадии исследований сопряжено с большими трудностями.

Предположительно осенне-весенние изотопные палеотемпературы коньякского времени для Корякии, флуктуирующие от 14,1 до 17,7 °C, были получе-

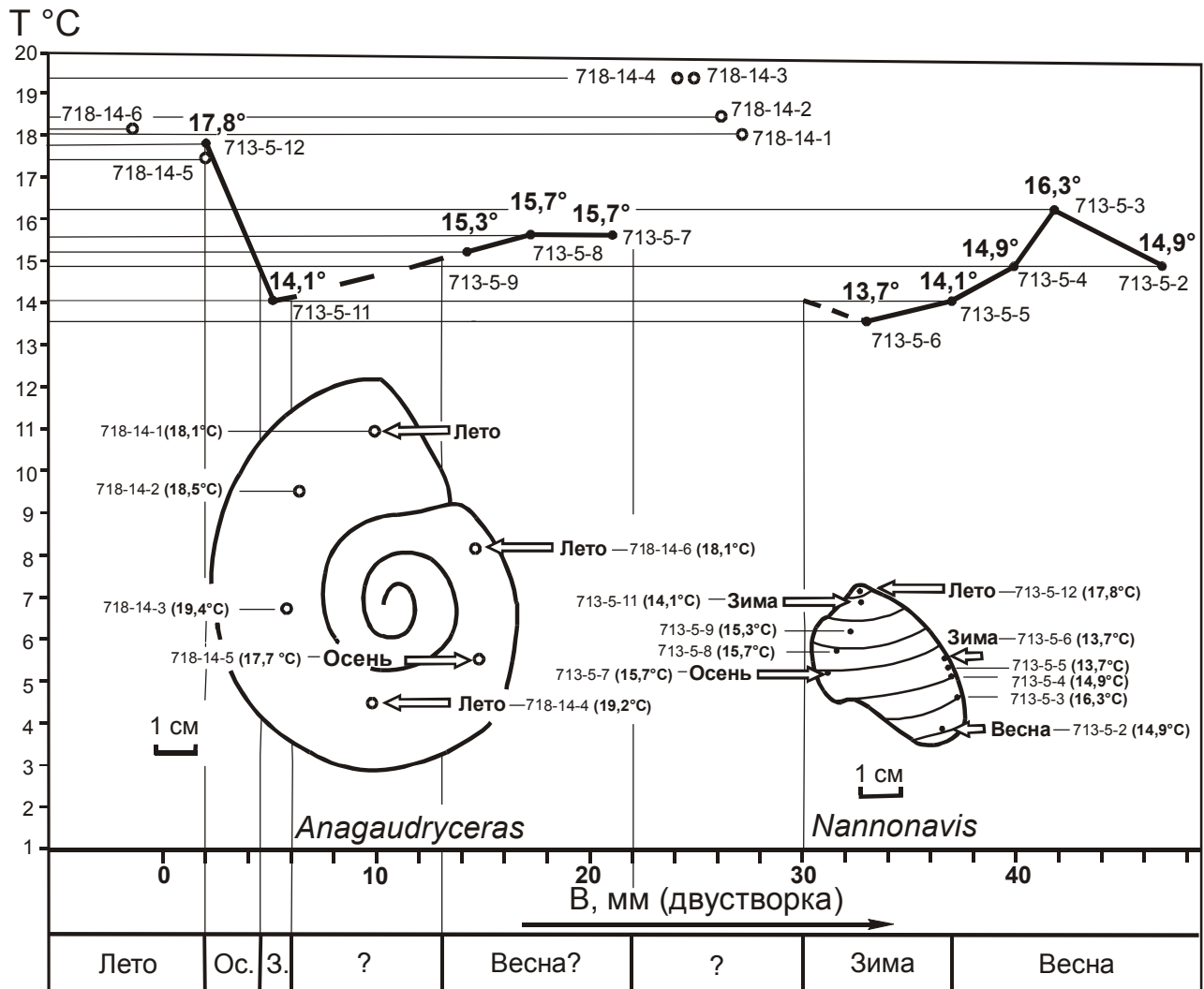


Рис. 6. Сезонная температура роста арагонитовой раковины аммонита *Anagaudryceras denseplicatum* (Jimbo) и кальцитовой раковины двустворки *Nannonavis* sp. из коньякских отложений пенжинской свиты (слои 718-14 и 713-5) разреза низовьев р. Таловки (относительно полные свидетельства по отдельным раковинам).

Обозначения: ос. – осень, з. – зима

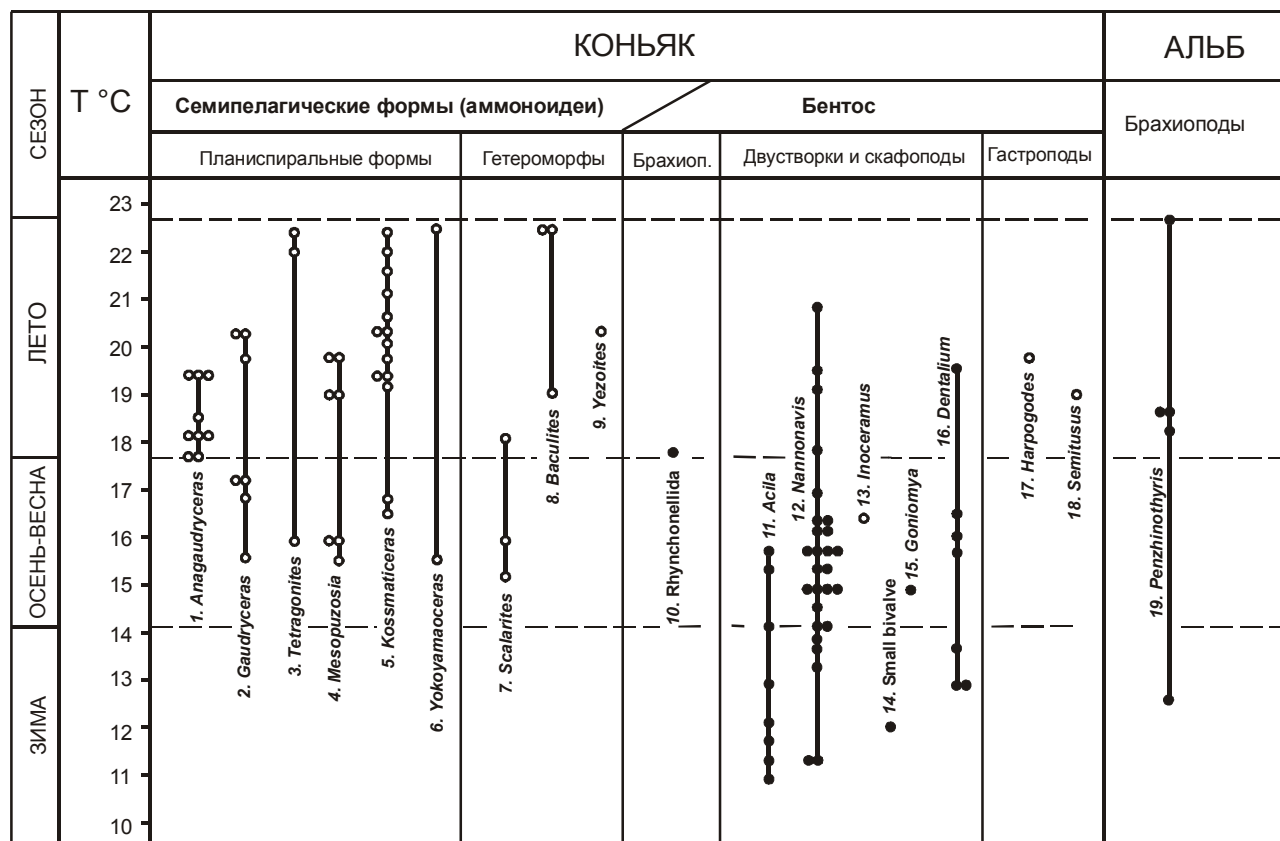


Рис. 7. Сезонная температура роста кальцитовых и арагонитовых раковин бентосных и семипелагических форм из альбских (кедровская свита) и коньякских (пенжинская свита) отложений бассейна р. Таловки (определения по 96 образцам).

ны как по кальцитовому материалу раковин ринхонеллидных брахиопод ($\delta^{18}\text{O} = -1,4\text{‰}$), двустворок *Acila* (*Truncacila*) sp., *Nannonavis sachalinensis* (Yok.) и скафопод *Dentalium* sp. (значения $\delta^{18}\text{O}$ колеблются от -1,4 до -0,5‰), так и арагониту раковин аммоноидей *Anagaudryceras* sp., *Gaudryceras* sp., *Tetragonites popetensis* Yabe, *Mesopuzosia* sp., *Kossmaticeras japonicum* Mat. и *Scalarites* sp. (значения $\delta^{18}\text{O}$ флуктуируют от -0,7 до 0,1‰).

Предположительно летние изотопные палеотемпературы для коньякского времени, изменяющиеся от 17,7° до 22,4 °С, удалось установить по кальциту ринхонеллидных брахиопод ($\delta^{18}\text{O} = -1,4\text{‰}$), двустворок *Nannonavis* (значения $\delta^{18}\text{O}$ колеблются от -2,1 до -0,5‰) и скафопод *Dentalium* sp. ($\delta^{18}\text{O} = -1,8\text{‰}$), а также по арагониту раковин аммоноидей *Anagaudryceras*, *Gaudryceras*, *Tetragonites*, *Mesopuzosia*, *Kossmaticeras*, *Yokoyamaoceras*, *Baculites*, *Yezoites* (значения $\delta^{18}\text{O}$ изменяются от -1,6 до -0,5‰) и гастропод ($\delta^{18}\text{O} = -0,9\text{‰}$).

Результаты изотопно-кислородных исследований хорошо сохранившихся раковин беспозвоночных как арагонитового (аммоноидеи, гастроподы), так и кальцитового (брахиоподы, двустворчатые и лопатоногие мол-

люски) состава из коньякских отложений низовьев р. Таловки свидетельствуют о достаточно высоких максимальных температурах вод мелководных морских бассейнов в это время, но среднегодовая температура воды в этих бассейнах, видимо, не превышала 14,9 °С (подсчитано только по кальцитовым раковинам двустворок, обитавших в условиях нормальной солености и характеризующихся более или менее устойчивым ростом во все сезоны года), что хорошо согласуется в данном случае со сведениями, полученными нами с помощью Ca-Mg метода (15,4 °С). А.Б. Герман и Р.А. Спайсер [26] на основе метода листовой физиогномии получили более низкие температуры для коньякского века Аляски и Камчатки: соответственно, 5,7 и 0,0 °С для холодного сезона и 20,0 и 18,6 °С – для наиболее теплого сезона; среднегодовые температуры для Аляски и Камчатки в коньякское время, по их мнению, составляли, соответственно, 12,5 и 9,0 °С, что согласуется и с другими палеоботаническими данными [6–8,25]. Такое расхождение в результатах исследований, по нашему мнению, частично может быть объяснено большим прогревом поверхностных морских вод этих акваторий по сравнению с прогревом атмосферы, что могло быть вызвано преобладанием оке-

анического типа транспортировки тепла из низких широт к полюсам над атмосферным, а не наоборот, как это считают некоторые исследователи [28].

На данной стадии наших исследований представляется, что коньякские палеотемпературы поверхностных морских вод Корякского нагорья только на 3–4°C ниже соответствующих температур Хоккайдо, учитывая заметно выраженный контраст зимних и летних сезонов коньякского века (с перепадами до 11–12°C в районе Камчатки).

ЛОКАЛЬНОЕ ОПРЕСНЕНИЕ В СЕНОМАНЕ

В сеноманских отложениях маметчинской свиты на левобережье р. Таловки (Тыногыргинкуол, Вылгилвеем) нами были встречены элементы раковин *Inoceramus concentricus costatus* Nagao et Mat., почти нацело сложенные арагонитом (96–100%), что свидетельствует о слабом развитии в них диагенетических процессов. Это обстоятельство позволяет предполагать, что сравнительно низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ в арагоните иноцерамов и кальците его призматических слоев, колеблющиеся от -3,2 до -0,6, Аляски и Камчатки могли быть вызваны прежде всего влиянием опреснения, а не диагенеза. находка в вышеупомянутых местонахождениях арагонитовых раковин аммоноидей, характеризующихся “нормальными” значениями $\delta^{18}\text{O}$ (колеблющимися от -0,5 до 0,1‰), свидетельствует об обитании сеноманских аммоноидей и иноцерамов этого района преимущественно в разных биотопах и об узко локальном характере сеноманского опреснения в этом районе Камчатки.

ПРОБЛЕМА БИОЛОГИЧЕСКОЙ ПРОДУКТИВНОСТИ ПРИПОЛЯРНЫХ МОРЕЙ АЛЬБСКОГО, СЕНОМАНСКОГО И КОНЬЯКСКОГО ВРЕМЕНИ

В меловых отложениях бассейна р. Таловки (западная Корьякия) аномально высокие значения $\delta^{13}\text{C}$, отражающие высокую биологическую продуктивность морей [16], установлены лишь в некоторых раковинах моллюсков сеноманского (4,2‰) и коньякского ярусов. Ранее нами впервые было установлено аномально высокое значение $\delta^{13}\text{C}$ (5,4‰) в коньякском карбонате Хоккайдо – арагонитовом элементе раковины *Inoceramus* sp. р. Ютаказава [34]. Максимальное значение $\delta^{13}\text{C}$ (4,7‰) в бассейне р. Таловки получено также по арагонитовому ($86\pm 3\%$) элементу раковины *Inoceramus*. Раковина была обнаружена в нижней пачке коньякских отложений, обнажающихся в низовьях р. Таловки. В трех других исследованных раковинах *Inoceramus*, встреченных ниже и выше по разрезу, значения $\delta^{13}\text{C}$ составляют 2,1, 3,3 и 3,7‰. В многочисленных арагонитовых раковинах аммоноидей из коньякских отложений Корякского нагорья (р. Таловка) максимальное значение $\delta^{13}\text{C}$ достигает 2,5‰, но среднее значение $\delta^{13}\text{C}$ в выборке из 50 проб составляет только 0,4‰. В первичном кальците ринхонеллидной брахиоподы, встреченной в этих же

отложениях, оно не превышает 1,6‰, в кальците двусторонней *Acila* и *Nannonavis* этого же разреза оно не превышает 1,5‰; значение $\delta^{13}\text{C}$ в раковине арагонитовой гастроподы оказалось равным только 0,1‰, а у кальцитовых скафопод значения $\delta^{13}\text{C}$ отрицательные (колеблются от -2,3 до -0,1‰).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты исследований арагонитового и кальцитового материала уникальной сохранности из альбских и коньякских отложений бассейна р. Таловки (западная Корьякия), в сочетании с литературными данными по Северному полушарию, позволяют сделать следующие выводы:

1. Альбские и коньякские изотопные палеотемпературы, полученные по кальцитовым раковинам брахиопод из кедровской свиты и кальцитовому и арагонитовому материалу ряда групп беспозвоночных из пенжинской свиты Корякского нагорья, варьируют, соответственно, от 12,5 до 22,4 °C и от 10,9 до 22,4 °C, что свидетельствует о сравнительно высокой сезонной контрастности климата в высоких широтах Северного полушария, очевидно, в среднеальбское и позднеконьякское время. Нижний уровень полученных палеотемператур соответствует, очевидно, зимнему сезону, средний – весенне-осеннему сезону, а верхний – летнему сезону.

2. Несмотря на то, что планиспиральные (*Anagaudryceras*, *Gaudryceras*, *Tetragonites*, *Mesopuzosia*, *Kossmaticeras*, *Yokoyamaoceras*) и гетероморфные (*Scalarites*, *Baculites*, *Yezoites*) аммоноидеи из коньякских отложений Корякского нагорья принадлежат к разным эволюционным типам, как те, так и другие имели, по-видимому, замедленный рост в неблагоприятные сезоны года. Многочисленными изотопными анализами в их раковинах удалось установить только “осенне-весенние” и “летние” слои, в то время как в раковинах бентосных беспозвоночных, встречающихся в тех же захоронениях, неоднократно установлены слои, отвечающие всем сезонам года. Эти различия в оптимальных температурах роста некоторых меловых беспозвоночных высоких широт Северного полушария должны, очевидно, учитываться при палеотемпературных реконструкциях.

3. Обзор полученных данных и анализ опубликованных свидетельств по изотопии меловых органических карбонатов и раннемаастрихтскому эвстатическому снижению уровня моря [22, 29, 32, 33] позволяет допускать кратковременное существование полярного льда в меловое время (раннем маастрихте) только в Южном полушарии, на континенте Антарктида. Для высоких широт Северного полушария нельзя исключать возможности существования кратковременных предзаморозковых условий в меловое время (раннем валанжине, возможно позднем коньяке – раннем сантоне и раннем маастрихте). Но даже зимние темпера-

туры отдельных веков мелового периода в северных высоких широтах не были, вероятно, достаточно низкими для образования плотного морского льда. Это могло быть связано с отсутствием гористого континентального массива в районе Северного полярного полюса в меловое время, как это имело место в Южном полушарии, а также с эффектом кратчайшей переброски тепла в высокие широты Северного полушария (через серию меридиональных проливов).

БЛАГОДАРНОСТИ

Проведенные исследования были выполнены по гранту 10041109 (Grant-in-Aid for the International Field Expedition Programme of Japan) и при поддержке РФФИ – гранты 00-05-72035 (“Центр коллективного пользования”) и 02-05-65191. Авторы статьи признательны Г.П. Авдейко и И.Ф. Делемену (Петропавловск-Камчатский) за консультации и помощь в организации полевых работ в бассейне р. Таловки в июле 1999 года, С.М. Горюхиной и В.И. Сапину (Владивосток) за выполнение рентгеноструктурного, люминесцентного и Са–Mg анализов, Л.И. Сокур за техническую помощь при оформлении рукописи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдейко Г.П. Нижнемеловые отложения севера Тихоокеанского кольца. М.: Наука, 1968. 153 с.
2. Алабушев А.И. Гастроплитины на границе отделов меловой системы (Северо-Восток СССР): Препр. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1987. 26 с.
3. Алабушев А.И. Морфогенез альбских и раннесеноманских аммонитид Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1989. 104 с.
4. Алабушев А.И. Скафиты и некоторые другие поздне меловые аммоноидеи Дальнего Востока: Препр. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1989. 56 с.
5. Алабушев А.И., Алабушева А.В. Диморфизм поздне мелового аммонита *Yokoyamaoceras jimboi* Matsumoto: Препр. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1988. 17 с.
6. Герман А.Б., Лебедев Е.Л. Стратиграфия и флора меловых отложений северо-западной Камчатки. М.: Наука, 1991. 189 с. (Труды ГИН РАН; Т. 468).
7. Головнева Л.Б. Эволюция флоры мелового периода на северо-востоке России // Палеонтол. журн. 1998. № 6. С. 87–95.
8. Головнева Л.Б., Герман А.Б. Закономерности эволюции флоры в позднем мелу на территории северо-западной Камчатки (Пенжинский район) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6, № 6. С. 3–16.
9. Литвинов А.Ф., Патока М.Г., Марковский В.А. (ред.). Карта полезных ископаемых Камчатской области. 1:500 000. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999.
10. Похилайнен В.П. Структура иноцерамовых популяций // Двустворчатые и головоногие моллюски мезозоя Северо-Востока СССР / (Отв. ред. В.П. Похилайнен). Магадан: СВКНИИ, 1985. С. 91–103.
11. Alabushev A. Ammonite faunas and biostratigraphy of the Albian to Middle Cenomanian (Cretaceous) in western Korjak – Kamchatka, NE Russia // N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 1995. Bd. 196, N 1. S. 109–139.
12. Alabushev A. Albian-Turonian (Cretaceous) sedimentation at the Pacific slope of north-eastern Russia // Newsl. Stratigr. 1995. V. 32, N. 1. P. 27–43.
13. Alabushev A., Wiedmann J. Palaeogeographic significance of the distribution of Albian (Cretaceous) ammonite faunas in the Pacific coast of North-East Russia // N. Jb. Geol.-Paläont. Abh. 1994. H. 4 S. 193–204.
14. Alabushev A., Wiedmann J. A new ammonite, *Neogastrolites kamchatkensis*, from the Lower Cenomanian (Cretaceous) of North East Russia (with comments on related forms) // N. Jb. Geol.-Paläontol. Mh. 1994. H. 2. S. 65–74.
15. Alabushev A., Wiedmann J. Ammonite fauna and genesis of the Santonian/Campanian (Upper Cretaceous) boundary beds of northwestern Kamchatka (North-East Russia) // N. Jb. Geol.-Paleontol. Mh. 1994. H. 9. P. 528–536.
16. Alcalá-Herrera J.A., Grossman E.L., Gartner S. Nannofossil diversity and equitability and fine-fraction $\delta^{13}\text{C}$ across the Cretaceous / Tertiary boundary at Walvis Ridge Leg 74, South Atlantic // Marine Micropaleontology. 1992. V. 20. P. 77–88.
17. Anderson T.F., Arthur M.A. Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and palaeoenvironmental problems // Stable isotopes in sedimentary geology. SEPM Short Cours. 1983. V. 10. P. 1–151.
18. Barrera E. Global environmental changes preceding the Cretaceous-Tertiary boundary: Early-Late Maastrichtian transition // Geology. 1994. V. 22. P. 877–880.
19. Barrera E., Huber B.T., Savin S.M., Webb P.-N. Antarctic marine temperature: Late Campanian through Early Paleocene // Paleoceanography. 1987. V. 2, N 1. P. 21–47.
20. Craig H., Gordon L.I. Isotopic oceanography: deuterium and oxygen-18 variations in the oceans and marine atmosphere // Symp. Marine Geochim., Marragansett. Marine lab. Univ. Rhode Island Occ. Publ. 1965. N 3. P. 277–374.
21. Davis T.T., Hooper P.R. The determination of the calcite: aragonite ratio in mollusc shells by x-ray diffraction // Mineralogical Magazine. 1963. V. 33, N 262. P. 608–612.
22. Ditchfield P.W. High northern palaeolatitude Jurassic-Cretaceous palaeotemperature variations: new data from Kong Karls Land, Svalbard // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1997. V. 130. P. 163–175.
23. Epstein S., Buchsbaum R., Lowenstam H.A., Urey H.C. Revised carbonate-water isotopic temperature scale // Geol. Soc. Amer. Bull. 1953. V. 64, N 11. P. 1315–1326.
24. Grossman E.L., Ku T.-L. Oxygen and carbon isotope fractionation in biogenic aragonite: temperature effects // Chemical Geology. 1986. V. 59. P. 59–74.
25. Herman A.B. Paleobotanical evidence for a warm late Cretaceous Arctic and poleward ocean heat transport // Abstracts, 5th Conference of the International Organization of Palaeobotany (IOPC V 1996), Santa Barbara, California, 1996. P. 42.
26. Herman A.B. and Spicer R.A. Paleobotanical evidence for a warm Cretaceous Arctic ocean. Nature, 1996. V. 380. P. 330–333.
27. Huber B.T., Hodell D.A., Hamilton Ch.P. Middle-Late

- Cretaceous climate of the southern high latitudes: stable isotopic evidence for minimal equator-to-pole thermal gradients // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1995. V. 107, N 10. P. 1164–1191.
28. Li L. and Keller G. Variability in Late Cretaceous climate and deep waters: evidence from stable isotopes // *Marine Geology*. 1999. V. 161. P. 171–190.
29. Miller K.G., Barrera E., Olsson R.K., Sugarman P.J., Savin S.M. Does ice drive early Maastrichtian eustasy? // *Geology*. 1999. V. 27, N 9. P. 783–786.
30. Pirrie D., Marshall J.D. High-paleolatitude Late Cretaceous paleotemperatures: New data from James Ross Island, Antarctica // *Geology*. 1990. V. 18, N 1. P. 31–34.
31. Price G.D. The evidence and implications of polar ice during the Mesozoic Earth-Science // *Reviews*. 1999. N 48. P. 183–210.
32. Zakharov Y.D., Ignatyev A.V., Ukhaneva N.G., Tanabe K., Shigeta Y., Popov A.M., Afanasyeva T.B., Maeda H. Palaeotemperature curve for the Late Cretaceous of the northwestern circum-Pacific // *Cretaceous Research*. 1999. V. 20. P. 685–697.
33. Zakharov Y.D., Ignatiev A.V., Velivetskaya T.A., Severinenko O.P., Tanabe K., Shigeta Y., Maeda H., Afanasyeva T.B., Popov A.M., Golozubov V.V., Moriya K. Early-Late Cretaceous climate of the northern high latitudes: results from brachiopod and mollusk oxygen and carbon isotope ratios, Koryak Upland. Geologic development in Asia during the Cretaceous – Geology, carbon cycle, and biodiversity changes // *IGCP 434 Second Intern. Symp. in Myanmar*. Yangon: Diamond Jubilee Hall, Yangon Univ., 2000. P. 38–39.
34. Zakharov Y.D., Ignatiev A.V., Boriskina T.A., Velivetskaya T.A., Smyshlyaeva O.P., Tanabe K., Shigeta Y., Maeda H., Popov A.M., Golozubov V.V., Afanasyeva T.B., Moriya K. Palaeozoic and Mesozoic carbon-isotopic macrorhythms and macrocycles of solar activity. *Albertiana*, 2001. N 25. P. 28–35.
35. Zakharov Y.D., Ignatiev A.V., Velivetskaya T.A., Smyshlyaeva O.P., Tanabe K., Shigeta Y., Maeda H., Afanasyeva T.B., Popov A.M., Golozubov V.V., Bolotsky Y.L., Moriya K. Early-Late Cretaceous climate of the northern high latitudes: results from brachiopod and mollusk oxygen and carbon isotope ratios, Koryak Upland and Alaska // *J. Geol. Soc. Thailand* (in press).

Поступила в редакцию 28 ноября 2001 г.

Рекомендована к печати Л.И. Попеко

Yu.D. Zakharov, O.P. Smyshlyaeva, A.M. Popov, V.V. Golozubov, A.V. Ignatiev, T.A. Velivetskaya, K. Tanabe, Y. Shigeta, H. Maeda, T.B. Afanasyeva, A.A. Kolyada, A.K. Cherbaji, K. Moriya

Oxygen and carbon isotope composition of the Cretaceous organogenic carbonates, the Koryak Upland. Paper 2. Talovka River basin (Koryak Upland)

Isotopic paleotemperatures obtained for the Albian from the calcitic shells of the brachiopods *Penzhinothyris plana* Smirnova from the Kedrovka Formation range from 12.5 to 22.7°C. The lower temperature level corresponds, apparently, to the winter seasons; the upper level, to the summer temperatures. Presumably winter isotopic paleotemperatures for the Coniacian, fluctuating from 10.9 to about 14.1°C, were calculated both from calcite of the bivalves *Acila (Truncacila)* sp. and *Nannonavis sachalinensis* (Yok.) from the upper Penzhinskaya Formation. Presumably spring-and autumn isotopic paleotemperatures for the Coniacian, fluctuating from 14.1 to 17.7°C, were obtained both for the calcitic rhynchonellid brachiopods, the bivalves *Acila (Truncacila)* sp., *Nannonavis sachalinensis* (Yok.), and the scaphopods *Dentalium* sp. and also for the aragonitic shells of the ammonoids *Anagaudryceras* sp., *Gaudryceras* sp., *Tetragonites popetensis* Yabe, *Mesopuzosia* sp., *Kossmaticeras japonicum* Mat., and *Scalarites* sp.. Presumably, summer isotopic paleotemperatures varied between 17.7° to 22.4°C; they were calculated using data from calcite of the bivalve *Nannonavis* and the scaphopod *Dentalium*, and aragonite of the shells of the ammonoids *Anagaudryceras*, *Gaudryceras*, *Tetragonites*, *Mesopuzosia*, *Kossmaticeras*, *Yokoyamaoceras*, *Baculites*, and *Yezoites*. The review of new evidence on Cretaceous isotopy and the data in the literature allow us to assume short-term existence of polar ice in the Cretaceous (Early Maastrichtian) only in the southern hemisphere and on the Antarctic continent; however, evidence for the northern hemisphere seems to be compatible with only short-time subfreezing conditions in the Early Cretaceous. Late Coniacian – Early Santonian and Early Maastrichtian time.

БИОСТРАТИГРАФИЯ ОРДОВИКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ХРЕБТА СЕТТЕ-ДАБАН ПО КОНОДОНТАМ (СЕВЕРО-ВОСТОК АЗИИ)

В.П. Тарабукин

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

Установлена последовательная смена конодонтовых зон и слоев в разрезах ордовикских отложений хр. Сетте-Дабан. Дается обоснование объема и возраста выделенных биостратиграфических подразделений, сопоставление их с международной стратиграфической шкалой.

Ключевые слова: конодонты, биостратиграфия, ордовик, зоны, слои с фауной, хребет Сетте-Дабан.

Ордовикские отложения в пределах хребта Сетте-Дабан имеют широкое распространение. Они протягиваются полосой субмеридионального простирания от р. Менкюле на севере до левобережья р. Юдомы на юге (рис. 1).

Первая палеонтологически обоснованная схема расчленения ордовикских отложений хребта Сетте-Дабан была разработана в 1957 году Ю.М. Пуцаровским [11]. В 1960 году В.А. Ян Жин-шин разработал детальную стратиграфическую схему. В нижнем отделе была выделена саккырырская свита, в среднем отделе – лабыстахская, которая была разделена на три подсвиты, и кулонская свиты, а в верхнем отделе – тасканская свита [18]. Эта схема широко использовалась при геологическом картировании в хр. Сетте-Дабан. В последующие годы она подвергалась незначительным изменениям [1, 3, 10, 13]. На 2-ом Межведомственном стратиграфическом совещании в г. Магадане [12] вышеуказанная схема была принята с незначительными изменениями. В Решениях совещания приводится структурно-фациальное районирование ордовикских отложений, согласно которому хребет Сетте-Дабан был выделен в отдельную подзону в Верхояно-Колымской зоне. Она характеризуется преимущественно карбонатным составом ордовикских отложений при незначительном участии терригенных пород на двух уровнях – самые низы (атырбахская свита) и средняя часть (саккырырская свита) нижнего отдела. Спорадическое развитие граптолитовых фаций не позволяет провести детальное сопоставление региональных подразделений с ярусами ОСШ и ордовикскими отложениями других регионов – Верхояно-Колымской зоны, Сибирской платформы, Казахстана, Северной Америки и др. [8, 13, 17]. В последующие годы К.Б. Хайзниковой была разработана зональная шкала по табу-

лятам. На территории хр. Сетте-Дабан были выделены новые горизонты [16]. В настоящее время детально фаунистически охарактеризованы средний и верхний отделы ордовикской системы; из нижнего отдела известны только редкие находки фауны, по которым затруднительно обоснование возраста даже на уровне отдела. Это обусловило проведение специализированных стратиграфо-палеонтологических работ в хребте Сетте-Дабан и изучение ортостратиграфической группы – конодонтов. Ранее конодонты из ордовикских отложений хребта Сетте-Дабан не изучались.

Изучение конодонтов, послойно отобранных по разрезам ордовикских отложений в хр. Сетте-Дабан, позволило установить ряд последовательно сменяющих друг друга комплексов, которые, несмотря на провинциальные различия, прослеживаются как внутри региона, так и за его пределами. Стратиграфические подразделения, охарактеризованные этими комплексами, соответствуют по рангу региональным биостратиграфическим зонам. Отсутствие непрерывных разрезов самых низов ордовика, неравномерное распределение в них конодонтов затрудняют выделение непрерывных зональных последовательностей. Однако наличие характерных ассоциаций позволяет проследить содержащие их подразделения, но рассматривая их в ранге слоев.

Нижний ордовик. Нижняя граница системы в пределах северной части хребта Сетте-Дабан проводится в основании атырбахской свиты [14]. Отсутствие непрерывных разрезов, слабая насыщенность его органическими остатками осложняют решение вопроса о нижней границе ордовика. В южной части хребта она условно установлена в основании нюлетской свиты, которая с несогласием перекрывает кембрийские отложения.

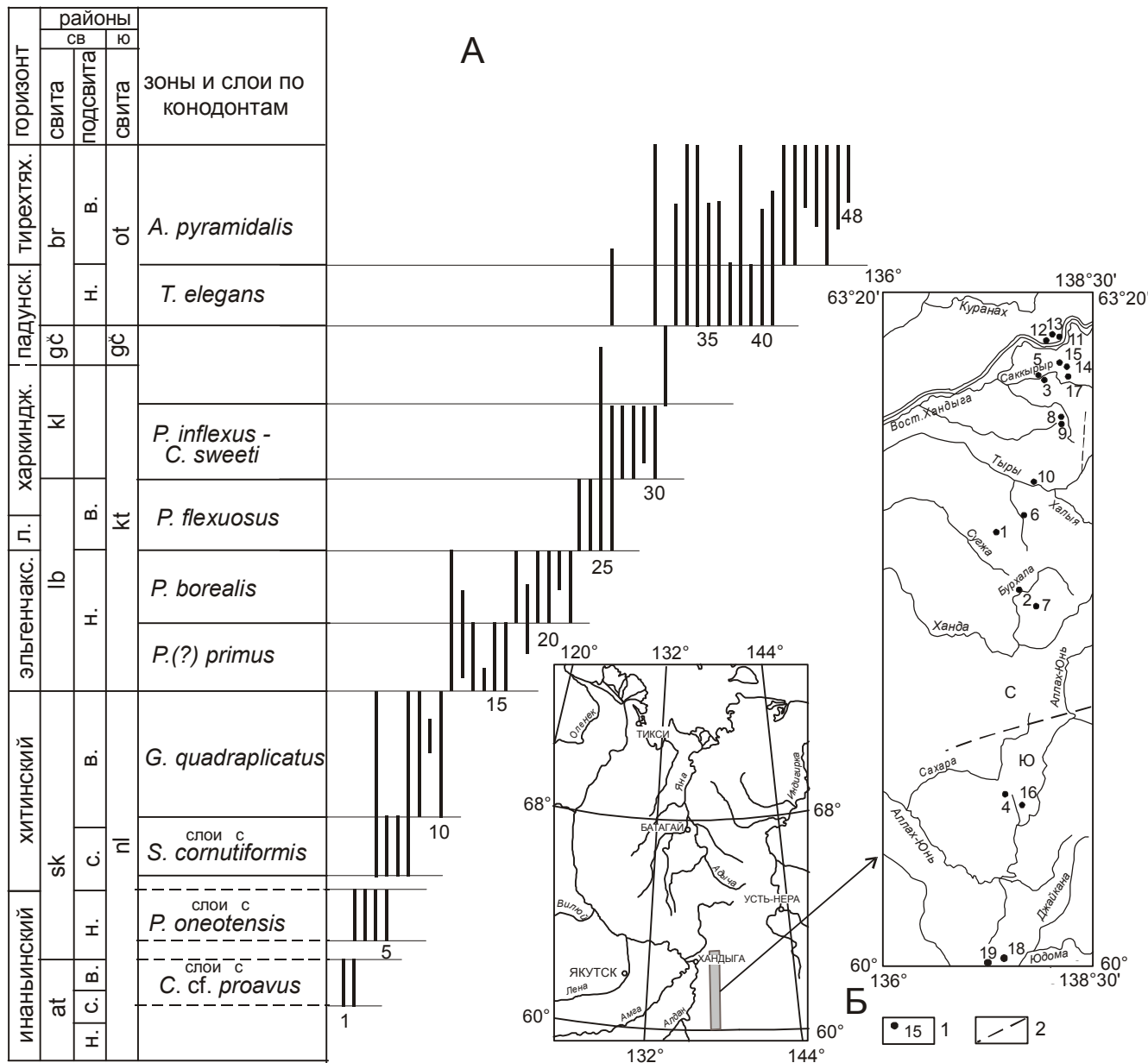


Рис. 1А. Распространение видов коноднтов в ордовикских отложениях хребта Сетте-Дабан.

Цифровые обозначения видов: 1 – *Cordylodus cf. proavus* Mul.; 2 – “*Paltodus*” *bassleri* Furn.; 3 – *Polycostatus oneotensis* Furn.; 4 – *Drepanoistodus forceps* (Lind.); 5 – *Scolopodus rex* Lind.; 6 – *Scolopodus cornutiformis* Br.et M.; 7 – *Scandodus warendensis* (Dr.et Jon.); 8 – *Glyptoconus quadraplicatus* (Br.et M.); 9 – *Lenodus bifida* (Abaimova); 10 – *Protopanderodus rectus* (Lind.); 11 – *Phragmodus(?) primus* Tar.; 12 – *Acodus deltatus* Lind.; 13 – *Histiodella serrata* Har.; 14 – *Histiodella sinuosa* (Gr.et Ell.); 15 – *Oulodus ex gr. primus* (Stauf.); 16 – *Ptyloconus longidentatus* Mosk.; 17 – *Phragmodus borealis* Tar.; 18 – *Acanthocordylodus tyllari* Tar.; 19 – *Erimodus deltatus* Mosk.; 20 – *Neocoelodus dutchtownensis* Young. et Cull.; 21 – *Complexodus angarensis* (Mosk.); 22 – *Tetraprioniodus mekhanoshini* Tar.; 23 – *Phragmodus flexuosus* Mosk.; 24 – *Ansella jamtlandica* (Lofg.); 25 – *Drepanodistacodus vistrix* (Mosk.); 26 – *Drepanoistodus suberectus* (Br.et M.); 27 – *Phragmodus inflexus* Stauf.; 28 – *Cahabagnathus sweeti* (Berg.); 29 – *Oistodus petaloideus* Mosk.; 30 – *Panderodus gracilis* Br.et M.; 31 – *Phragmodus undatus* Br.et M.; 32 – *Tetraprioniodus elegans* Mosk.; 33 – *Acanthodina regalis* Mosk.; 34 – *Acanthocordylodus fidelis* Mosk.; 35 – *Belodina compressa* (Br.et M.); 36 – *Dolborodina* sp. indet., Mosk. (in coll.); 37 – *Ozarkodina(?) dolboricus* (Mosk.); 38 – *Pseudobelodina(?) dispansa* (Br.et M.); 39 – “*Scolopodus*” *consimilis* Mosk.; 40 – *Acanthodina nobilis* Mosk.; 41 – *Belodina diminitiva* (Br.et M.); 42 – *Aphelognathus pyramidalis* (M.et Br.); 43 – *Phragmodus(?) tunguskaensis* Mosk.; 44 – *Pseudooneotodus mitratus* (Mosk.); 45 – *Wallisirodus* sp. A; 46 – *Ozarkodina* sp. A; 47 – *Oulodus* sp. A; 48 – *Belodina confluens* (Sweet).

Сокращения. Районы: св – северосеттедабанский; ю – южносеттедабанский; свиты: at – атырбахская; sk – саккырырская; lb – лабыстахская; kl – кулонская; gc – гичинская; br – баранинская; nl – нюлетская; kt – кеатанская; ot – отворотнинская; под-свиты: н – нижняя; с – средняя; в – верхняя; л – лагучский горизонт.

В нижнем ордовике на изучаемой территории Решением 2-го Межведомственного стратиграфического совещания в Магадане [12] условно выделяются инаньинский (тремадок) и хитинский (арениг) горизонты.

В составе инаньинского горизонта по конодонтам выделяются слои с *Cordylodus* cf. *proavus* и слои с *Polycostatus oneotensis*. Следует отметить, что в южной части хребта в этом возрастном интервале органические остатки не найдены.

Слои с *Cordylodus* cf. *proavus*. Впервые выделены в средней части секдекунской свиты в хр. Селенняхский [15]. В хр. Сетте-Дабан слои установлены в разрезе по руч. Консай в нижней части атырбахской (?) свиты, представленной серыми и темно-серыми глинистыми известняками и известково-глинистыми алевролитами с редкими граптолитами и трилобитами, и по руч. Скрамница (правый приток р. Натальи) в нижней части саккырырской свиты, сложенной чередованием серых и зеленовато-серых известняков и известково-глинистых сланцев.

Нижняя граница проводится по появлению вида *Cordylodus* cf. *proavus* Mul. Мощность слоев свыше 309 м.

Комплекс конодонтов беден, представлен *Cordylodus* cf. *proavus* Mul., “*Paltodus*” *bassleri* Furn.

Известные стратиграфические интервалы распространения конодонтов [15] комплекса позволяют установить возраст слоев как тремадокский, об этом же свидетельствуют находки граптолитов *Dictyonema* sp., трилобитов *Erdolia* sp. и др. (Зубков и др., 1986 г.).

Слои с *Polycostatus oneotensis*. Аналогичные слои выделяются в верхней части секдекунской свиты в хр. Селенняхский [15]. На исследуемой территории они установлены в разрезе по руч. Лопатин и по руч. Сланцевый в средней части саккырырской свиты, сложенной чередованием серых и зеленовато-серых известняков и глинистых известняков с прослоями известково-глинистых сланцев.

Нижняя граница установлена по появлению комплекса конодонтов с *Polycostatus oneotensis* Furn. В составе комплекса определены, кроме вида-индек-

са, *Drepanoistodus forceps* (Lind.), “*Paltodus*” *bassleri* Furn., *Scolopodus rex* Lind. и др.

Присутствие вида *Polycostatus oneotensis*, стратиграфический интервал распространения которого за пределами района ограничен аналогами тремадока, позволяет определить тремадокский возраст слоев [9, 27]. Эти отложения сопоставляются с “Фауной С” Северной Америки [23] и няйским горизонтом Сибирской платформы [9].

Слои со *Scolopodus cornutiformis*. Нижняя граница проводится по появлению *Scolopodus cornutiformis* Br. et M. На Северо-Востоке Азии слои описаны в хребте Селенняхский [15]. В хр. Сетте-Дабан они установлены в разрезах по руч. Лопатин и руч. Скрамница в средней части саккырырской свиты, сложенной серыми с зеленоватым оттенком и серыми известняками, с прослоями известково-глинистых сланцев и алевролитов. Комплекс конодонтов представлен видами – *Drepanoistodus forceps* (Lind.), “*Paltodus*” *bassleri* Furn., *Scandodus warendensis* (Dr. et Jon.), *Scolopodus cornutiformis* Br. et M. Наличие последних двух видов, которые за пределами исследуемого региона известны только из аренигских отложений и их аналогов, свидетельствуют об аренигском возрасте слоев [9, 23, 24]. Слои со *Scolopodus cornutiformis* сопоставляются с “Фауной С и D” Северной Америки [23], угорским горизонтом Сибирской платформы [9].

Зона *Glyptoconus quadruplicatus*. Зона выделена М.К. Моунтом в Северной Америке [29].

Нижняя граница зоны фиксируется первым появлением вида-индекса. На исследуемой территории зона установлена в разрезах по руч. Лопатин, р. Тыры и руч. Прямой, в верхней части саккырырской свиты, представленной серыми, иногда темно-серыми, глинистыми и алевролитистыми известняками. В них найдены *Lenocodus bifida* Abaimova, *Drepanoistodus forceps* (Lind.), *Protopanderodus rectus* (Lind.), *Scandodus warendensis* (Dr. et Jon.), *Glyptoconus quadruplicatus* Br. et M. Мощность зоны 194–245 м. Вид-индекс имеет узкий стратиграфический интервал распространения. Он известен в составе “фауны D” [23] Северной Америки [21, 31, 32], в кимайском горизонте Сибирской платформы [9] и в других реги-

Рис. 1Б. Схема расположения разрезов.

1 – месторасположение и номер разреза; 2 – граница между стратиграфическими районами: С – северосеттедабанским; Ю – (аллах-юньский) южносеттедабанским.

Номера и местонахождение разрезов: 1 – водораздел двух составляющих руч. Консай (обн. 92261); 2 – р. Бурхала (обн. 93365); 3 – руч. Саккырыр (обн. 91238); 4 – водораздел ручьев Леда и Байагантай (обн. 94374); 5 – руч. Сланцевый (обн. 91234); 6 – руч. Скрамница (обн. 92266); 7 – руч. Прямой (обн. 93267); 8 – руч. Лопатин и лев. водораздел руч. Роман (обн. 92247, 92249); 9 – руч. Олег и верховья р. Конуга (обн. 92251, 92253); 10 – правый борт р. Тыры (обн. 91246); 11 – руч. Ожидание (обн. 91215); 12 – руч. Водопадный и р. Сухая Речка (обн. 91219); 13 – правый водораздел руч. Ожидание (обн. 91217); 14 – р. Таскан (обн. 91230); 15 – руч. Бараний (обн. 91225); 16 – руч. Отворот (обн. 94372); 17 – р. Саккырыр (обн. 95521); 18 – водораздел руч. Кеатан и Анка; 19 – р. Юдома (вблизи устья руч. Нюлет).

онах. *Lenocodus bifidus* Abaimova известен только из кимайского горизонта Сибирской платформы, где занимает очень узкий стратиграфический интервал. Это позволяет датировать зону аренигом. Она сопоставляется с зонами *O. evae* и *T. tangshanensis* [15].

Средний ордовик. Среднеордовикские отложения представлены карбонатными породами с многочисленной и разнообразной бентосной фауной. Нижняя граница проводится по появлению вида *Phragmodus (?) primus* Tar. [15], верхняя ранее условно проводилась в основании гичинской свиты на основании находок брахиопод *Camarotoechia ramosa* Nikif. [10]. В настоящее время граница между средним и верхним отделами установлена в основании бараньинской свиты по появлению конодонтов зоны *Tetraprioniodus elegans*.

Зона *Phragmodus (?) primus*. Зона выделена в хр. Селенняхском. Стратотипом зоны является разрез тарынгюряхской свиты по руч. Унга в бассейне р. Тарынг-Юрях [15].

В северной части хр. Сетте-Дабан зона установлена в разрезах по р. Тыры, ручьям Ожидание и Прямой в нижней части лабыстахской свиты, сложенной серыми и темно-серыми алевроитистыми, глинистыми, органогенными, органогенно-обломочными известняками с прослоями известково-глинистых сланцев и алевролитов с обильной бентосной фауной. В южной части хребта эта зона установлена в разрезе по водоразделу ручьев Кеатан и Анка в нижней части кеатанской свиты, сложенной тонким линзовидным переслаиванием известняков и известковистых сланцев. Нижняя граница маркируется появлением вида-индекса. Мощность зоны на юге до 200 м, на севере – 414–541 м.

Зональный комплекс включает *Acodus deltatus* Lind., *Drepanoistodus forceps* (Lind.), *Histiodela serrata* Harris, *H. sinuosa* (Gr. et El.), *Oulodus* ex gr. *primus* (Stauf.), *Phragmodus ? primus* Tar., *Ptiloconus longidentatus* Mosk. и др.

Первые два вида и *Ptiloconus longidentatus* Mosk. широко распространены в вихоревском и муктэйском горизонтах Сибирской платформы, которые коррелируются с лланвирнским ярусом [4]. *Histiodela serrata* Harris известен из аналогов лланвирнского яруса Северной Америки [20, 24, 31, 32], а также Балтийско-Скандинавского региона [22] и Австралии [26]. Аналогичный комплекс найден в отложениях тарынгюряхской свиты хр. Селенняхский [15]. Из приведенных данных следует, что возраст зоны лланвирнский.

Зона *Phragmodus borealis*. Стратотип зоны установлен в разрезе по руч. Унга (бассейн р. Тарынг-Юрях, хр. Селенняхский). В стратотипе зона разделена на две подзоны [15], в хребте Сетте-Дабан из-за очень плохой сохранности конодонтов выделение

подзон невозможно. Нижняя граница установлена на уровне появления *Phragmodus borealis* Tar., *Acanthocordylodus tyllari* Tar., *Tetraprioniodus mekhonoshini* Tar.

В северной части хребта Сетте-Дабан в разрезах по ручьям Ожидание, Роман, Лопатин, Водопадный и по р. Тыры зона зафиксирована в средней части лабыстахской свиты, представленной чередованием серых, реже темно-серых, иногда с зеленоватым оттенком глинистых, алевроитистых, органогенно-обломочных, онколитовых известняков и известковистых алевролитов, реже – известково-глинистыми сланцами с остракодами, брахиоподами, трилобитами и другими органическими остатками. В южной части хребта зона выделена в разрезе по водоразделу ручьев Кеатан и Анка на правом берегу р. Юдомы в средней части кеатанской свиты, представленной доломитизированными и органогенными известняками с прослоями известковистых алевролитов и сланцев, в нижней части – тонким линзовидным переслаиванием известняков и известковистых сланцев. Мощность зоны на юге хребта до 200, в северной части – до 750 м.

Зональный комплекс – *Acanthocordylodus tyllari* Tar., *Acodus deltatus* Lind., *Drepanoistodus forceps* (Lind.), *Erismodus deltatus* (Br. et M.), *Histiodela serrata* Harris, *Neocoelodus duchtownensis* Young. et Gull., *Phragmodus borealis* Tar., *P. ? primus* Tar., *Complexodus angarensis* (Mosk.), *Tetraprioniodus mekhonoshini* Tar.

Большинство видов, кроме эндемичных – *Acanthocordylodus tyllari* Tar., *Phragmodus borealis* Tar. и *Tetraprioniodus mekhonoshini* Tar., широко распространены в вихоревском и муктэйском (лланвирн) горизонтах Сибирской платформы [6, 7], комплекс имеет большое видовое сходство с “Фауна 5” Северной Америки [31, 32] и аналогичным комплексом из хр. Селенняхский [15], что позволяет датировать зону лланвирном.

Зона *Phragmodus flexuosus*. Зона выделена Т.А. Москаленко на Сибирской платформе, стратотип её расположен на р. Лене, вид-индекс – *Phragmodus flexuosus* Mosk. [6].

В северной части хребта Сетте-Дабан зона выделена в разрезах по ручьям Водопадный, Лопатин, Ожидание и по р. Тыры в верхней части лабыстахской свиты, сложенной темно-серыми с зеленоватым оттенком, зеленовато-серыми известково-глинистыми сланцами и алевролитами с прослоями глинистых, алевроитистых, органогенно-обломочных известняков с обильной фауной. В южной части хребта зона установлена в разрезах по правому берегу р. Юдомы (Сухоруков и др., 1983) в верхней половине кеатанской свиты, представленной доломитизированными известняками с прослоями глинист-

тых известняков и известковистых алевролитов с редкими трилобитами и табулятами.

Нижняя граница установлена на уровне первого появления *Phragmodus flexuosus* Mosk. Мощность зоны на юге хребта – до 110, на севере – 310–470 м.

Зональный комплекс – *Ansella jantlantica* (Lofg.), *Drepanodistacodus vistris* Mosk., *Drepanoistodus suberectus* (Br. et M.), *Phragmodus flexuosus* Mosk. и др.

Вид-индекс широко распространён в волгинском горизонте (лландейло) Сибирской платформы [6, 7], в стратотипе комплексов “Фауна 6 и 7” в Северной Америке [31, 32], известен из аналогов лландейльских отложений Арктической Канады [20]. Вышеуказанное позволяет считать возраст зоны лландейльским.

Зона *Phragmodus inflexus*–*Cahabagnathus sweeti*. Впервые выделена Т.А. Москаленко на Сибирской платформе, стратотипом зоны является разрез чертовского горизонта на р. Лене [6].

В пределах северной части хр. Сетте-Дабан зона установлена в разрезах по руч. Водопадный, по правому водоразделу руч. Ожидание в нижней части кулонской свиты, сложенной тёмно-серыми и серыми известковистыми, глинистыми, органогенными доломитами с прослоями песчанистых, доломитистых, органогенных, органогенно-обломочных известняков с многочисленными и разнообразными строматопоратами, табулятами, гастроподами, криноидеями и др. Нижняя граница проводится по первому появлению *Phragmodus inflexus* Stauff., *Cahabagnathus sweeti* (Berg.), *Oistodus petaloides* Mosk. В стратотипе верхняя граница проводится по первому появлению *Phragmodus undatus*. На исследуемой территории этот вид не найден, граница условно проводится в средней части кулонской свиты. Мощность зоны 110–124 м. В южной части хр. Сетте-Дабан конодонты зоны *inflexus*–*sweeti* не найдены.

Зональный комплекс – *Cahabagnathus sweeti* (Berg.), *Drepanoistodus suberectus* (Br. et M.), *Oistodus petaloideus* Mosk., *Panderodus* sp., *Phragmodus inflexus* Stauff.

Этот комплекс является типичным для чертовского горизонта Сибирской платформы [6], который сопоставляется с граптолитовой зоной *Nemagraptus gracilis* [21], что в ОСШ соответствует верхней части лландейльского и нижней части карадокского ярусов. Наличие вида *Cahabagnathus sweeti* (Berg.), известного из узкого стратиграфического интервала, сопоставляемого с верхней частью конодонтовой зоны *Pugodus anserinus* [20], указывает на лландейльский возраст зоны.

Интерзона. В верхней части кулонской свиты и гичинской свите, сложенных доломитами, пестро-

цветными мергелями и доломитизированными известняками, конодонты пока не найдены.

Верхний ордовик. Отложения верхнего отдела представлены карбонатными породами с разнообразной и многочисленной биотой.

Нижняя граница отдела проводится по первому появлению *Tetraprioniodus elegans* Mosk., *Acanthodina regalis* (Mosk.), верхняя – по появлению *Ozarkodina* cf. *hassi* (Pollock, Rexroad et Nicoll). Верхняя граница детально изучена по руч. Бараний и другим разрезам [2, 16], проходит в кровле баранийской свиты и совпадает с границей системы, отдела и яруса, установленной по табулятам [16].

Зона *Tetraprioniodus elegans*. Стратотип зоны описан автором по разрезу верхней части молоховской и нижней половины сакынджинской свит по ручью Ус (бассейн р. Сакынджа хр. Селенняхский) [15]. В хр. Сетте-Дабан зона установлена в нижних частях баранийской (в северной части хребта) и отворотнинской (в южной части хребта) свит. Первая свита в разрезах по ручьям Бараний, Таскан и р. Саккырыр сложена тёмно-серыми и чёрными глинистыми, органогенно-обломочными, органогенными известняками, иногда доломитистыми, с брахиоподами, остракодами, криноидеями, гастроподами и др. Вторая отличается от первой наличием прослоев окремненных известняков и повышенной доломитистостью, описана по руч. Отворот. Нижняя граница зоны фиксируется первым появлением вида-индекса. Мощность зоны на юге хребта 28 м, а на севере достигает 270–325 м.

Зональный комплекс конодонтов – *Acanthodina nobilis* Mosk., *A. regalis* Mosk., *Acanthocordylodus fidelis* Mosk., *Belodina compressa* (Br. et M.), *B. diminitiva* (Br. et M.), *Drepanoistodus suberectus* (Br. et M.), *Dolborodina* gen. nov. Mosk. (in coll.), *Ozarkodina?* *dolborodina* (Mosk.), *Panderodus* sp., *Pseudobelodina dispansa* (Br. et M.), *Tetraprioniodus elegans* Mosk., “*Scolopodus*” *consimilis* Mosk. – по составу очень близок комплексу, встреченному в долборском и нирундинском горизонтах Сибирской платформы [6, 7], которые сопоставляются с комплексами “Фауна 9–10” [31, 32] Северной Америки и датируется ашгиллом.

Зона *Aphelognathus pyramidalis*. Стратотипом зоны является разрез по руч. Чунку на Сибирской платформе [6, 7]. В хр. Сетте-Дабан зона установлена в разрезах по ручьям Бараний, Таскан и по р. Саккырыр в верхней части баранийской свиты, сложенной тёмно-серыми, реже чёрными органогенными, органогенно-обломочными доломитизированными известняками, с прослоями алевролитистых, доломитистых известняков с разнообразными и многочисленными табулятами, строматопоратами, ругозами и др. В южной части изучаемого региона

система	отдел	ярус											
ордовикская	верхний	ашгиллский	Предлагаемая	Сибирская платформа (Москаленко, 1983; 1994)	Западная Европа (Lindström, 1971; Bergstrom, 1971)	Северная Америка (Ethington, Clark, 1982; Miller, 1984; Sweet, 1984)	Северный Китай (An et al., 1983)						
			<i>A. pyramidalis</i>	<i>A. pyramidalis</i>	<i>A. ordovicus</i>	12	<i>A. shatzeri</i> <i>A. divergens</i> <i>A. grandis</i> <i>O. robustus</i>	<i>Y. yaoxianensis</i>					
			<i>T. elegans</i>	<i>A. nobilis</i>	<i>A. superbis</i>	11	<i>O. velicuspis</i>						
			<i>P. undatus</i>	<i>O.(?) dolboricus</i>		<i>A. twaerensis</i>	10	<i>B. confluens</i>	<i>Y. neimenguensis</i>				
				<i>A. festus</i> <i>D. compressa</i> - <i>C. mangazeica</i>	9		<i>P. tenuis</i>	<i>T. multidentatus</i> <i>E. typus</i>					
			<i>P. inflexus</i> - <i>C. sweeti</i>	<i>P. inflexus</i> - <i>C. sweeti</i>	<i>A. anserinus</i>	8	<i>P. undatus</i> <i>B. compressa</i> <i>E. quadridactylus</i> <i>P. aculeata</i>	<i>S. handanensis</i>					
		7				<i>C. sweeti</i>	<i>A. serratus</i>						
		<i>P. flexuosus</i> <i>A. anserinus</i>	<i>A. anomalis</i> <i>P. flexuosus</i>	<i>P. serra</i>	6	<i>C. friendsillensis</i>	<i>P. onychodonta</i>						
					5	<i>P. "preflexuosus"</i>	<i>E. suecicus</i>						
		<i>P. borealis</i>	<i>C. lyrata</i>	<i>E. suecicus</i>	4	<i>H. holodontata</i>	<i>P. fragilis</i>						
					3	<i>H. sinuosa</i>							
		<i>P.(?) primus</i>	<i>C. mirabilis</i>	<i>E. variabilis</i>	1	<i>H. altifrons</i>							
	средний	карадокский	<i>G. quadraplicata</i>	<i>G. quadraplicata</i> - <i>H. angulata</i>	<i>M. cf. parva</i>	E	<i>M. flabellum</i> - <i>T. laevis</i> <i>P. atanda</i> - <i>J. jaanussoni</i> <i>J. gananda</i> - <i>R. andinus</i> <i>O. mat.</i> - <i>"M."</i> <i>mar.</i> <i>A. deltatus</i> <i>M. danae</i> <i>"S". quadraplicatus</i> aff <i>S. rex</i>	<i>T. tangshanensis</i> <i>A. leptosomatus</i> - <i>L. dissectus</i> <i>J. gananda</i> - <i>S. sunan.</i>					
					<i>P. originalis</i>								
					<i>B. nav.</i> - <i>B. triang.</i>								
					<i>O. evae</i>								
			Слои с <i>S. cornutiformis</i>	<i>S.(?) aberrans</i>	<i>P. elegans</i>	D	<i>P. paltodiformis</i> <i>S. bilobatus</i>						
					<i>P. proteus</i>	C							
		Слои с <i>P. oneotensis</i>	<i>A. lineatus</i>	<i>P. deltifer</i>	B	<i>S. tersus</i>							
				<i>Cordylodus</i> spp.	<i>C. intermedius</i> <i>C. proavus</i>	A	<i>G. quadraplicatus</i> - <i>S. optimus</i> <i>C. rotundatus</i> - <i>R. manitouensis</i>						
		<i>U. beim.</i> - <i>M. sevier.</i>											
		нижний	тремадокский	Слои с <i>C. cf. proavus</i>									
									Слои с <i>P. oneotensis</i>				
	<i>G. quadraplicata</i>												
							<i>P. undatus</i>						
												<i>T. elegans</i>	

Рис. 2. Схема сопоставления зональных схем ордовикских отложений.

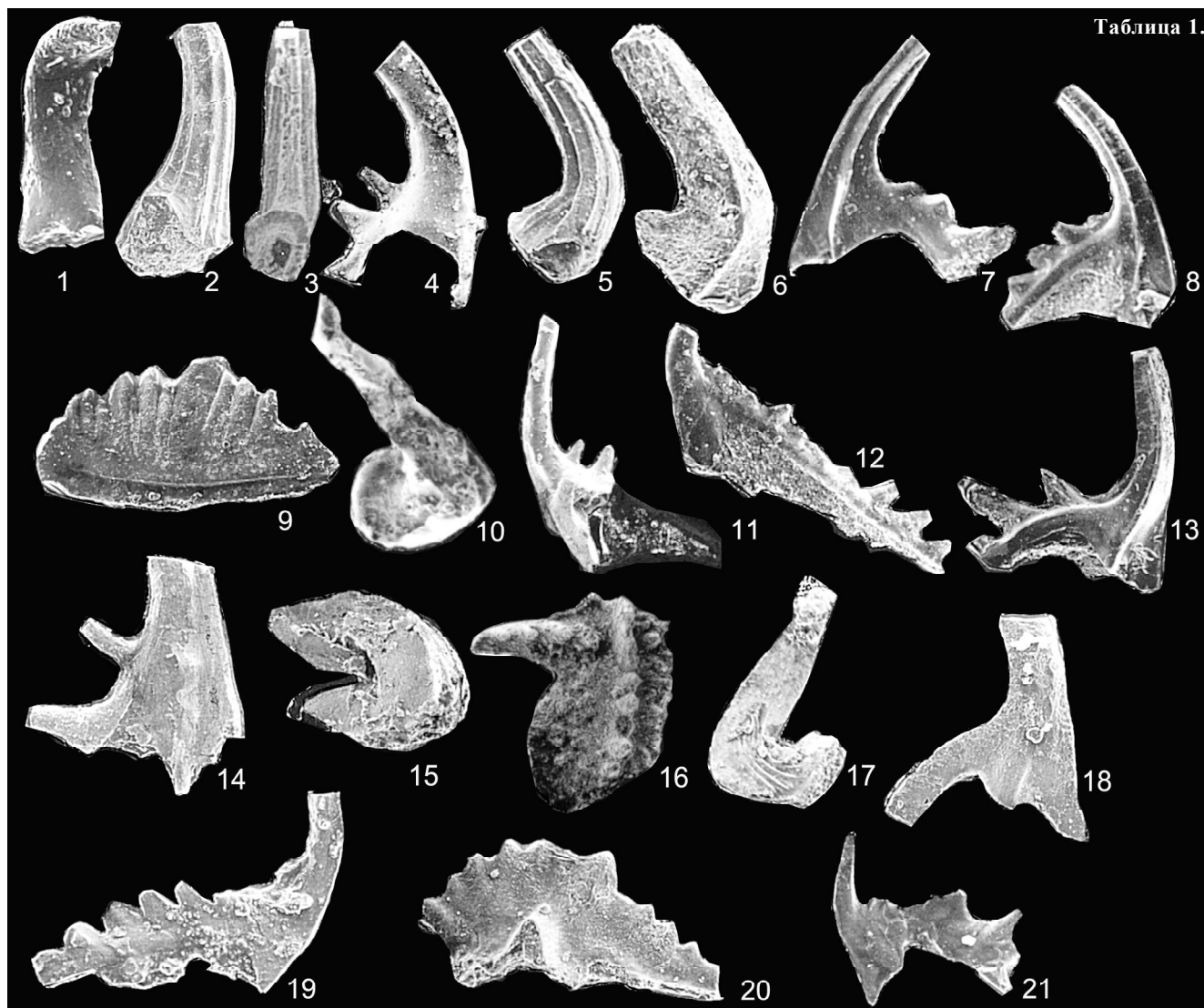


Таблица 1.

Фиг. 1. *Lenodus bifida* (Abaimova). Экз. 92247-11/1-10, ($\times 60$), хр. Сетте-Дабан, бассейн р. Кемюс-Юрях, руч. Лопатин, саккырырская свита, зона *G. quadraplicatus*. Фиг. 2. *Scolopodus cornutiformis* Branson et Mehl. Экз. 91234-36/1-1 ($\times 100$), хр. Сетте-Дабан, бассейн р. Саккырыр, руч. Сланцевый, саккырырская свита, слои с *S. cornutiformis*. Фиг. 3. *Glyptoconus quadraplicatus* (Branson et Mehl). Экз. 93367-1/2-4 ($\times 100$), хр. Сетте-Дабан, бассейн р. Буркала, руч. Прямой, саккырырская свита, зона *G. quadraplicatus*. Фиг. 4. *Cordylodus cf. proavus* Muller. Экз. 92261-9/2-1 ($\times 100$), хр. Сетте-Дабан, бассейн р. Качелкуан, руч. Консай, атырбахская (?) свита, слои с *C. cf. proavus*. Фиг. 5. *Scolopodus rex* Lindstrom. Экз. 91266-29/2-1 ($\times 100$), хр. Сетте-Дабан, бассейн р. Наталья, руч. Скромница, саккырырская свита, зона *S. cornutiformis*. Фиг. 6. *Polycostatus oneotensis* Furnish. Экз. 91234-1 ($\times 100$), бассейн р. Саккырыр, руч. Сланцевый, саккырырская свита, слои с *P. oneotensis*. Фиг. 7, 8. *Phragmodus borealis* Tarabukin: 7 – экз. 90213-1-5, вид сбоку, S_b -элемент ($\times 38$), хребет Селенняхский, р. Уяндина, волчинская свита, зона *P. borealis*; 8 – экз. 8847-18/5-4, вид сбоку, S_b -элемент ($\times 70$), хребт Селенняхский, бассейн р. Тарынг-Юрях, руч. Унга, волчинская свита, зона *P. borealis*. Фиг. 9. *Histiodella serratus* Harris. Экз. 92248-6/3-1 ($\times 100$), хребт Сетте-Дабан, бассейн р. Кемюс-Юрях, руч. Лопатин, саккырырская свита, зона *P. (?) primus*. Фиг. 10. *Oneotensis gracilis* Furnish. Экз. 1465-4-3 ($\times 100$), хр. Сетте-Дабан, р. Качелкуан, нижнеордовикские отложения. Фиг. 11. *Acanthocordylodus tyllari* Tarabukin. Экз. 8847-18/6-7 ($\times 30$), хребт Селенняхский, бассейн р. Тарынг-Юрях, руч. Унга, тарынгюряхская свита, зона *P. borealis*. Фиг. 12. *Phragmodus flexuosus* Moskalenko. Экз. 91219-9/3-10 ($\times 100$), хр. Сетте-Дабан, бассейн р. Вост. Хандыга, руч. Водопадный, кулонская свита, зона *P. flexuosus*. Фиг. 13, 18, 19. *Phragmodus (?) primus* Tarabukin: 13 – экз. 91249-4/1-1 ($\times 75$), S_b -элемент; 18 – экз. 91249-5/1-6 ($\times 100$), М-элемент, хр. Сетте-Дабан, бассейн р. Кемюс-Юрях, руч. Лопатин, лабыстахская свита, зона *P. (?) primus*; 19 – экз. 91215-3-18 ($\times 80$), S_c -элемент, хр. Сетте-Дабан, бассейн р. Вост. Хандыга, руч. Ожидание, лабыстахская свита, зона *P. borealis*. Фиг. 14. *Tetraprioniodus mekhanoshini* Tarabukin. Экз. 91215-3-18 ($\times 100$), хр. Сетте-Дабан, бассейн р. Вост. Хандыга, руч. Ожидание, лабыстахская свита, зона *P. borealis*. Фиг. 15. *Oistodus petaloideus* Moskalenko. Экз. 91219-20/4-3 ($\times 80$), хр. Сетте-Дабан, бассейн р. Вост. Хандыга, руч. Водопадный, кулонская свита, зона *P. inflexus-C. sweeti*. Фиг. 16. *Cahabagnathus sweeti* (Bergstrom). Экз. 91217-3/2-1 ($\times 100$), бассейн р. Вост. Хандыга, правый водораздел руч. Ожидание, кулонская свита, зона *Phragmodus inflexus-Cahabagnathus sweeti*. Фиг. 17. *Protopanderodus rectus* Lindstrom. Экз. 7414-1 ($\times 80$), хр. Сетте-Дабан, бассейн р. Восточная Хандыга, 140 км трассы Хандыга-Магадан, лабыстахская свита, зона *P. (?) primus*. Фиг. 20. *Polyplacognathus angarensis* Tarabukin. Экз. 91215-3-18, S_b -элемент, хр. Сетте-Дабан, бассейн р. Вост. Хандыга, руч. Ожидание, лабыстахская свита, зона *P. borealis*. Фиг. 21. *Phragmodus inflexus* Stauffer. Экз. 91217-3/2-7 ($\times 100$), бассейн р. Вост. Хандыга, правый водораздел руч. Ожидание, кулонская свита, зона *Phragmodus inflexus-Cahabagnathus sweeti*.

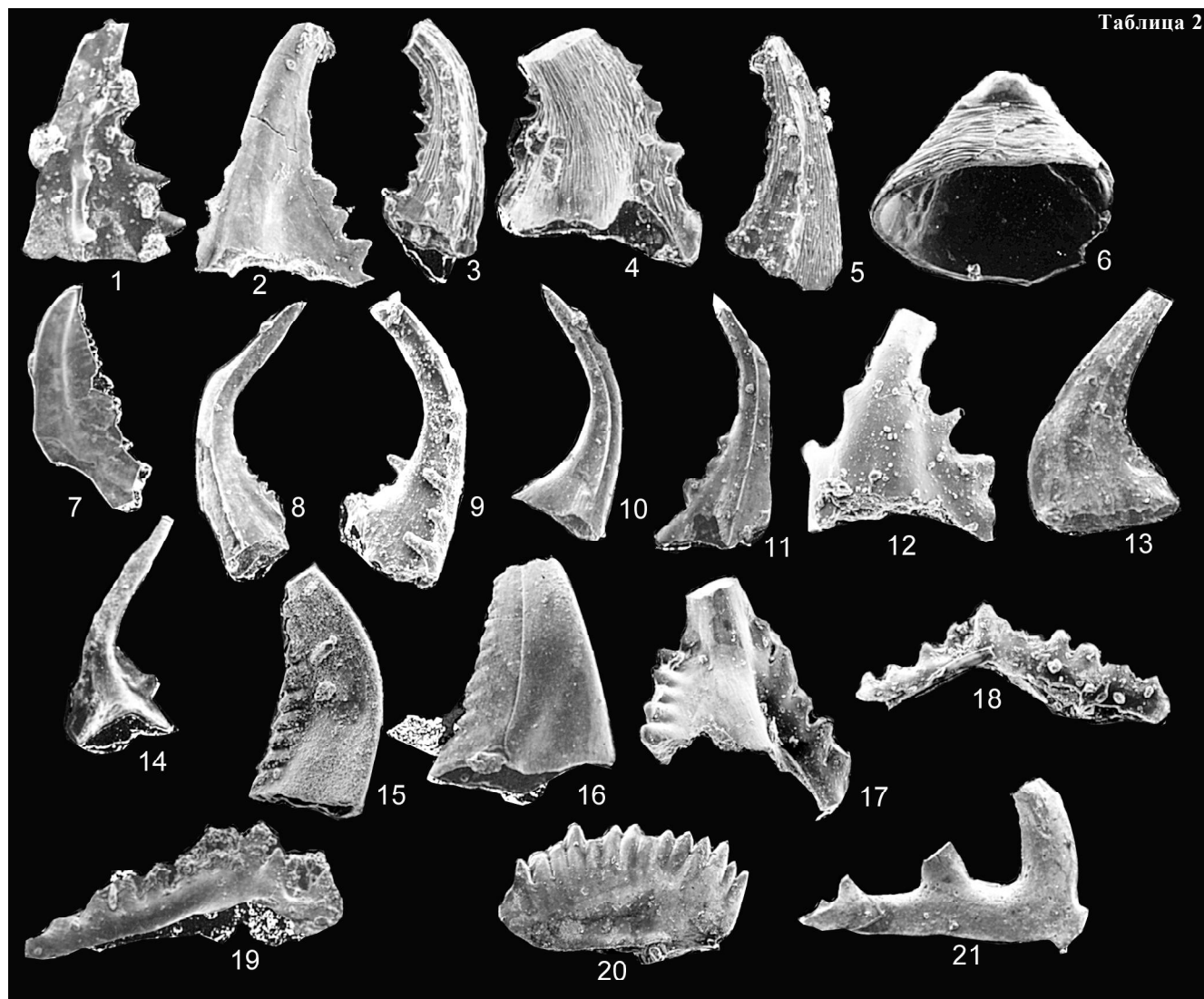


Таблица 2.

Фиг. 1, 8. *Tetraprioniodus elegans* Moskalenko: 1 – экз. 94372-4-1 ($\times 100$), хр. Сетте-Дабан, бассейн р. Аллах-Юнь, руч. Отворот, отворотнинская свита, зона *T. elegans*; 8 – экз. 91225-7/4-1 ($\times 80$), хр. Сетте-Дабан, бассейн р. Таскан, руч. Бараний, баранинская свита, зона *T. elegans*. Фиг. 2. *Acanthodina regalis* Moskalenko. Экз. 91225-11/4-9 ($\times 100$); хр. Сетте-Дабан, бассейн р. Таскан, руч. Бараний, баранинская свита, зона *T. elegans*. Фиг. 3–5. *Dolborodina* gen.indet., Moskalenko (in coll.): 3 – экз. 91225-13-2 ($\times 100$), 4 – экз. 91225-13-1 ($\times 100$); 5 – экз. 91225-13-3 ($\times 100$), хр. Сетте-Дабан, бассейн р. Саккырыр, руч. Бараний, баранинская свита, зона *Aphelognathus pyramidalis*. Фиг. 6. *Pseudoneotodus mitratus* Moskalenko. Экз. 91225-17/5-6 ($\times 100$), местонахождение и возраст те же. Фиг. 7. *Belodina compressa* Branson et Mehl. Экз. 91225-17/4-25 ($\times 100$), местонахождение и возраст те же. Фиг. 9, 14. *Acanthodina nobilis* Moskalenko: 9 – экз. 91225-7/4-1 ($\times 80$), хр. Сетте-Дабан, бассейн р. Таскан, руч. Бараний, баранинская свита, зона *T. elegans*; 14 – экз. 94372-4-2 ($\times 80$), хр. Сетте-Дабан, бассейн р. Аллах-Юнь, руч. Отворот, отворотнинская свита. Фиг. 10. *Panderodus* sp. Экз. 91225-17/4-49 ($\times 100$); хр. Сетте-Дабан, бассейн р. Таскан, руч. Бараний, баранинская свита, зона *Aphelognathus pyramidalis*. Фиг. 11. *Acanthocordylodus fidelis* Moskalenko. Экз. 91225-8/2-3 ($\times 100$); хр. Сетте-Дабан, бассейн р. Таскан, руч. Бараний, баранинская свита, зона *Tetraprioniodus elegans*. Фиг. 12, 17–19. *Aphelognathus pyramidalis* (Branson, Mehl et Branson): 12 – экз. 91225-16/3-17 ($\times 100$); S_б-элемент, 17 – экз. 91225-16/3-15 ($\times 100$), S_б-элемент, 18 – экз. 91225-17/3-5 ($\times 100$), 19 – экз. 91225-16/3-6 ($\times 100$), P_б-элемент; хр. Сетте-Дабан, бассейн р. Таскан, руч. Бараний, баранинская свита, зона *A. pyramidalis*. Фиг. 13. *Belodina diminutiva* (Branson et Mehl). Экз. 91230-9/3-7, хр. Сетте-Дабан, р. Таскан, баранинская свита, зона *T. elegans*. Фиг. 15, 16. *Pseudobelodina dispansa* (Branson et Mehl): 15 – экз. 91230-9/3-7 ($\times 100$), 16 – экз. 91230-11/4-18 ($\times 100$), хр. Сетте-Дабан, руч. Таскан, баранинская свита, зона *T. elegans*. Фиг. 19. *Ozarkodina* sp. A. Экз. 91225-17/4-3 ($\times 100$), хр. Сетте-Дабан, бассейн р. Таскан, руч. Бараний, баранинская свита, зона *A. pyramidalis*. Фиг. 21. *Phragmodus* (?) *tunguskiensis* Moskalenko. Экз. 91230-13/1-17 ($\times 100$), хр. Сетте-Дабан, р. Таскан, баранинская свита, зона *Tetraprioniodus elegans*.

зона присутствует в верхней части отворотнинской свиты, которая сложена темно-серыми и черными доломитизированными известняками, с прослоями органогенных, органогенно-обломочных, кремнистых разновидностей известняков и доломитов, с обильной фауной, среди которой доминируют табуляты и строматопораты. Нижняя граница установлена на уровне первого появления *Aphelognathus pyramidalis* (Br., M. et Br.), верхняя – проводится по появлению силурийских *Ozarkodina cf. hassi* (Pollock, Rexroad et Nicoll). Мощность изменяется от 81 м в южной части территории до 196–224 м на севере.

Зональный комплекс конодонтов – *Acanthodina regalis* Mosk., *Acanthocordylodus fidelis* Mosk., *Aphelognathus pyramidalis* (Br., M. et Br.), *Belodina compressa* (Br. et M.), *Belodina confluens* Sweet, *Dolborodina* gen. nov. Mosk. (in coll.), *Panderodus* sp., *Phragmodus* (?) *tunguskiensis* Mosk., *Ozarkodina* sp. A, *Oulodus* sp. A, *Pseudooneotodus mitratus* Mosk., *Tetraprioniodus elegans* Mosk., *Walliserodus* sp.

Вид-индекс является основой комплекса конодонтов бурского горизонта (ашгилл) Сибирской платформы [6, 7], который сопоставляется с “Фауна 12” Северной Америки [23, 30–32], одновозрастными отложениями Тимана [5]. Возраст зоны определен как ашгилльский.

Разработанная по конодонтам зональная схема позволяет сопоставлять ордовикские отложения хребта Сетте-Дабан с одновозрастными отложениями Сибири, Тимана, Северного Китая, Северной Америки и ОСШ (рис. 2). Изученные конодонты изображены на таблицах 1 и 2.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 01-05-65485). Автор благодарит за полезные советы и помощь в проведении полевых работ коллег из ГУПГП “Восточно-Якутское” В.Ф. Мехоношина, А.И. Старникова и А.В. Филатова, ИГАБМ СО РАН А.В. Прокопьева.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бергер А.Я., Предтеченский Н.Н., Ковалевская Е.О. и др. Корреляция опорных разрезов нижнего палеозоя Сибирской платформы и Сетте-Дабана / ВСЕГЕИ. Л., 1986. 589 с.
2. Волкова К.Н., Латыпов Ю.Я., Хазникова К.Б. Ордовик и силур Южного Верхоянья. Новосибирск: Наука, 1978. 222 с.
3. Каныгин А.В. Остракоды и биостратиграфия ордовика хребта Сетте-Дабан. М.: Наука, 1971. 205 с.
4. Каныгин А.В., Москаленко Т.А., Дивина Т.А. и др. Ордовик западной части Иркутского амфитеатра. М.: Наука, 1984. 159 с.
5. Мельников С.В. Новые данные о границе ордовика и силура в Тимано-Североуральском регионе // Стратиграфия и литология нефтегазоносных отложений Тимано-Печорской провинции. Л., 1988. С. 34–39.
6. Москаленко Т.А. Закономерности развития и биогеографические связи ордовикских конодонтофорид на Сибирской платформе // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Палеобиогеография и палеоэкология. Новосибирск: Наука, 1983. С. 76–97.
7. Москаленко Т.А. Зональное распределение конодонтов в среднем и верхнем ордовике Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1994. № 4. С. 36–43.
8. Орадovская М.М. Биостратиграфия и фации ордовика-силура Северо-Востока СССР. М.: Недра, 1988. 160 с.
9. Ордовик Сибирской платформы. Палеонтологический атлас. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1984. 241 с.
10. Преображенский Б.В., Ян Жин-шин В.А. Стратиграфия верхнего ордовика и силура хребта Сетте-Дабан // Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР. Магадан, 1974. С. 139–147.
11. Пуцаровский Ю.М. Стратиграфия и тектоника хребта Сетте-Дабан // Сов. геология. 1957. Вып. 59. С. 43–66.
12. Решения 2-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР. Магадан, 1978. 192 с.
13. Розман Х.С., Иванова В.А., Красилова И.Н., Модзалевская Е.А. Биостратиграфия верхнего ордовика Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1970. 288 с.
14. Сухоруков В.И., Осипов В.Н., Зубков Ю.А. Новые данные о расчленении и корреляции улахской серии Сетте-Дабана (Южное Верхоянье) // Геология и геофизика. 1989. № 10. С. 18–27.
15. Тарабукин В.П. Биостратиграфия ордовикских отложений хребта Селенняхский по конодонтам (Северо-Восток Азии) // Сов. геология. 1994. № 9. С. 39–47.
16. Хайзникова К.Б. Биостратиграфия и табуляты биогермных отложений раннего палеозоя (Южное Верхоянье) М.: Наука, 1989. 220 с.
17. Чугаева М.Н., Розман Х.С., Иванова В.А. Сравнительная биостратиграфия ордовикских отложений Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1964. 236 с.
18. Ян Жин-шин В.А. Новые данные по стратиграфии ордовика и силура хр. Сетте-Дабан // Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. 1960. Вып. 2. С. 81–84.
19. An Tai-Xiang, Zhang Fang, Xiang Weida et al. The conodonts from North China and the adjacent regions. Beijing, 1983. 223 p.
20. Barnes Ch.R. Ordovician conodonts from the ship Point and Bad Cache Rapids Formations, Melville Peninsula, Southeastern District of Franklin // Geol. Surv. Canad. Bul. 1977. Bul. 269. P. 99–119.
21. Bergstrom S.M. Middle and Upper Ordovician conodont and graptolite biostratigraphy of the Marathon. Texas graptolite zone reference standard // Paleon. 1978. V. 21 (4). P. 723–758.
22. Dzik J. Remark on the evolution of Ordovician conodonts // Acta Paleontol. Polon. 1976. V. 21, N 4. P. 193–209.
23. Ethington R.L., Clark D.L. Lower Ordovician conodonts in North America. // Geol. Soc. Amer. Mem. 1971. N 127. P. 63–82.
24. Ethington R.L., Clark D.L. Lower and Middle Ordovician conodonts from the Ibex area, western Millard County,

- Utah // Brigham Young Univ. Geol. Stud. 1982. N 28(2). P. 1–160.
25. Lindström M. Lower Ordovician conodonts of Europe // Geol.Soc.Amer. Mem. 1971. N 127. P. 21–61.
26. McTavish R.A., Legg D.P. Middle Ordovician correlation-conodont and graptolite evidence from western Australia // Neues Ib. Geol. Paleon. Mh. 1972. N. 8. P. 465–474.
27. Miller J.F. Upper Cambrian and Lowermost Ordovician conodont faunas of the House Range, Utah. – Southwest. Miss. State Univ. Geo – sci. ser. – Springfield, 1978. N 5. P. 1–33.
28. Miller J.F. Cambrian and earliest Ordovician conodont evolution, biofacies and provincialism // Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 1984. N 196. P. 43–68.
29. Mound M.C. A conodonts fauna from the Jones Formation (Ordovician), Oklahoma // Tulane Stud. Geol. and Paleontol. 1965. V. 4. N 1. P. 1–46.
30. Nowlan G.S., Barnes C.R. Late Ordovician conodonts from the Vaureal Formation, Anticosti Island, Quebec // Geol. Surv. of Can. Bull. 1981. 329. Part. 1. P. 1–49.
31. Sweet W.C., Ethington R.L., Barnes C.R. North America Middle and Upper Ordovician conodonts faunas: in Symposium of Conodonts Biostratigraphy, W.C. Sweet and S.B. Bergstrom (eds.) // Geol. Soc. of America. 1971. Memoir. 127. P. 163–193.
32. Sweet W.C. Graphic correlation of upper Middle and Upper Ordovician rocks, North American Midcontinent Province, U.S.A. // Aspects of the Ordovician System, ed. D.L.Bruton. Oslo: Universitetsforlaget, 1984. P. 23–35.

Поступила в редакцию 20 июня 1998 г.

Рекомендована к печати Л.И. Попеко

V.P Tarabukin

Ordovician conodont biostratigraphy of the Sette-Daban Range, northeast Asia

This paper presents characteristics of Ordovician conodont zones in the Sette-Daban Range. Grounds are given to the range and boundaries of these biostratigraphical units, their assignment to the main regional subdivisions (horizons) in the regional stratigraphic scale. Geographical distribution of zones in the region and significant levels for correlation and paleoecology are also reported.

**ПАЛЕОВУЛКАНОСТРУКТУРЫ УННЭЙВАЯМСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЛЯ
В КОРЯКСКОМ НАГОРЬЕ И СВЯЗЬ С НИМИ ОРУДЕНЕНИЯ (ПО ГЕОЛОГО-
ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ)**

С.Е. Апрельков*, П.С. Богдан**, С.В. Попруженко*

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

***ГГП “Елизовская геофизическая экспедиция”, г. Елизово*

На основании анализа данных детальных геолого-геофизических исследований района Уннэйваямского палеогенового вулканического поля Корякского нагорья выделены и охарактеризованы линейные системы (зоны) вулcano-купольных и кальдерных структур. Рассматривается связь с ними рудных объектов и дается прогноз на обнаружение новых.

Ключевые слова: вулканоструктуры, гравитационное поле, магнитное поле, палеоген, Корякское нагорье.

ВВЕДЕНИЕ

Уннэйваямское вулканическое поле (УВП), расположенное в междуречье Куюла и Уннэйваяма, представляет собой обособленный участок развития палеогеновых вулканитов, который Н.И. Филатова [12, 13] относит к Западно-Камчатскому окраинно-континентальному вулканическому поясу (ЗКВП). Между тем известно, что палеогеновые эффузивы образуют в бассейне р. Пенжины, в Парапольском долу разбросанные поля, и лишь на северо-западном побережье Камчатки прослеживается выдержанная полоса этих пород, известных под названием кинкильской свиты (рис. 1). Во всяком случае, рассматриваемое Уннэйваямское вулканическое поле, перекрывающее верхнемеловые терригенные отложения, изолировано, что возможно обусловлено эрозией. М.Г. Валов и А.И. Поздеев [3], проводившие сравнение петрохимических особенностей вулканитов велолныкской свиты Уннэйваямского поля, которые они относят к Корякскому вулканическому поясу, и кинкильской свиты (ЗКВП), пришли к выводу, что при ряде сходных черт породы этих свит имеют отличия. Кинкильские вулканиты по составу близки к островодужным образованиям, а велолныкские сформированы в условиях более зрелой коры, а по составу и по более широкому спектру оруденения (золото, серебро, олово, ртуть, сурьма, мышьяк) сходны с комплексами раннетретичной активизации Боливийской олово-серебряной провинции.

Разнообразная рудоносность палеогеновых вулканитов УВП стала известна еще во времена проведения рекогносцировочных и среднемасштабных геоло-

госъемочных работ (конец 50-х начало 60-х гг.), поэтому здесь были развернуты планомерные геологосъемочные работы масштаба 1:50 000 (Н.П. Митрофанов, Б.А. Михайлов, А.Б. Исаков, В.Н. Полуниин, С.Д. Шелудченко, Е.Е. Белков, З.А. Абдрахимов и др.). Геологосъемочными работами были выявлены многочисленные проявления золота, серебра, олова [3, 8]. Эти находки послужили основой дальнейших поисково-оценочных и разведочных работ, сопровождающихся детальными геофизическими исследованиями (В.М. Шмелев, В.А. Волков, С.А. Поповкин, Г.А. Лашинский, Б.М. Дзюба). Последние геологические обобщающие работы были выполнены В.Н. Васиным и Я.А. Семеновым с целью составления легенды Ветвейской серии листов государственной геологической карты масштаба 1:50 000.

Однако один из наиболее информативных для целей вулcano-структурного районирования геофизических методов – гравиметрическая съемка масштаба 1: 50 000 (С.В. Попруженко, И.Е. Ковтунов, П.С.Богдан) – проводился с запаздыванием, а результаты обобщены после окончания геологосъемочных работ. Комплексный анализ гравиметрических данных позволяет существенно пересмотреть и уточнить структуру рассматриваемого вулканического поля и дополнить особенности структурной приуроченности оруденения, известные по геологическим данным.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Наиболее детальные сведения по геологии района были получены В.Н. Васиным и Я.А. Семеновым

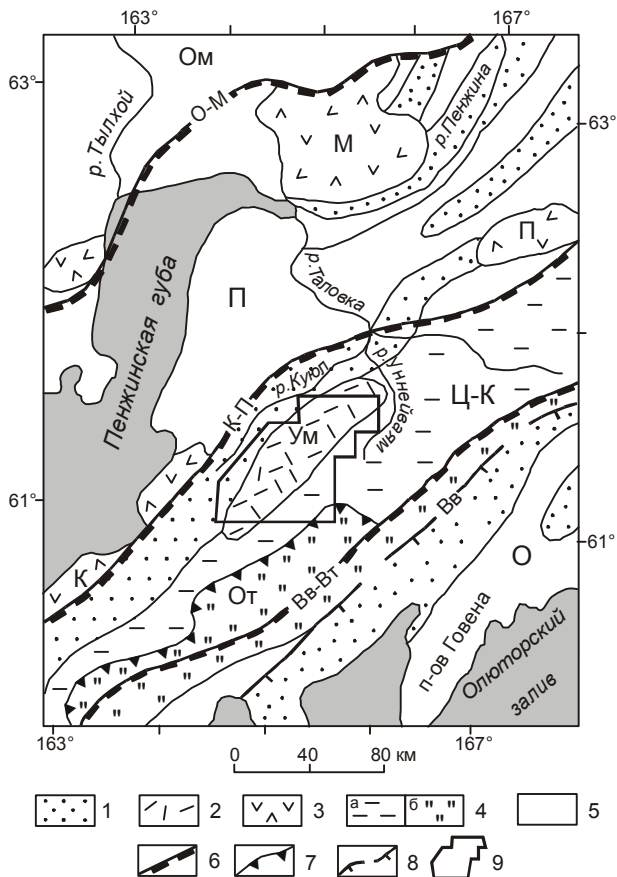


Рис. 1. Схема структурного положения Уннейваямского вулканического поля.

1 – прогибы с кайнозойским осадочным выполнением; 2 – палеогеновые вулканы Уннейваямского поля (Ум); 3 – другие поля палеогеновых вулканических пород: М – Манильское, П – Парапольское (Гайчавеевское), К – Кинкильское; 4 – верхнемеловые флишоидные (а) и вулканогенно-кремнистые (б) отложения (Центрально-Корякской структурно-формационной зоны); 5 – области развития докайнозойских структурно-вещественных комплексов; 6 – границы структурно-формационных зон; 7 – Ватынский надвиг; 8 – контур северного окончания Центрально-Камчатского вулканического пояса; 9 – границы района работ. Структурно-формационные зоны (СФЗ): Ом – Омолонский массив, П – Пенжинская, Ц-К – Центрально-Корякская (Укэляятская), О – Олюторская, От – Отовенский аллохтон. Разломы – границы СФЗ: О-М – Орловско-Микинский, К-П – Куюльско-Парапольский, Вв-Вт – Вывенско-Ватынский, Вв – Вывенский.

(1989 г.). С некоторыми уточнениями мы используем их в своих построениях. Уннейваямское вулканическое поле (2200 км²) расположено среди верхнемеловых терригенных отложений на юге Центрально-Корякской (Укэляятской) структурно-фациальной зоны (СФЗ), несколько северо-западнее регионального Вывенско-Ватынского (Ирунейско-Ватынского) надвига. Поле сложено вулканитами преимущественно кислого состава, с резким угловым несогласием перекрывающимися флишоидные терригенные отложения

чешуйчато-складчатого строения (аяонская и тавенская свиты). Указанным авторам удалось уточнить возраст флишоидных терригенных пород и залегающих на них по надвигу вулканогенно-кремнистых образований (ватынская серия). Возраст первых по находкам радиолярий – позднекампанско-маастрихтский, а вулканогенно-кремнистые образования датируются сантоном–маастрихтом. Как видно из приведенных данных, возраст терригенных и вулканогенно-кремнистых образований чрезвычайно близок. Осадконакопление этих вещественно разных толщ на определенном отрезке времени происходило синхронно. Надо учитывать, что нижние горизонты терригенных флишоидных отложений нигде в районе не наблюдались и, следовательно, их возраст мы не знаем. Судя по низкому уровню гравитационного поля, Центрально-Корякская СФЗ обладает мощным терригенным разрезом. Об этом, в частности, свидетельствуют выходы валанжинских терригенных отложений, закартированные А.И. Поздеевым в Учичхильском поднятии севернее описываемого района. Образования ватынской серии распространены в южной части района (200 км²) и представляют собой останец надвигового покрова (Отвенский аллохтон, по В.Н. Васину, Я.А. Семенову), состоящего из двух тектонических пластин (общей мощностью 1000–1500 м), разделенных зоной меланжа. Состав пород серии пестрый, но доминируют зеленокаменно измененные эффузивы.

Центрально-Корякская зона, по В.Н. Васину (1989 г.), – это Уннейваямский автохтон, представляющий собой сильно сжатую синклинную структуру асимметричного строения, ограниченную с северо-запада Ванэят-Великореченской, а с юго-востока Вывенской шовными зонами. Ранее зона называлась и Укэляятским [5, 10], и Центрально-Корякским прогибами, и Корякским мегасинклином. Однако синклинная природа Центрально-Корякской зоны не столь очевидна и однозначно не доказывается ни геологическими, ни геофизическими данными. Действительно, зона на северо-западе граничит с разновозрастными структурами Пенжинской СФЗ, а на юго-востоке – с практически одновозрастными отложениями океанического и островодужного типа Олюторской СФЗ. С.Д. Соколов [11] расценивает флишевые образования аяонской и тавенской свит как отложения долинно-веерных систем на обширном континентальном склоне. В составе отложений возможно участвуют и породы, образовавшиеся в желобе, в позднемеловое время ограничивавшем на юго-востоке континентальный склон, о чем свидетельствует присутствие в отложениях аяонской свиты турбидитов (р. Укэляят).

Из гравиметрических и аэромагнитных данных следует, что Центрально-Корякская зона, скорее все-

го, представляет собой блок с корой континентального типа [1, 14]. В меловое время этот блок был погружен, представляя собой обширный континентальный склон, а в маастрихте–палеоцене в процессе коллизии и обдукции океанической коры на континентальный склон толщи были интенсивно смяты и приобрели чешуйчато-складчатую структуру [11, 13]. Ю.М. Пузанковым [9] для кайнозойских лав этой зоны установлены необычайно высокие содержания U и Th при островодужных изотопных отношениях Sr и концентрациях Ti, Nb, Ta и др. Прослеживая полосу магматических пород, обогащенных редкими литофильными элементами, от Кедонского поднятия до побережья Олюторского залива, он приходит к выводу, что объединяющая их геоструктура является погребенным под образованиями меланократового состава блоком архейских сиалических пород Омолонского массива, выдвинутым в юго-восточном направлении, так как повышенные концентрации радиоактивных и других крупноионных литофилов (Rb, Ba, U, Th) в андезиитоидных расплавах имеют коровую природу. Другими словами, основание Укэляятской зоны сложено кристаллическими породами типа образований Омолонского массива.

Уннэйваямское вулканическое поле. Палеогеновые вулканогенные, вулканогенно-осадочные породы УВП, объединенные в велолныкскую свиту, а при детальном расчленении на три свиты (уннэйскую, ичигинскую и утгинайскую) общей мощностью 1000–1300 м, слагают ряд разнопорядковых вулканотектонических структур (ВТС). Мощность свит не выдержана. Уннэйская свита сложена породами кислого состава: риолиты, игнимбриты, дациты, туфы, а также туффиты, туфопесчаники, опоки, опоквидные породы. В туфогенных породах найдена листовая флора, позволяющая считать возраст вулканитов не моложе олигоцена. Абсолютный возраст – 31–36, 42.5 ± 2.5 млн лет. Мощность – от 30 до 300 м. В ичигинской свите присутствуют породы как кислого, так и среднего состава: андезиты, их туфы, дациты, риодациты, туфы, кластолавы. Мощность – 70–350 м. В утгинайской свите преобладают породы кислого состава, развитые в центральной части поля: риолиты, риодациты, их кластолавы, лавобрекчии, туфы, игнимбриты. Мощность – до 600 м. Необходимо отметить, что выделенные свиты залегают друг на друге с несогласием, что свидетельствует о перерывах в вулканической деятельности. Свиты можно связывать с отдельными фазами вулканизма, так как им сопутствуют свои интрузивные и субвулканические тела различного состава и гидротермальные изменения.

Наиболее важным в отношении оруденения для УВП является многофазный Корякский интрузивный комплекс: гранодиориты, гранодиорит-порфи-

ры (I фаза), граниты, гранит-порфиры (II фаза) и аплиты III фазы. Породы I фазы слагают Валунный, Айнаветкинский массивы и дайки. Валунный массив (7 км²) почти наполовину сложен биотит-роговообманковыми гранодиоритами. Вмещающие терригенные породы изменены до биотит-серицит-кварцевых роговиков (100–200 м). Айнаветкинская интрузия имеет линзовидную форму (4,5×0,6 км) и на северо-востоке переходит в дайку гранит-порфиров.

Субвулканические образования разделяются на комплексы: Уннэйский – штоки, неки, дайки риолитов, гранит-порфиров, зоны аргиллизации (до 4 км²) с ртутным и серебряным оруденением; Ичигинский – дациты, риодациты, андезиты, диоритовые порфириты, риолиты в ассоциации с вторичными кварцитами, кварцевыми, кварц-адуляровыми жилами с золото-серебряным оруденением; Утгинайский – гранит-порфиры, риолиты, риодациты, кварцевые диоритовые порфириты, с последним комплексом парагенетически связаны кварцевые жилы, зоны окварцевания, вторичные кварциты обычно в экзоконтактах субвулканических тел, несущие серебряное оруденение.

В пределах вулканического поля В.Н. Васин с соавторами выделяют, как они называют, два крупных структурных звена – Ичигин-Уннейваямскую ВТД и Айнаветкинское плутогенное поднятие. Практически все поле распространения велолныкских вулканитов отнесено к указанной депрессии, которая состоит из ВТС исключительно кальдерного типа. В.Н. Васин относит все выделенные ВТС только к кальдерному типу, хотя предшественники выделяли среди вулканитов и структуры другого типа. Так, М.М. Василевский, А.Б. Исаков и др. [14], рассматривая строение Ичигин-Уннейваямского вулканогенно-рудного центра, отмечали, что с активизацией камчатских систем разломов в пределах вулканогенно-рудного центра связано образование сложных телескопических купольно-кольцевых структур. Их заложение проявляется в образовании внутреннего тектоно-магматического ядра, образованного кольцевым разломом или кольцеобразной системой дуговых разломов, к которым приурочены субвулканические интрузии дацитов.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Физические свойства горных пород были детально изучены при проведении гравиметрической съемки масштаба 1:50 000, поставленной в помощь геолого-поисковым работам для решения структурных задач.

Флишоидные песчано-глинистые отложения аяонской и тавенской свит характеризуются узким диапазоном изменения плотности – 2,58–2,68 (здесь и далее в [г/см³]), при средней – 2,63. Из стратифици-

рованных верхнемеловых образований наиболее высокой плотностью обладают вулканогенно-кремнистые в ассоциации с телами гипербазитов и габбро (ватынской серии). Плотность пород ватынской серии колеблется в пределах 2,65–2,88 (средняя – 2,73), плотность интрузивных – 2,83–2,89. Плотность вулканитов палеогена варьирует в широких пределах и определяется в значительной степени петрографическим и фаціальным составом: андезиты – 2,51–2,53, риолиты, игнимбриты, туфолавы, туфы – 2,33–2,42. На их фоне выделяются диоритовые порфириды – 2,62. В зависимости от состава различаются интрузивные и субвулканические образования: риолиты, дациты – 2,26–2,55 (2,46), граниты, гранодиориты – 2,54–2,64 (2,62), андезиты – 2,55–2,60 (2,58).

Из анализа плотности горных пород следует, что основной стратифицированной плотностной границей в Центрально-Корякской СФЗ в районе УВП является кровля верхнемеловых отложений ($\Delta\sigma=0,18$). Субвулканические и интрузивные образования (2,26–2,89) в зависимости от состава, размера, взаимоотношения с вмещающими породами и плотности последних могут создавать локальные аномалии различного знака. Например, граниты, гранитпорфиры (2,5) обладают отрицательной эффективной плотностью по отношению к породам верхнемелового фундамента УВП, положительной – по отношению к покровным палеогеновым вулканитам. Гидротермально-метасоматические образования и связанные с ними рудные поля по плотности мало отличаются от менее измененных вулканитов, и эти отличия детально не изучались.

По магнитным свойствам упомянутые литологические разности горных пород имеют также заметные отличия. Флишoidные отложения верхнего мела практически не магнитны, в то время как вулканогенно-кремнистые образования ватынской серии являются слабо- и среднемагнитными. Среди палеогеновых вулканитов, являющихся в основном слабомагнитными, выделяются андезиты и диоритовые порфириды, создающие знакопеременные аномалии интенсивностью до 1,5 мЭ. Районы развития вулканогенных образований характеризуются дифференцированными знакопеременными, слабой и средней интенсивности аномальными магнитными полями. Геологическая интерпретация магнитных аномалий достаточно сложна и неоднозначна в связи с необходимостью учета многих факторов: состава вулканитов, степени и характера изменения, присутствия субвулканических, экструзивных фаций и др.

Гравитационное и магнитное поля. В соответствии с региональным районированием гравитационного поля [4], рассматриваемая площадь расположена в пределах Центрально-Корякского аномального района, объединяющего обширную террито-

рию с преимущественно отрицательными аномалиями (редукция Буге – 2,67 г/см³). По Кулюльско-Парапольской и Вывенско-Ватынской региональным гравитационным ступеням северо-восточного простирания, соответственно, Центрально-Корякский район граничит на северо-западе с Пенжинским, а на юго-востоке с Олюторским аномальными районами, соответствующими одноименным СФЗ (рис. 2). На рассматриваемой территории в Центрально-Корякском (вдоль границы с Пенжинским) аномальном районе выделены линейная Парапольская аномальная зона минимумов (от -14 до -24 мГал) и обширный (25 × 70 км) двухполюсный Уннэйваямский минимум (-20 ; -22 мГал), к югу от которого находится градиентное поле Отовенской зоны.

Гравиметрическая съёмка масштаба 1:50 000 позволила существенно детализировать морфологию аномалий и несколько изменить районирование поля. Так, по северо-восточной оси Уннэйваямского минимума выделены три локальные аномалии с весьма сложной радиально-концентрической внутренней морфологией – Мигитунупская (М₂), Утгинайская

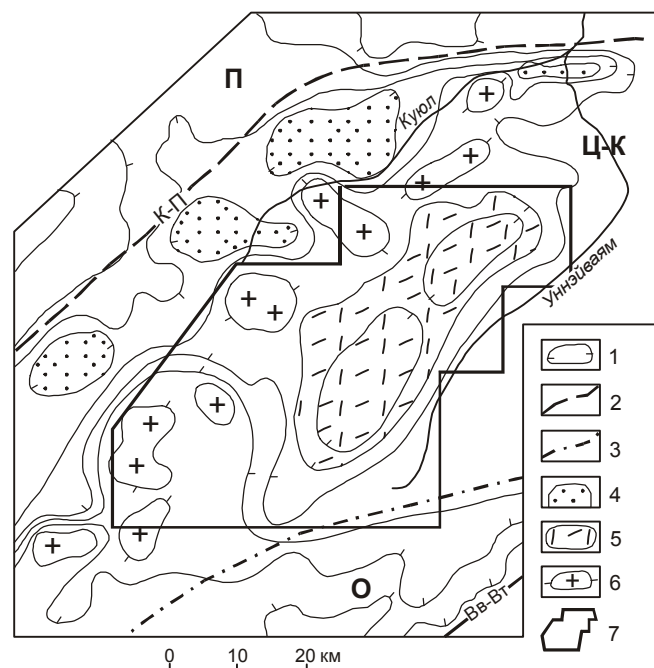


Рис. 2. Фрагмент схемы регионального районирования поля силы тяжести.

1 – изолинии поля; 2 – региональные гравитационные ступени, границы аномальных зон (К-П – Кулюльско-Парапольская, Вв-Вт – Вывенско-Ватынская); 3 – границы аномальных районов; 4 – минимумы в районе Парапольского дола; 5 – Уннэйваямский минимум; 6 – максимумы; 7 – границы площади детальных гравиметрических съёмок. П, Ц-К – соответственно Пенжинская и Центрально-Корякская аномальные зоны; О – Отовенский аномальный район.

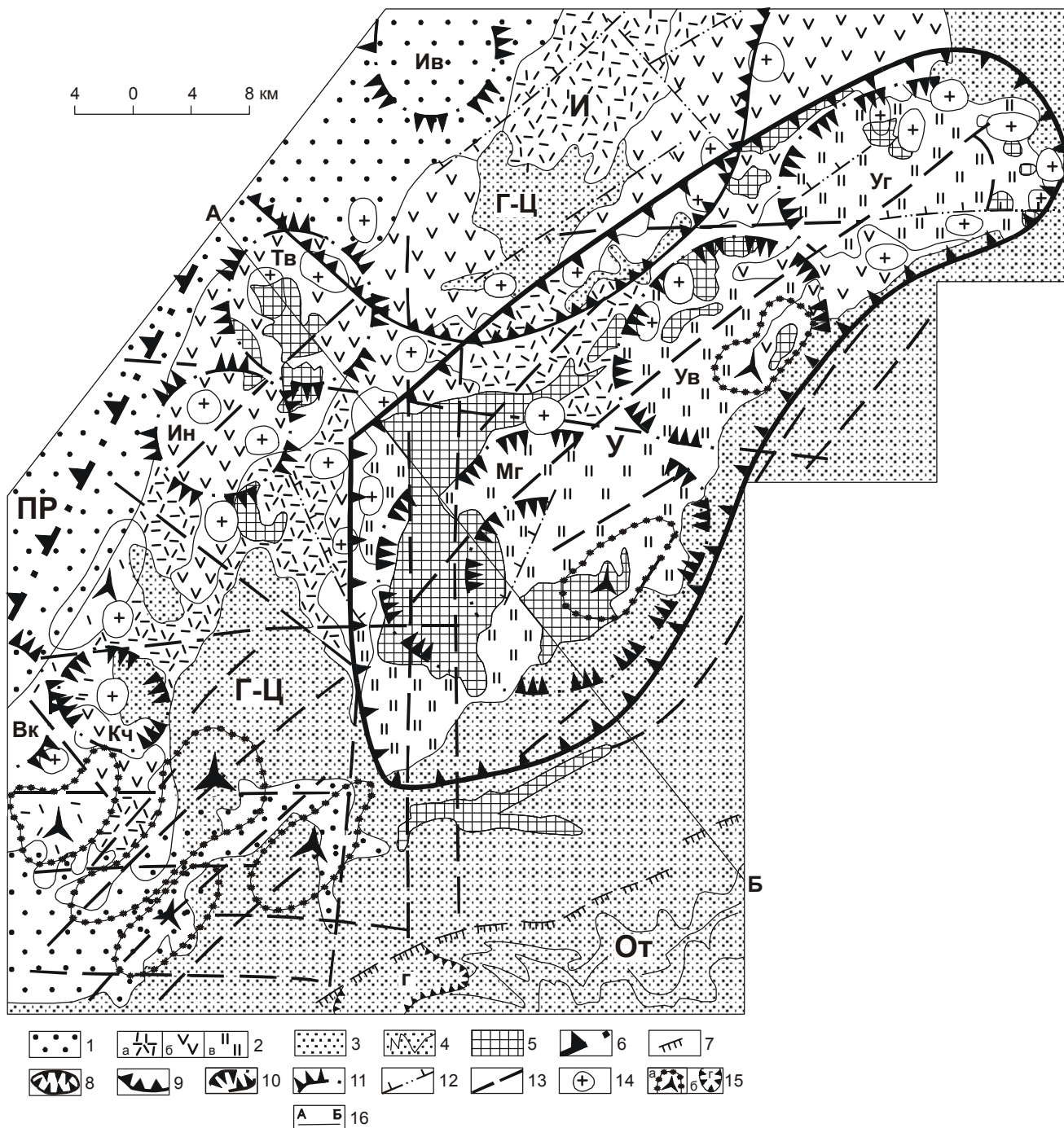


Рис. 3. Схема строения Унэйваямского вулканического поля.

1 – рыхлые четвертичные отложения; 2 – велолньские вулканогенные образования: унэйская (а), ичигинская (б) и утгинская (в) свиты; 3–4 – терригенные флишвидные (3) и вулканогенно-кремнистые (4) верхнемеловые отложения; 5 – палеогеновые экструзивно-субвулканические образования; 6 – северо-западная граница Гилианско-Цнаваямского магматогенного поднятия (юго-восточная граница Парапольской впадины – ПР); 7 – фронт надвига; 8 – граница Унэйваямской вулкано-тектонической депрессии по гравиметрическим данным; 9 – граница Ичигинской кальдеры (И) по геологическим данным (Васин, 1988); 10 – палеокальдеры; 11 – купольно-кольцевые ВТС: Тклаваямская (Тв), Ивтыкуюльская (Ив), Интересная (Ин), Верхне-Куюльская (Вк); 12–13 – разломы взброс-сбросового типа (12), прочие (13) по геофизическим данным; 14 – локальные гравитационные максимумы, предположительно связанные с субвулканическими телами; 15 – предполагаемые по геофизическим данным интрузии среднего (а) и основного (б) состава; 16 – линия геолого-геофизического разреза. Г-Ц – Гилианско-Цнаваямское поднятие, У – Унэйваямская ВТД, От – Отовенский аллохтон. Палеокальдеры: Уг – Утгинская, Ув – Утваямская, Мг – Мигитунупская, Кч – Кучаваямская.

(У₂) и Утваямская (У₆) (рис.3). Для перечисленных аномалий, наряду с изометричностью внешних контуров в плане, характерны внутренняя асимметрия, выраженная сочетанием подковообразно замкнутых на гравитационную ступень северо-восточного простираения минимумов, и наличие многочисленных локальных максимумов более высокого порядка, в том числе в их центральных частях.

На границе Уннейваямской и Парапольской нами выделена Гилянско-Цнаваямская аномальная зона, включающая четко обособившиеся изометричные и сложнопостроенные максимумы амплитудой до 2–10 мГал. Гилянский и Тклаваямский максимумы представлены радиально-кольцевыми системами разнознаковых аномалий более высокого порядка с центральным минимумом. Все рассмотренные максимумы тяготеют к ранее выделенной единой гравитационной ступени северо-восточного простираения, образуя четко выраженную (особенно в локальной составляющей) линейную зону. Кроме этого, отмечено большое число более мелких изолированных аномалий и их групп, разбросанных по всей площади.

По аэромагнитным данным районы развития вулканогенных образований УВП характеризуются дифференцированным знакопеременным, а выходы терригенного мелового фундамента – преимущественно спокойным слабоинтенсивным отрицательным полем. Наиболее контрастные магнитные аномалии (от +15 до -7 мЭ) установлены над выходами верхнемеловых вулканогенно-кремнистых образований ватынской серии в Отовенской аномальной зоне гравитационного поля, при этом также отмечается четкое северо-восточное простираение аномалий. Среди прочих детальностей магнитного поля отметим наиболее существенные, на наш взгляд:

- в пределах Уннейваямского гравитационного минимума в магнитном поле также обособляются три аномальных участка;
- для Гилянско-Цнаваямской зоны гравитационного поля характерна корреляция максимумов с локальными участками наиболее интенсивных знакопеременных магнитных полей (максимумы Тклаваямский, Цнаваямский, Верхне-Куюльский, Ивтыкульский и Интересный);
- на площади Тклаваямского гравитационного максимума магнитные аномалии имеют выраженную кольцевую морфологию. Часто положительные магнитные аномалии коррелируются с гравитационными. Интенсивность магнитных аномалий 1–2 мЭ;
- по восточному (правому) берегу р. Ичигинная в зоне гравитационной ступени отмечены полосы знакопеременных магнитных аномалий.

УТОЧНЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

По нашим представлениям, особенности вулканизма и парагенетически связанного с ним оруденения Уннейваямского вулканического поля обусловлены континентальным типом коры. Большая мощность коры (не менее 30 км) в обстановке коллизионного сжатия способствовала формированию условий для разноглубинной дифференциации первичных магматических расплавов, сопровождаемой процессами ассимиляции и контаминации. Процессы сжатия, как указывалось выше, начались в маастрихте и связаны с обдукцией Ватынских офиолитовых покровов. Они продолжались в палеогене и неогене, о чем свидетельствует перекрытие по надвигу в долине реки Вывенки (хребет Майнын-Какыйнэ) отложений корфской свиты (миоцен) тектоническими пластинами, сложенными образованиями ватынской серии и ачайваямской свиты (маастрихт). Один из таких коллизионных этапов имел место в эоцене–олигоцене. Его можно было бы связывать с заложением зоны субдукции в Центрально-Камчатском прогибе и на его продолжении – Ильпинско-Тылговаямском прогибе, но последний заканчивается в верховьях р. Вывенки, тогда как вулканический пояс продолжается до р. Анадырь. Таким образом, можно констатировать, что тектоническая позиция ЗКВП пока остается недостаточно ясной.

Материалы гравиметрической съёмки не подтверждают гипотезы о стройной кольцевой системе расположения вулкано-тектонических структур вокруг центральной, принадлежности всех ВТС к кальдерному типу, а также ставят под сомнение существование главной “материнской” Ичигинской кальдеры.

Уннейваямская ВТД (70×25 км) занимает юго-восточную часть одноименного вулканического поля и объединяет три кальдеры, расположенные на одной оси северо-восточного простираения: Утгинайскую, Утваямскую и Мигитунупскую. Кальдеры, выделенные при геологической съёмке, судя по зонам горизонтальных градиентов гравитационного поля, имеют существенно меньшие размеры, чем это показано на геологических картах. Из гравиметрических данных видно, что юго-западное окончание депрессии образовано разломами меридионального простираения, что согласуется с наличием разломов этого направления на геологических картах.

Предполагаемые по гравиметрическим данным меридиональный и примыкающий к нему на севере северо-восточный разломы служат границей между Уннейваямской ВТД и Гилянско-Цнаваямским поднятием. Вся территория Уннейваямской ВТД пересечена почти равномерной ортогональной сетью севе-

ро-восточных и северо-западных разломов. Линейная (по гравиметрическим данным) форма юго-восточных границ кальдер согласуются с выводом В.Н. Васина о том, что их юго-восточные части приподняты по разлому или, точнее, по серии разломов общего северо-восточного простирания, при этом в поднятых блоках покровные вулканы к настоящему времени уничтожены эрозией.

Кальдеры Уннейваямской ВТД сложены вулканитами и многочисленными субвулканическими телами преимущественно кислого состава. Среди них существенную роль играют игнимбриты. По-видимому, не случайно образования ичигинской свиты, объединяющей вулканы среднего и кислого состава, среди которых нет игнимбритов, полностью от-

сутствуют в Утгинайской кальдере и незначительно распространены и выклиниваются на западных флангах Мигитунупской. Можно сделать вывод, что образования ичигинской свиты вообще не связаны с указанными кальдерами. А поскольку игнимбриты содержатся в разрезах нижней и верхней свит велолыкской серии, то следует и второй вывод: кальдеры связаны только с кислым магматизмом и образовались в несколько этапов, чем, возможно, обусловлена их довольно сложная форма. Наличие плутона гранитов (или нескольких сближенных) подтверждается плотностным моделированием (рис. 3–4) и тем, что в зону регионального гравитационного минимума Уннейваямской ВТД попадают не только площади распространения игнимбритов, но и верхнемеловых образований.

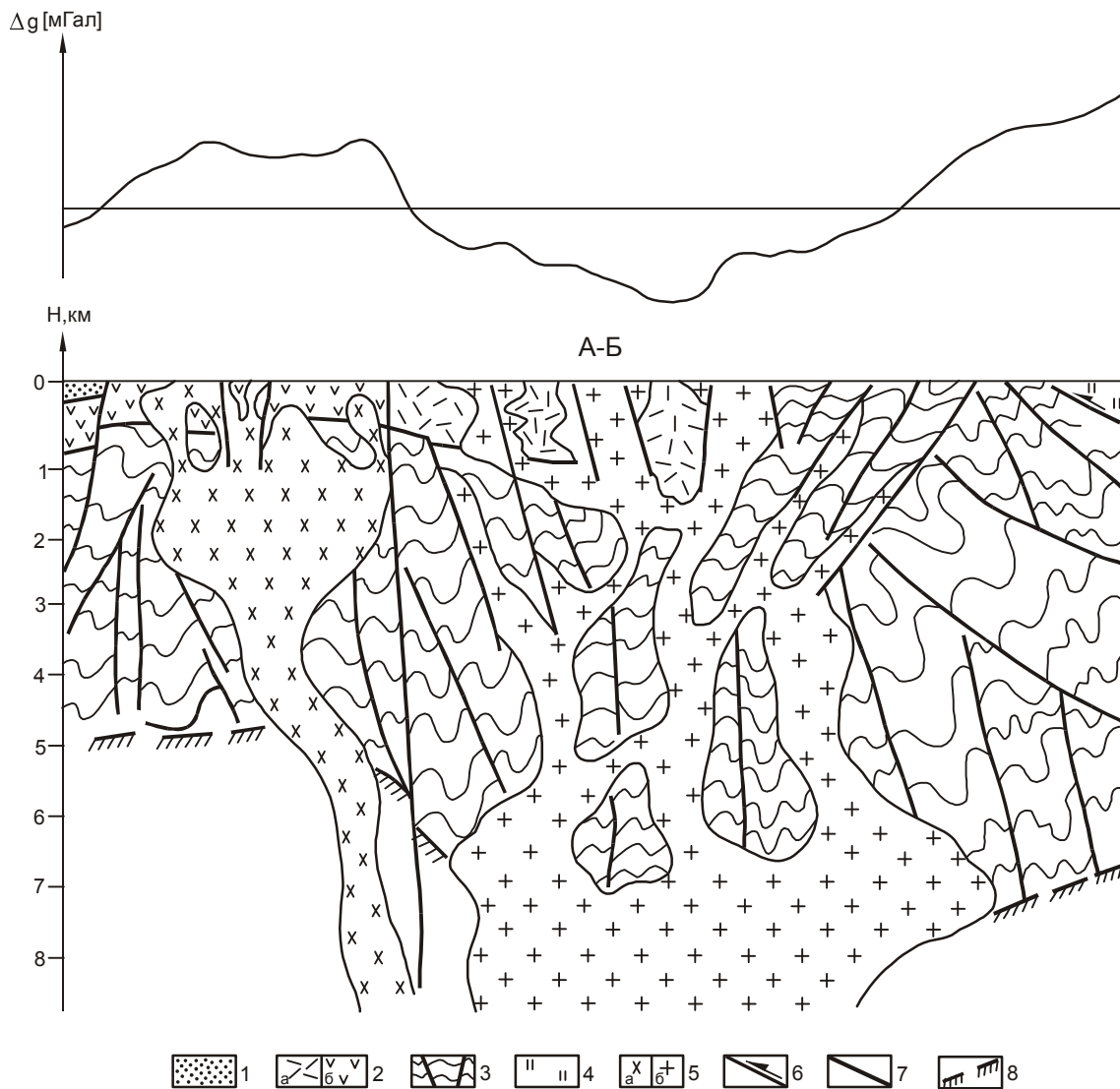


Рис. 4. Схематизированный геологический разрез по результатам плотностного моделирования.

1 – рыхлые плиоцен-четвертичные отложения; 2 – олигоценые вулканы преимущественно кислого (а), среднего (б) состава; 3–4 – верхнемеловые терригенные (3) и вулканогенно-кремнистые (4) отложения; 5 – интрузивно-субвулканические образования среднего (а) и кислого (б) состава; 6 – надвиг; 7 – прочие разломы; 8 – кровля кристаллического (?) фундамента.

Наиболее крупной (25×11 км) и сложно построенной является *Мигитунупская* кальдера. Общая мощность вулканитов уннейской и утгинайской свит в кальдере составляет порядка 1100 м. В центральной части находится крупное субвулканическое тело риолитов и дацитов (10×5 км), пересеченное дайкой гранитов северо-восточного простирания. В месте пересечения гранитами субвулканического тела зафиксирован гравитационный максимум, объясняемый нами скрытой малой интрузией гранодиорит-порфиров. Сложный рисунок гравитационного поля внутри кальдеры отражает вещественную неоднородность внутреннего выполнения кальдеры. По внешней северо-западной тектонической границе картировано крупное дугообразное тело гранит-порфиров, фиксирующееся в гравитационном поле полосой отрицательных аномалий.

Утваямская кальдера. По гравиметрическим данным она имеет размеры 18×11 км, а если учесть эродированность юго-восточной части, то первоначально ее форма могла быть кольцевой с диаметром 18×20 км. Центральная часть кальдеры сложена андезитами и туфами среднего состава мощностью до 250 м, основную же роль играют покровы риолитов, игнимбритов, туфов кислого состава и туфогенно-осадочные породы уннейской свиты мощностью около 300 м. Субвулканические тела и экструзии сосредоточены преимущественно (по гравиметрическим данным) по северо-западному и юго-восточному обрамлению кальдеры. Вблизи юго-восточной границы кальдеры, а если учитывать ее первоначальные очертания, то в ее центре, наличие гравитационного (8×4 км) и магнитного максимумов интерпретируется нами резургентным куполом с интрузивным ядром.

Утгинайская кальдера занимает междуречье Уннейваяма-Цнаваяма-Мяцнаваяма и, по геологическим данным, образована кольцевыми разломами с радиусом кривизны 8–9 км. Она сложена риолитами, игнимбритами уннейской свиты, отложения которых в краевой части структуры имеют небольшую мощность – 30–50 м. Слои этих пород наклонены к центру структуры под углами 40–60°. По периферии развиты андезиты и туфы ичигинской свиты мощностью 50–250 м. Основной объем внутрикальдерного выполнения составляют риолиты, кластолавы и туфы утгинайской свиты мощностью 450 м, а также многочисленные экструзивные куполы. Большое количество экструзивных куполов и отсутствие субвулканических интрузий в кальдере связывается с незначительным уровнем эрозионного среза. По гравиметрическим данным северо-западный, наиболее опущенный фрагмент кальдеры имеет размеры 18×9 км. Его внешняя граница прослеживается также серией дайкообразных тел кислого состава. Наличие изомет-

ричных и линейных гравитационных максимумов внутри структуры позволяет предполагать существование небольших субвулканических тел диорит-гранодиоритового состава. Наличие интрузивных тел подтверждается положительными магнитными аномалиями, особенно четко проявленными по северо-восточному обрамлению кальдеры, в зоне интенсивной гравитационной ступени.

Проведенные по геофизическим данным расчеты показывают, что полная мощность вулканитов достигает в Мигитунупской кальдере – 1100 м, Утваямской – 750 м, Утгинайской – 1000 м.

Гилянско-Цнаваямское магмотектоническое поднятие занимает северо- и юго-западную часть изученной территории. Анализ геолого-геофизических данных позволяет сделать заключение, что выделяемое поднятие, характеризующееся более высоким, чем Уннейваямская ВТД, уровнем гравитационного поля, включает цепь купольно-кольцевых ВТС. Последние, очевидно, трассируют глубинный северо-восточный разлом, насыщенный магматическими телами. Пять ВТС купольно-кольцевого типа фиксируются одноименными изометричными гравитационными максимумами: Цнаваямским, Ивтылькюльским, Тклаваямским, Интересным и Верхне-Кюльским. Характерной особенностью зоны поднятия (в отличие от Уннейваямской ВТД) является значительная роль вулканитов среднего состава и присутствие интрузий диоритов, диоритовых порфиров. Кроме купольных ВТС здесь нами выделяется единственная Кучяваямская кальдера.

Наиболее изученной и перспективной в рудно-носном отношении является *Тклаваямская* ВТС, описанная в ряде работ [4,9,14]. Она расположена на северо-западе района и занимает левобережье реки Ичигиннаям. Тектоническим обрамлением структуры, по геологическим данным, служит система круто наклоненных к центру кольцевых разломов с радиусом кривизны около 12–13 км, хорошо выделяющихся на аэрокосмических снимках. По периферии структуры развиты образования уннейской свиты, а сама ВТС сложена в основном андезитами, дацитами, их туфами ичигинской свиты мощностью 500 м. Вулканиты прорваны субвулканической интрузией, представленной образованиями 3-х фаз внедрения: I – дациты, риодациты, II – андезиты, их эруптивные брекчии и диоритовые порфириды, III – дациты, реже риолиты. Интрузивный купол сопровождается ореолом даек и субпластовых тел. Часть даек в магнитном поле отражается положительными аномалиями. Охарактеризованные выше образования интрузивного купола занимают центральную часть ВТС. От него ответвляются тела, выполняющие радиальные и кольцевые разломы. К восточной границе ВТС приурочена серия линейных субвулканических тел

субмеридионального простирания. В северной и западной частях структуры выделяются два максимума овальной формы интенсивностью до 1,5 мГал, которые мы связываем с нескрытыми телами диоритов. Эти породы, как отмечалось выше, устанавливаются и на поверхности. По-видимому с телом такого же состава связан и небольшой максимум на юге структуры. Небольшой слабый минимум в центре ВТС совпадает с выходами эруптивных брекчий и дацитов. В гравитационном поле прослеживаются радиальные сквозные разломы северо-восточного и северо-западного простирания.

Ивтылькуюльская и Цнаваямская ВТС. Ранее, учитывая наличие положительных магнитных аномалий, здесь предполагались скрытые крупные диоритовые массивы. Несмотря на закрытость этого района рыхлыми отложениями, аналогия геофизических признаков (гравитационные и магнитные максимумы) позволяет нам высказать предположение о существовании здесь погребенных ВТС, подобных Тклаваямской.

ВТС *Интересная*, расположенная в верховьях р. Уяльваям, ранее В.Н. Васиным включалась в состав обширной Тклаваямской кальдеры. По гравиметрическим и геоморфологическим (отдельный горный массив) данным она представляется нам как самостоятельная структура. ВТС сложена породами кислого состава уннейской свиты, обнажающимися в наиболее глубоких эрозионных врезках, и образованиями среднекислого состава ичигинской свиты. Относительно крупные субвулканические тела риолитов и дацитов сосредоточены в юго-восточной части структуры и повсеместно изменены до вторичных кварцитов. Преимущественно мелкие тела андезитов рассредоточены по всей структуре без заметной упорядоченности. По гравиметрическим данным (локальные гравитационные ступени, деформации изомал) ВТС *Интересная* отделена от Тклаваямской разломом северо-западного простирания.

Верхне-Куюльская ВТС находится в 16–17 км к юго-западу от *Интересной*. Ее территория не охвачена гравиметрической съёмкой масштаба 1: 50 000 (кроме небольшого восточного фрагмента). Структура выражена изометричным максимумом, подобным Тклаваямскому, диаметром 8–9 км. От Верхне-Куюльского гравитационного максимума в субмеридиональном направлении ответвляется узкий протяженный гребень, фиксирующий, вероятно, приразломное дайкообразное тело диоритов. Подобная ситуация наблюдается и к востоку от эпицентра максимума. Подтверждением существования Верхне-Куюльской ВТС является наблюдаемое радиально-кольцевое расположение локальных магнитных аномалий и радиально-концентрическая зональность рельефа местности. В поисковом плане Верхне-Ку-

юльская ВТС нами отнесена к наиболее перспективному объекту. На местности это кольцо невысоких гор, состоящих из сглаженных сопков высотой 150–250 м. Участок легко доступен для заверки детальных геологическими и геофизическими работами.

Непосредственно к востоку, северо-востоку от Верхне-Куюльской ВТС нами выделяется *Кучьаваямская* кальдера, которая отражена изометричным Гилянским гравитационным минимумом. По изомалам четко отрисовывается правильная кольцевая форма структуры. Кальдера выражена в рельефе понижением с куполовидной горой в центре, ограниченным на севере и востоке уступами невысоких гор. В пределах ВТС преобладают кислые вулканы уннейской свиты при подчиненной роли андезито-дацитовых пород ичигинской свиты. При этом надо отметить, что уннейские вулканы в основном представлены риолитовыми игнимбритами. Куполовидная гора сложена игнимбритами (в основании), нарастающимися риодацитами и кластолитами дацитов ичигинской свиты. Очень похоже, что это экструзивный купол с многофазными внедрениями. Протяженные дайки дациандезитов и андезитов обрамляют ВТС по северо-восточной ее границе. По северной границе также распространены тела сходного состава, имеющие неправильную форму. Довольно широко распространены зоны гидротермально измененных пород: вторичные кварциты, аргиллизированные породы. По гравиметрическим данным в пределах “кальдерного” минимума выделяются отрицательные и положительные аномалии более высокого порядка различной формы. Максимум в центре кальдеры возможно связан с небольшим гранодиоритовым внедрением. По гравиметрическим данным, кальдера заключена в своеобразный разломный каркас и пересечена разломами северо-восточного и северо-западного направления.

Айнаветкинское плутоногенное поднятие. Северная его часть начинается от южной границы *Интересной* ВТС и прослеживается в меридиональном направлении. Далее, огибая Кучьаваямскую кальдеру, оно продолжается на юго-запад. Юго-западный участок поднятия отличается четким северо-восточным простиранием гравитационных аномалий. Характерной особенностью юго-западной части Айнаветкинского поднятия является также широкое развитие широтных разломов.

ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ

Известно, что золото-серебряное оруденение широко проявлено как в островодужных (Камчатка, Япония и др.), так и в окраинно-континентальных вулканических поясах (ОЧВП, Сихоте-Алиньский пояс, тихоокеанское побережье Северной Америки и др.), а олово-серебряное, олово-редкометалльное

месторождения больше характерны для окраинно-континентальных и внутриконтинентальных поясов (Буреинский массив Хабаровского края; Боливия) [2, 6, 15]. Металлогенической особенностью УВП является сложность и разнообразность оруденения.

В рассматриваемом районе сочетание золото-серебряного и олово-серебряного оруденения свидетельствует о проявлении интерференции, связанной, по нашему мнению, с одновременным развитием двух разнотипных, сближенных в пространстве глубинных магматогенных и вулканогенно-рудных (кальдерного и вулcano-купольного генезиса) систем.

Первый тип рудообразующих и рудоконтролирующих систем связан с серией эксплозивно-провальных кальдер, сформированных над крупными интрузиями кислого состава. Сближенное в пространстве расположение кальдер не позволяет однозначно утверждать – существовали один или несколько самостоятельных очагов. В последнем случае возможна пространственно-временная и вещественная разобщенность вулканогенно-рудных систем. Предполагаемое по гравиметрическим данным наличие в кальдерах внутренних локальных поднятий свидетельствует о прохождении ими резургентной стадии, сопровождающейся внедрением многочисленных экструзивных куполов. Вулcano-купольные структуры образовались над более глубинными и менее дифференцированными интрузиями.

По гравиметрическим данным, система вулканогенно-рудных центров кальдерного генезиса, оконтуриваемая общим понижением поля силы тяжести, имеет место и в южной части Гилянско-Цнаваямского поднятия. Закартированные здесь многочисленные дайки и субвулканические тела кислого состава дуговой и линейной формы, очевидно, представляют собой останцы разветвленной питающей системы вулканических аппаратов, впоследствии уничтоженных эрозией. В этом случае оловянно-серебряное оруденение Гилянско-Цнаваямского поднятия может являться проявлением вертикальной, а не латеральной, как утверждают В.П. Зайцев и В.П. Хворостов [8], зональности оруденения. Не исключено, что подобное оруденение развито также на глубоких горизонтах Мигитунупской, Утваямской и Утгинайской кальдер.

При анализе структуры кальдер гравиметрические данные позволяют наметить основные дуговые и линейные разломы, формирующие обычную для кальдер структуру “битой тарелки”, и выявить места наиболее вероятного расположения гипабиссальных интрузий гранодиоритов, гранитов, к которым в большинстве случаев приурочены рудопроявления. Судя по гравиметрическим данным, наиболее значимое Айнаветкинское рудное поле тяготеет к резургентному куполу Мигитунупской кальдеры.

Самостоятельной по своему рудогенерирующему и рудоконтролирующему значению мы считаем линейную систему вулcano-купольных структур Гилянско-Цнаваямского поднятия. Приуроченность Тклаваямской и ряда других (Верхне-Куюльской, Интересной, Ивтылькуюльской и Цнаваямской) вулcano-купольных структур к одной линии, сходство слагающих их вулканитов и субвулканических тел, в частности – преобладающий их андезитовый состав, позволяют говорить о реальном существовании и значительной роли Ичигинского глубинного разлома. В связи с существующей золото-серебряной специализацией вулcano-купольных структур, ярким примером которых является Тклаваямская ВТС, перспективными на обнаружение золоторудных объектов, на наш взгляд, являются также Верхне-Куюльская, Ивтылькуюльская и Цнаваямская. Из них наиболее перспективной по геофизическим, геологическим и геоморфологическим признакам представляется Верхне-Куюльская ВТС, где имеются прямые поисковые признаки и благоприятные горно-геологические условия для заверки геолого-геофизическими методами.

Представляется, что Кучавааямская кальдера, выявленная по гравиметрическим данным, по геологическим особенностям близка к кальдерам Уннейваямской ВТД, и здесь также можно ожидать (в связи с широким развитием зон вторичных кварцитов и аргиллизированных пород) проявлений золото-серебряного, сурьмяно-ртутного оруденения.

Меридиональная система разломов, прослеживаемая между Мигитунупской кальдерой и Тклаваямской ВТС, разделяет зоны андезитового и более кислого вулканизма и, соответственно, зоны с разной рудной специализацией.

ВЫВОДЫ

1. Уннейваямское вулканическое поле располагается в Укэляятской зоне, имеющей континентальный тип коры, и отличается от других вулканических полей резким преобладанием вулканитов и их интрузивных комплексов кислого состава, имеющих, скорее всего, анатектическую природу. По составу вулканитов и характеру оруденения оно сходно с образованиями внутриконтинентальных вулканических поясов (Приамурье, Боливия и др.).

2. В структуре Уннейваямского вулканического поля выделяется Гилянско-Цнаваямское поднятие с вулcano-купольными структурами и золото-серебряным оруденением и Уннейваямская вулcano-тектоническая депрессия, образованная серией сближенных эксплозивно-провальных кальдер, с многометалльным оруденением.

3. Гравиметрическими исследованиями выявлена на Кучавааямская кальдера и Верхне-Куюльская

ВТС купольного типа, представляющие поисковый интерес.

ЛИТЕРАТУРА

1. Апрельков С.Е., Декина Г.И., Попруженко С.В. Особенности геологического строения Корякского нагорья и бассейна реки Пенжины // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 2. С. 46–57.
2. Боровков В.П., Полозов А.Е., Игнатьев А.Б. Закономерности геологического строения Хингано-Яуринского олово-редкометалльного рудного района // Генетические, формационные и промышленные типы оруденения в вулканических поясах: (Тез. докл. к совещ. "Научные принципы прогнозирования эндогенного оруденения в восточно-азиатских вулканических поясах СССР". Хабаровск, 3–5 окт. 1988 г.). Хабаровск, 1988. Ч.4. С. 38–40.
3. Валов М.Г., Поздеев А.И. Особенности петрохимии вулканитов Западно-Камчатского и Корякского вулканических поясов и некоторые черты их металлогении // Геология и полезные ископаемые Корякско-Камчатской складчатой области. Петропавловск-Камчатский, 1985. С. 126–141.
4. Василевский М.М., Исаков А.Б. Вулканогенно-рудные центры Камчатского перешейка. Прогнозная оценка рудоносности вулканогенных формаций. М.: Недра, 1977. С. 128–135.
5. Ермаков Б.В. Укэляйтско-Шумагинский флишевый прогиб Корякии и южной Аляски // Геология и геофизика. 1975. № 6. С. 42–46.
6. Зайцев В.П., Хворостов В.П. Оруденение и магматизм Ичигин-Уннейвайамского вулканогенного района // Геологическое строение и полезные ископаемые Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 1983. С. 125–127.
7. Оловорудные районы и месторождения в вулканотектонических структурах Приамурья (Краткий путеводитель экскурсий...). Хабаровск, 1988. С. 13–14.
8. Поздеев А.И. Позднепалеогеновый наземный вулканизм Корякского нагорья и его металлогенические особенности // Сов. геология. 1972. № 7. С.35–46.
9. Пузанков Ю.М. Редкометалльные вулканиты Корякского нагорья (геохимия, тектоническая позиция, петрогенезис) // Тектоника, энергетические и минеральные ресурсы северо-западной Пацифики: (тез. Междунар. симпоз., Хабаровск, 2–11 сент. 1989 г.). Хабаровск, 1989. С.50–51.
10. Рожков Ю.П. О золото-серебряных рудопроявлениях бассейна реки Уннейваам. Материалы по геологии и полезным ископаемым Корякского нагорья. Петропавловск-Камчатский, 1969. С. 21–42.
11. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. М., 1988.
12. Филатова Н.И. Тектоническая позиция маастрихт-палеоценового базальтоидного магматизма в северо-западной части Тихоокеанского пояса // Геотектоника. 1987. №4. С. 85–101.
13. Филатова Н.И. Роль процессов коллизии при формировании вулканогенных поясов // Геотектоника. 1989. № 5. С. 52–60.
14. Филимонов Б.Н., Попов О.Д., Редькина Г.А., Романова Е.К. Глубинное строение Пенжинско-Анадырской складчатой и Эвенской вулканической зон по гравиметрическим данным // Тихоокеан. геология. 1984. № 4. С.82–93.
15. Хворостов В.П. Морфоструктурные особенности близповерхностного рудного поля // Геологическое строение и полезных ископаемых Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 1983. С. 127–129.

Поступила в редакцию 15 ноября 2000 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым

S. Ye. Aprelkov, P.S. Bogdan, S.V. Popruzhenko

Paleovolcanic structures in the Unneivayam volcanic field, Koryak Upland, and related mineralization from geological and geophysical data

Basing on the analysis of the data of detailed geophysical investigations in the Unneivayam Paleogene volcanic field, Koryak Upland, linear systems (zones) of volcanic domal and caldera structures are distinguished and characterized. Their relationship with ore fields and structures is analyzed, and new ore targets are predicted.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ ПРИМОРСКОГО КРАЯ (ПО ДАННЫМ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ)

Н.Г. Шкабарня, Г.Н. Шкабарня

Дальневосточный государственный технический университет, г. Владивосток

Приведены краткие сведения о геолого-геофизических характеристиках осадочных бассейнов Приморского края. Определена суммарная продольная проводимость отложений осадочного чехла по данным методов электроразведки и электрического каротажа скважин. Построена схема изолиний суммарной проводимости, которая позволила оценить глубину залегания разновозрастного фундамента в пределах осадочных бассейнов.

Ключевые слова: электроразведка, осадочные бассейны, Приморский край.

ВВЕДЕНИЕ

Детальное изучение мезозойско-кайнозойских впадин Дальнего Востока России имеет большое практическое значение для прогноза нефтегазоносности в связи с острым дефицитом энергетических ресурсов в этом регионе. На территории Приморского края специальные нефтегазопоисковые работы проводились, в основном, в 50–60-х годах. В процессе исследований применялись гравиметрическая съёмка, сейсмо-разведка методами отражённых (МОВ) и преломленных (МПВ) волн, вертикальные электрические зондирования (ВЭЗ) и параметрическое бурение. Основной задачей поиска было картирование антиклинальных структур в соответствии с технологией тех лет. Однако сложное геологическое строение бассейнов с плотной системой разрывных нарушений даёт основание считать, что залежи углеводородов возможны и в неантиклинальных ловушках.

В последнее время интерес к оценке нефтегазового потенциала Приморья возродился. Имеются предложения о возобновлении исследований с использованием современных методик оценки перспективных площадей. При переинтерпретации особенно важно использовать данные методов электрического зондирования, которое проводилось в больших объемах на территориях всех осадочных бассейнов, хотя и с другими целями. Для определения электрической проводимости пород осадочных бассейнов именно эти материалы имеют первостепенное значение [1].

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БАССЕЙНОВ

Анализ геолого-геофизических материалов, полученных за последние пять десятилетий, позволяет выделить и изучить строение и литофациальные осо-

бенности осадочных бассейнов. Схема расположения бассейнов показана на рисунке.

В центре Ханкайского срединного массива расположен Приханкайский осадочный бассейн (рис. – I), который образовался в результате рифтовой активизации. На опустившихся блоках фундамента накапливались отложения молассового типа. Геоэлектрический разрез осадков представлен чередующимися отложениями глин с удельными электрическими сопротивлениями $8 \div 40 \Omega\text{м}$, песка ($60 \div 100 \Omega\text{м}$), алевролитов ($50 \div 150 \Omega\text{м}$) и песчаников ($35 \div 70 \Omega\text{м}$) различной мощности. Гидрогеологические условия характеризуются присутствием в песчано-глинистых отложениях песчаных водоносных горизонтов в виде протяженных по горизонтали линз с сопротивлением до $50 \Omega\text{м}$, иногда выходящих на поверхность.

Для анализа в качестве исходных данных использованы: кривые вертикального электрического зондирования в количестве 2 000 штук с максимальными разносами AB до $2 \div 4$ км, две точки МТЗ, временные разрезы методом МОВ-ОГТ на участке северной части бассейна, карты площадной гравиметрии масштаба 1:50 000. В результате интерпретации материалов установлено, что мощность мезозойско-кайнозойских осадочных отложений на этой территории не превышает 1.5 км. Удельные электрические сопротивления надпорного проводящего комплекса пород изменяются в диапазоне $30 \div 70 \Omega\text{м}$ и определяются литофациальными и гидрогеологическими условиями бассейна.

По периферии Ханкайского срединного массива образовались Суйфунский (II), Сучанский (III), Марьяновский (IV) и Алчанский (V) осадочные бассейны (рис.). Они выполнены морскими и континентальными терригенными, в том числе угленосными, и вулкано-

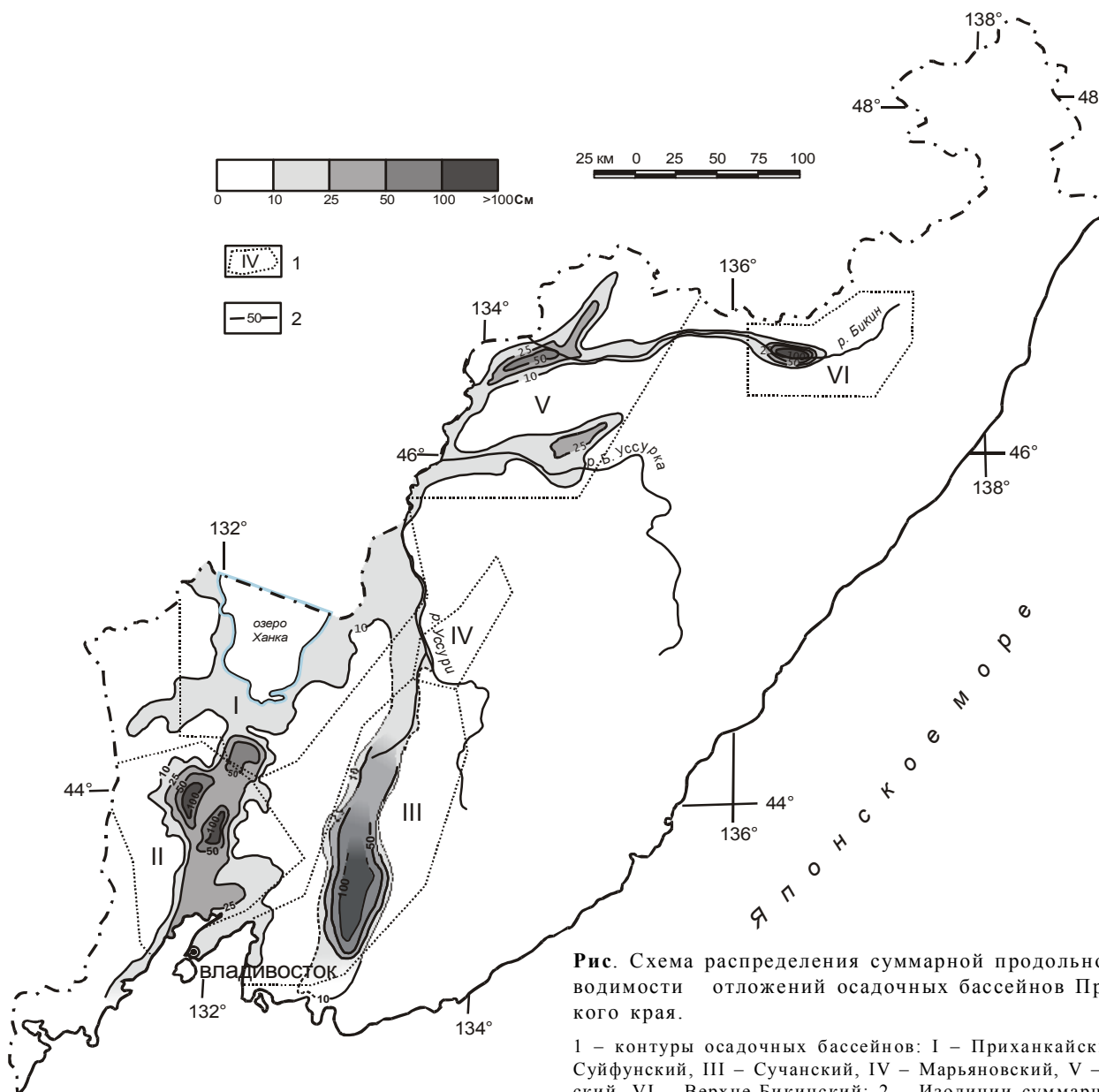


Рис. Схема распределения суммарной продольной проводимости отложений осадочных бассейнов Приморского края.

1 – контуры осадочных бассейнов: I – Приханкайский, II – Суйфунский, III – Сучанский, IV – Марьяновский, V – Алчанский, VI – Верхне-Бикинский; 2 – Изолинии суммарной продольной проводимости в См.

генно-осадочными отложениями, которые не испытывали интенсивной складчатости, метаморфизма и активного термального воздействия интрузивного магматизма. Возраст этих отложений – от позднепермского до неогенового. В их составе имеются пакки темно-серых и чёрных алевролитов и аргиллитов, образовавшихся в морских восстановительных условиях, угленосные толщи, песчано-глинистые породы, песчаники, вулканогенные образования. Наиболее проводящими породами, вне зависимости от возраста, являются глины, глинистые угленосные и песчано-глинистые отложения, алевролиты (табл.). Это объясняется, в первую очередь, наличием корреляционных зависимостей между водно-физическими и электрическими свойствами массивов горных пород. Для осадочных

пород существует чёткая связь между геолого-гидрологическими параметрами и удельным электрическим сопротивлением. Такие разрезы изучаются прежде всего методом электрических зондирований. Каждая из впадин по бортам оконтурена выходами на дневную поверхность пород разновозрастного фундамента (от перми до нижнего мела) с удельным сопротивлением, в среднем, 400 Ом.

Перечисленные впадины имеют некоторые различия в строении и возрасте слагающих отложений, их седиментологических и фациальных характеристиках, площади распространения и мощности осадков.

Например, наиболее изученный Суйфунский осадочный бассейн занимает площадь 7600 км², максимальная глубина подошвы осадочного чехла, по дан-

№	Наименование пород	Удельные электрические сопротивления, Ω	
		диапазон	среднее
1	Четвертичные аллювиально-делювиальные отложения	10–1400	
2	Нижнечетвертичные и верхнеогеновые пески и галечники	60–700	
3	Глины того же возраста	10–40	20
4	Песчано-валунно-галечные отложения	90–240	150
5	Неогеновые галечники	200–500	300
6	Неогеновые песчано-глинистые отложения	20–50	35
7	Неоген-палеогеновые гравийно-галечные отложения на песчано-глинистом цементе	40–80	60
8	Гравийно-галечные отложения с прослоями угля того же возраста	80–300	200
9	Глинистые угленосные отложения того же возраста	10–40	25
10	Палеогеновые отложения:		
	алевролиты	10–30	20
	аргиллиты	40–100	60
	алевролиты с прослоями песчаников	40–70	50
	песчаники	70–140	100
	конгломераты	100–170	140
	уголь бурый	90–240	170
11	Палеозойские интрузии и метаморфические отложения	200–2000	300
12	Породы разновозрастного фундамента (сцементированные песчаники, андезиты и их туфы, кремнистые отложения)	300–500	400

ным геофизических методов, составляет около 5 км. Осадочный чехол представлен морскими и континентальными терригенными угленосными и вулканогенными породами триасового, юрского, мелового, палеогенового и неогенового возраста. В пределах площади выделяется гидрогеологическая провинция, где основные запасы подземных вод сосредоточены в кайнозойских депрессиях.

При анализе использованы данные электрического зондирования (ВЭЗ, ДЭЗ) в объеме более 1000 физических точек и гравиметрическая съемка на всей площади бассейна, сейсморазведка методами МОВ, МПВ и МОВ-ОГТ на отдельных локальных участках. Следует отметить, что несколько десятков кривых дипольного электрического зондирования, полученных в центральной и северо-западной частях бассейна, имеют максимальные разносы до 10 км.

В результате анализа параметрических зондирований и каротажа неглубоких скважин (большинство имеют забой до 1 км) установлено, что геоэлектрический разрез представлен в основном типами КНА или QНА. Четвертичные и на отдельных площадях неогеновые отложения (геоэлектрические горизонты ρ_1 и ρ_2), представленные галечниками, конгломератами, базальтами и глинами, имеют переменное удельное сопротивление в диапазоне 40–300 Ω , мощности их достигают 150 м. Песчано-глинистые, угленосные, туфогенные отложения (горизонт ρ_3) позднемелового, реже палеогенового возраста имеют сопротивления 20–40 Ω , мощность их превышает 600 м. Нижнемеловые песчаники с прослоями алевролитов, аргиллитов, углей (горизонт ρ_4) повсеместно характеризуются повышенным сопротивлением 70–100 Ω , реже –

до 140 Ω , при мощности более 1000 м. Водоносные горизонты приурочены, как правило, к грубообломочным осадкам отдельных депрессионно-тектонических морфоструктур, а также могут образовывать изолированные друг от друга глинистыми прослоями локальные области повышенной проводимости. Иногда встречаются локальные участки высокого сопротивления, связанные с базальтовыми лавами. В основании разреза залегают метаморфизованные породы, иногда граниты, юрского и триасового возраста (горизонт ρ_5), имеющие высокие удельные сопротивления 200–300 Ω , в отдельных случаях около 500 Ω . В юго-восточной части бассейна низкими удельными сопротивлениями (10–50 Ω) характеризуются, в основном, палеогеновые отложения, представленные переслаивающимися слабосцементированными песчаниками, глинами и угленосными породами.

Сучанский бассейн (III) является наиболее обширным – его площадь составляет 10 400 км², максимальные глубины залегания подошвы осадков, по данным последних профильных исследований сейсморазведкой методом МОВ-ОГТ, – 8 км. Территория бассейна слабо изучена геофизическими методами. По всей площади имеются только данные гравиметрической съемки. Электроразведочные исследования методом ВЭЗ (более 1000 точек) проведены на отдельных площадях южной и северной частей бассейна. Максимальные разносы питающей линии не превышали 2 км. Поэтому особого внимания заслуживают результаты работ методом МОВ-ОГТ, полученные в ограниченном объеме в 90-х годах.

В гидрогеологическом отношении этот бассейн является наиболее сложным, так как объединяет раз-

народные геологические структуры. Здесь выделяются как трещинные, так и поровые воды, приуроченные к малым артезианским бассейнам.

Известно, что бассейн сложен такими же, как и в Суйфунском бассейне, морскими и континентальными породами, но с присутствием более древних, верхнепермских отложений. Имеющиеся скважины бурились на относительно небольшие глубины, обычно до первых сотен метров. Анализ каротажных диаграмм скважин и параметрических кривых электрического зондирования позволил оценить только общие особенности геоэлектрического разреза, который представлен, в основном, типом НКН. Наиболее проводящими отложениями (горизонт ρ_4 с удельным сопротивлением около 30 $\Omega\text{м}$) являются алевролиты и аргиллиты шоколадного и зелёного цвета, песчаники, гравелиты нижнего и верхнего мела; мощность их составляет около 3000 м. Подстилающие терригенные и вулканогенные породы (горизонт ρ_5) перми и девона имеют удельные сопротивления выше 1000 $\Omega\text{м}$. Перекрывающие молодые отложения палеогена и неогена (горизонты ρ_3 и ρ_2), а также породы четвертичного возраста характеризуются переменными сопротивлениями в диапазоне 50÷400 $\Omega\text{м}$.

Марьяновский осадочный бассейн (IV) занимает небольшую площадь, выполнен терригенными и вулканогенными породами мезозойско-кайнозойского возраста, мощность которых не превышает 1÷1.5 км. На его площади выделяется малый артезианский бассейн и хорошо развит грунтовый аллювиальный водоносный горизонт, принадлежащий гидросистеме р. Большой Уссурки. При исследовании использовались кривые электрического зондирования в количестве около 500 с максимальными разносами 1200 м, а отдельные точки ВЭЗ имеют разносы до 6000 м. Геоэлектрический разрез представлен, в большинстве случаев, типом КQH. Наиболее проводящими являются песчано-глинистые отложения палеоген-неогенового возраста мощностью до 800 м.

Алчанский осадочный бассейн (V) сложен морскими и континентальными терригенными, в том числе угленосными, и вулканогенными породами поздне-триасового, мелового, палеогенового и неогенового возраста. Площадь бассейна составляет 9300 км², максимальные мощности осадочного чехла достигают 5 км. Подземные воды бассейна приурочены чаще всего к верхней трещиноватой зоне пород и относятся к типу грунтовых. В исследовании внутреннего строения бассейна использовались электроразведка методом ВЭЗ в объёме более 10 000 физических точек, гравиметрия и сейсморазведка методом МОВ на двух небольших площадях. Максимальные разносы электрических зондирования, как правило, составляли 1000÷2000 м, но на трех региональных профилях выполнялись зондирования с разносами до 10 000 м.

В большинстве случаев, геоэлектрический разрез представлен типами КНА или КQH. Четвертичные и неогеновые отложения (горизонты ρ_1 и ρ_2), представленные песками, галечниками и глинами, имеют удельные сопротивления в широком диапазоне значений от 20 до 1500 $\Omega\text{м}$. Палеогеновые слабосцементированные песчаники, угли, песчано-сланцевые и песчано-глинистые отложения, алевролиты (горизонты ρ_3 и ρ_4) имеют низкие удельные сопротивления с величинами 10÷30 $\Omega\text{м}$, мощность их превышает 600 м. Разрез подстилается мезозойскими песчаниками, андезитами и их туфами, кремнистыми отложениями (горизонт ρ_5) с сопротивлениями 200÷300 $\Omega\text{м}$.

Среди кайнозойских бассейнов наиболее крупным и хорошо изученным является Верхне-Бикинский (VI). Он сложен кайнозойскими отложениями, залегающими с резким несогласием на поверхности размыва мезозойских пород. Длина бассейна составляет всего 55 км, ширина – 15 км. Здесь выполнено около 500 вертикальных зондирований с максимальными разносами $AB = 2\div 4$ км, в ограниченном объёме проведены сейсмические работы методом МОВ-ОГТ.

Осадочные отложения бассейна отличаются повышенной электропроводимостью. Интересна роль тектонических дислокаций при его заложении, и имеет смысл рассмотреть особенности этой впадины более подробно. В ее строении выделяются три структурные этажа.

Первый – это хорошо сцементированные, сильнодислоцированные песчаники, известняки, алевролиты, андезиты и их туфы возрастного диапазона от нижнего триаса до нижнего мела. Наибольшая глубина погружения кровли отложений (считаем их фундаментом) по данным сейсморазведки достигает 2900 м. У бортов они выходят на дневную поверхность.

Второй этаж сложен слабодислоцированными терригенными и вулканогенными породами верхнего мела и палеогена, включающими также андезиты, алевролиты, песчаники, углистые породы, конгломераты и гравелиты. Наибольшая мощность этих отложений в пределах депрессий колеблется в диапазоне 2000÷2500 м. Образования первых двух этажей прорваны многочисленными интрузиями, выделяются синклинали и антиклинальные складки, осложненные более мелкими структурами.

Третий этаж представлен недислоцированными породами (алевролиты, аргиллиты, покровы базальтов, галечники, пески и суглинки) неогеновой и четвертичной систем. Мощности их не превышают 600 м.

Геоэлектрический разрез бассейна представлен типами КНА, КQH. Наиболее проводящими отложениями (10÷20 $\Omega\text{м}$) в разрезе являются алевролиты палеогенового возраста. Низкими значениями удельных сопротивлений характеризуются также аргиллиты, алевролиты с прослоями песчаников

(40÷100 Ом). Выше и ниже по разрезу сопротивления увеличиваются.

СУММАРНЫЕ ПРОДОЛЬНЫЕ ПРОВОДИМОСТИ ОТЛОЖЕНИЙ В ОСАДОЧНЫХ БАСЕЙНАХ

Для определения суммарной проводимости (S) пород осадочных бассейнов наиболее представительными являются материалы электрических зондирования. Поскольку максимальные разности установок, в большинстве случаев, составляли в среднем 2 км, глубина исследований методом ВЭЗ не превышала 500 м. Лишь на отдельных участках Суйфунского и Алчанского бассейнов имеются кривые электрического зондирования с разностями до 10 000 м, которые позволили судить о строении и физических свойствах пород на глубину 1.5÷2 км.

Поэтому при составлении схемы суммарной продольной проводимости (S) бассейнов также использовались данные об электрических свойствах пород, полученные по данным каротажа скважин. Поскольку скважины бурились на небольшие глубины у бортов бассейнов, то удельные электрические сопротивления пород на глубинах более 500 м одного и того же литологического состава и возраста определялись путем интерполяции.

В результате обработки данных каротажа скважин и интерпретации параметрических кривых зондирования в осадочных бассейнах края определены диапазоны изменений и средние величины удельных электрических сопротивлений некоторых выделенных комплексов пород осадочного чехла, которые приведены в табл. После привязки геоэлектрических границ к стратиграфическим в пределах бассейнов устанавливались удельные электрические сопротивления конкретных слоев (табл.).

Для установления суммарной проводимости верхней части разреза привлекались кривые электрического зондирования, у которых имелась восходящая конечная ветвь. Общее количество таких кривых, выбранных нами из многих отчетов, составила около 3000. У части из них восходящая ветвь поднималась под углом 45° или близким к нему, но большинство кривых имели пологую восходящую ветвь. В процессе обработки и определения значений применялись известные способы [2] с использованием палеток. Полученные значения S уточнялись путем сравнения с результатами определения этой величины на основе данных количественной интерпретации методами подбора, когда устанавливались мощности и удельные сопротивления выделенных слоев в верхней части разреза. Такая информация приводится в отчетах, но поскольку некоторые исследования проводились в 50–60-х годах, то около сотни кривых выборочно переинтерпретированы с помощью автоматизированной системы на ПЭВМ.

На участках глубокого залегания фундамента для определения величины S привлекались результаты количественной интерпретации кривых кажущегося сопротивления, у которых отсутствовала восходящая ветвь, и данные о мощностях слоев осадочного чехла из сейсмо-геологических разрезов. Удельные электрические сопротивления слоев, как уже упоминалось, определялись по данным каротажа неглубоких скважин у бортов депрессий с учетом сведений о возрасте и литологии пород.

Следует отметить, что в процессе исследований не было возможностей использовать все геолого-геофизические материалы, поскольку они представлены в многочисленных отчетах ГПП «Приморгеолкома» и число их превышало 700. Нами детально просмотрены и проанализированы материалы 50-ти отчетов, касающихся основных осадочных бассейнов с участками глубокого погружения фундамента. Приоритетом пользовались исследования методом ВЭЗ с максимальными разностями 2 км и более на участках, где имелись результаты сейсморазведки. Однако говорить о полноте охвата всей необходимой информации преждевременно, и данная работа является начальным этапом сложной проблемы изучения осадочных бассейнов.

На основании анализа и обработки выбранных материалов построена схема изолиний величины суммарной продольной проводимости осадочного чехла бассейнов (рис.). Как видно, участки с наибольшими значениями S (более 100 См) находятся в пределах Суйфунского, Сучанского и Верхне-Бикинского бассейнов. Эти участки имеют сравнительно небольшие размеры по площади (200÷300 км²) и соответствуют либо большим глубинам (4 км и более) залегания разновозрастного фундамента (южные районы Приморья), либо мощности чехла в 3 км, где отложения характеризуются низкими удельными сопротивлениями (северные районы). Заметим, что в пределах участков есть точки со значениями 150 См. На территории Сучанского бассейна изолиния 100 См не замкнута с севера, поскольку отсутствует информация по этой части впадины. Породы подстилающего фундамента, имеющие удельное сопротивление свыше 400 Ом, не могут резко увеличить величины S, если не принимать во внимание возможные проводящие зоны на больших глубинах.

Вокруг выделенных аномальных участков располагаются зоны с проводимостью от 50 до 100 См. Они несущественно увеличивают площади в Суйфунском и Верхне-Бикинском бассейнах. В пределах Сучанского бассейна зона высокой проводимости имеет наибольшие размеры и не оконтурена с севера. На площади Суйфунской впадины в дополнение к двум участкам центральной части выделяется аномалия высокой проводимости в северной части. Кроме того, выделена зона высокой проводимости и на территории Алчанского бассейна.

Окаймляют участки с высокими значениями проводимости обширные зоны повышенной проводимости с величинами S в диапазоне 10÷50 См. Наибольшие площади зон отмечены в пределах Суйфунского и Алчанского бассейнов. Определить размеры зоны на территории Сучанского бассейна не представляется возможным в виду отсутствия данных. Участки повышенной проводимости Алчанского и Верхне-Бикинского бассейна соединяются в единую зону. Кроме того, повышенными проводимостями отмечаются Приханкайский осадочный бассейн и Гоголевская депрессия в среднем течении р. Большая Уссурка. Материалы геофизических работ на территории Марьяновского осадочного бассейна не анализировались. Возможно, в этом бассейне также имеет место зона повышенных проводимостей.

На большей части территории края суммарные продольные проводимости слагающих комплексов отложений не превышают 10 См. Согласно схеме тектонического районирования эта территория включает Сихотэ-Алинскую складчатую систему, Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс, Ханкайский срединный массив и Сергеевский выступ, а также верхнепалеозойские орогенные осадочно-вулканогенные комплексы, расположенные по периферии Ханкайского массива.

На данном этапе исследований отдельные небольшие участки, соответствующие остаточным прогибам и имеющие повышенные проводимости, нами не выделены. Известны несколько эпигеосинклинальных межгорных прогибов, в которых предполагаемая мощность осадочного чехла достигает 2÷3 км. Однако геофизических материалов, достаточных хотя бы для приближенной оценки проводимости на этих участках, не имеется. Поэтому в дальнейшем необходимо продолжить начатые исследования по определению продольной проводимости осадочно-вулканогенных комплексов на всей территории края, привлекая дополнительные геолого-геофизические материалы.

ВЫВОДЫ

Анализ и переинтерпретация данных электрических зондирований с привлечением сейсмо-геологических разрезов, результатов обработки каротажа скважин и параметрических кривых ВЭЗ позволили выделить участки высоких и повышенных проводимостей осадочных и вулканогенных отложений, которые территориально соответствуют наиболее глубокому залеганию разновозрастного фундамента в пределах осадочных бассейнов. Для построения схемы изопахит осадочного заполнения бассейнов необходима информация о средних продольных сопротивлениях всего комплекса осадков на рассматриваемой территории. Такая работа может быть предметом дальнейших исследований по переинтерпретации данных геофизических методов и, в первую очередь, электрического каротажа глубоких скважин.

Составленная схема суммарной продольной проводимости даёт основание считать, что наибольший интерес для нефтегазопоисковых работ представляют аномальные участки высокой проводимости в пределах Суйфунского и Сучанского бассейнов. Кроме того, эта схема будет использована для выявления и изучения зон глубинной электропроводности земной коры в области перехода от Азиатского континента и Тихому океану.

Статья подготовлена благодаря поддержке Министерства образования РФ, грант в области естественных наук Е00-9.0-48.

ЛИТЕРАТУРА

1. Шкабарня Н.Г., Шкабарня Г.Н. Методика предварительной оценки нефтегазоносности перспективных площадей Приморского края (по данным электрических зондирований) // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 6. С. 26–34.
2. Электроразведка: Справочник геофизика. В 2-х кн. М.: Недра, 1989.

Поступила в редакцию 17 января 2002 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым

N.G. Shkabarnya, G.N. Shkabarnya

Peculiarities of the structure of sedimentary basins in the Primorye Territory (from the data of electric prospecting)

This paper briefly discusses information about the geological and geophysical characteristics of sedimentary basins in the Primorye Territory. Based on data received from electric and seismic surveys and electric logging, the total longitudinal conductivities of the sedimentary cover were determined. An isoline scheme of the total longitudinal conductivity has been constructed, which made it possible to estimate the occurrence of the different-age basement within the main sedimentary basins.

О ПЕРЕМАГНИЧИВАНИИ МЕЛОВЫХ И ПАЛЕОГЕНОВЫХ ТОЛЩ КАМЧАТКИ И ЮГА КОРЯКИИ

Д.В. Коваленко, Е.Е. Чернов

Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, г. Москва

Проведены петромагнитные исследования перемагниченных и аналогичных неперемагниченных пород Камчатки и юга Корякии. Их сравнение показало, что по петромагнитным характеристикам перемагниченные и неперемагниченные толщи практически не отличаются. Практически во всех исследованных перемагниченных толщах, за исключением некоторых толщ Малкинского выступа, не выявлены признаки химического и термоостаточного перемагничивания. Предположение о термовязком перемагничивании толщ объясняет отсутствие следов формирования большой концентрации новых магнитных минералов, сильной термической проработки пород и однокомпонентную послескладчатую намагниченность толщ с различными магнитными минералами (магнетит и гематит). Но при такой интерпретации трудно объяснить длительное существование источника тепла, необходимого для прогрета пород до 200–300°C.

Ключевые слова: палеомагнетизм, вторичная намагниченность, петромагнитные характеристики, мел, палеоген, Камчатка, Корякия.

ВВЕДЕНИЕ

Накопленные в настоящее время палеомагнитные данные показывают, что в геологических структурах различных геологических блоков часто участвуют толщи, первичная намагниченность которых частично или полностью замещена более поздней намагниченностью. Такие породы широко распространены в геологических структурах разного возраста, на разных стадиях их тектонического развития. Ареалы перемагничивания пород часто простираются на большие расстояния. Очевидно, что перемагничивание пород является следствием каких-то глобальных физических и геологических процессов, знание которых важно для понимания закономерностей развития земной коры. В этой связи, мы провели исследования проблемы перемагничивания толщ Камчатки и юга Корякии.

В настоящее время районы Камчатки и юга Корякии достаточно детально исследованы палеомагнитным методом [6–15, 18–20, 24, 25]. Естественная остаточная намагниченность исследованных геологических комплексов имеет различную природу – намагниченность некоторых комплексов включает только одну доскладчатую компоненту, намагниченность других состоит из нескольких доскладчатых и послескладчатых компонент, намагниченность еще ряда толщ характеризуется только присутствием послескладчатых компонент. Послескладчатые вторич-

ные компоненты намагниченности встречаются в толщах Камчатки и юга Корякии не реже, чем доскладчатые, и характеризуются высокой устойчивостью к температурной чистке и широким спектром блокирующих температур, часто до точек Кюри магнетита и гематита. В большинстве палеомагнитных работ анализировались в основном доскладчатые компоненты намагниченности, вопросы же о природе вторичной намагниченности незаслуженно игнорировались. В этой работе мы провели анализ структурного положения перемагниченных и неперемагниченных толщ на Камчатке и юге Корякии, сравнение палеомагнитных и петромагнитных характеристик перемагниченных и аналогичных неперемагниченных пород, а также анализ петромагнитных и палеомагнитных параметров перемагниченных в виде единого пакета тектонических чешуй толщ разного генезиса, имеющих важное значение для решения поставленной проблемы.

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ПЕРЕМАГНИЧЕННЫХ И НЕПЕРЕМАГНИЧЕННЫХ ТОЛЩ

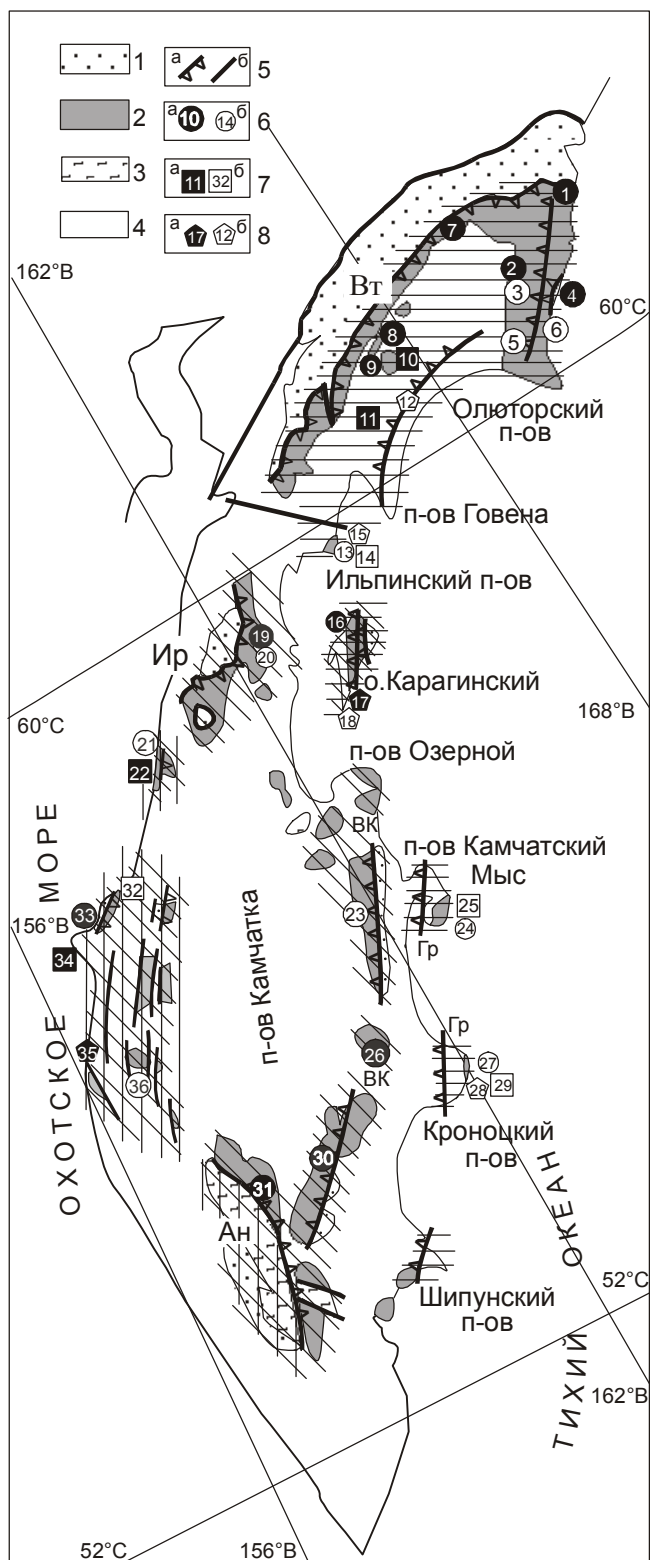
Вторичная намагниченность горных пород Камчатки и юга Корякии характеризуется разными спектрами блокирующих температур. Многие из них уничтожаются при нагревах до 200–300°C и, вероятно, имеют вязкую природу. В данной работе нас интере-

суют относительно устойчивые к размагничивающим факторам компоненты, поэтому перемагниченными будем называть породы, вторичная намагниченность которых сохраняется при нагревах не менее чем до 450–500°C. Неперемагниченными названы породы, обладающие доскладчатой намагниченностью, вторичные компоненты намагниченности которых “счищались” при температуре не более 200–300°C. Структурное положение перемагниченных и неперемагниченных толщ наиболее четко видно на юге Корякии. Здесь широкая полоса перемагниченных пород занимает внутреннее по отношению к побережью положение и протягивается вдоль крупного Ватынского тектонического покрова, имеющего коллизионную природу (рис. 1). Перемагничиванию подверглись пакеты тектонически совмещенных надвиговых пластин и чешуй, сложенных породами разного генезиса (лавы, туффиты, флиш, красные яшмы, кремни), сформированных в различных геодинамических обстановках. Практически все породы перемагничены полностью, доскладчатые компоненты намагниченности в них не были выделены вообще. Большинство направлений вторичной намагниченности из этой полосы перемагничивания близки к направлению современного магнитного поля Земли для этого района или полю, обратному ему (табл.). Следовательно, перемагничивание толщ, скорее всего, происходило после главных этапов деформаций в районе юга Корякии.

На Камчатке четкой приуроченности перемагниченных пород к какой-либо геологической структуре не наблюдается. Но также можно отметить, что большинство вторичных компонент намагниченности формировались после главных этапов деформаций пород Камчатки (табл.).

Рис. 1. Положение перемагниченных и неперемагниченных толщ в структуре Камчатки и юга Корякии.

1 – Хозгонско-Лесновско-Укеляятский флишевый пояс; 2 – поздне меловые островодужные толщи; 3 – выступы метаморфического фундамента; 4 – районы распространения кайнозойских толщ; 5 – разрывные нарушения: а – надвиги, б – субвертикальные; 6–8 – перемагниченные (а) и неперемагниченные (б) толщи поздне мелового (6), палеоценового (7) и эоценового возраста (8). Цифры показывают различные районы, где проводились палеомагнитные исследования: 1 – бухта Анастасии [10]; 2, 3 – бассейн р. Ничакваям [7]; 4 – мыс Витгенштейна [7]; 5 – бассейн р. Бурной [10]; 6 – м. Вулканический [10]; 7 – верховья р. Апуки [18]; 8, 9 – хр. Майны-Какыйне [8]; 10 – Ивтыгинский хребет [8]; 11 – бассейн р. Хатапваям [8]; 12 – хр. Малиновского [8]; 13–15 – Ильпинский п-ов [6]; 16–18 – о. Карагинский [12, 14]; 19, 20 – Камчатский перешеек [15]; 21, 22 – устье р. Паланы [14]; 23 – хр. Кумроч [25]; 24, 25 – п-ов Камчатский мыс [24]; 26 – хр. Тумрок [24]; 27–29 – Кроноцкий п-ов [24]; 30 – Валагинский хребет [20]; 31 – Малкинский выступ [13]; 32, 33 – хр. Омгон [19]; 34 – Утхолокский п-ов [14]; 35 – м. Омбон [19]; 36 – бассейн р. Тихой [19].



Горизонтальная штриховка – области миоценовой складчатости, косая – раннеэоценовой, вертикальная – поздне меловой. Наложение разных штриховок свидетельствует о том, что в этих районах проявлены несколько этапов деформаций пород.

Таблица. Характеристики послескладчатой намагниченности толщ Камчатки и юга Корякии.

N	Возраст	Тест	D _g	I _g	K _g	α _{95g}	D _s	I _s	K _s	α _{95s}	ДФ
1a	K ₂ cp-m	F-	31	-79	19	5	43	4	14	6	С 30
1б	K ₂ cp-m	F-	282	-77	32	4	203	-24	2	13	С 25
2	K ₂ st	F-	321	-57	22	5	86	-33	10	8	С 45
4a	K ₂ st-m	F-T-	171	54	12	7	311	32	2	19	С 55
4б	K ₂ st-m	F-T-	14	70	14	7	348	-26	1	24	0
7	K ₂ cp-d	F-	направление не рассчитывалось								
8	P ₁	T-	32	-59	10	14	91	-71	10	14	С 50
9	P ₁	T-	310	-45	13	14	322	-23	14	14	ССЗ 60
8,9	P ₁	F-T-	56	78	9	9	100	58	5	12	0
10	P ₁	T-	227	-46	11	15	161	-38	10	15	3 40
11	P ₁	F-	196	-86	14	6	136	-32	10	7	С 20
16a	K ₂	F-T-	170	-62	36	7	223	-10	8	15	0
16б	K ₂ cp-m	F-T-	302	-30	9	7	314	2	6	9	ЗСЗ 60
17	P ₂	R-T-	299	68	12	11	313	53	10	12	0
19	K ₂ cp-m	F-	347	69	17	7					0
22	P ₁	F-T-	203	-86	12	15	225	-71	8	19	0
26	K ₂ cp-m	F-	направление не рассчитывалось								
30	K ₂ cp-m	F-	направление не рассчитывалось								
31a	K ₂ cp-m	F-	350	71	29	4	343	-13	14	6	0
31б	MZ	F-	231	48	10	10	11	67	6	12	ЮЗ 60
31в	PZ-MZ	F-	52	66	18	7	43	11	12	8	0
31г	PZ-MZ	F-	335	85	40	5	326	1	23	7	0
31д	MZ	F-	314	48	37	7					Ю 20
31е	PZ-MZ	F-	56	64	32	6	45	2	22	7	3 10
31ж	MZ	F-	75	60	19	8	79	16	14	10	3 15
31з	K ₂ cp-m	F-	327	54	20	4	359	-3	11	6	0
31и	K ₂ cp-m	F-	8	72	19	7	41	13	12	9	0
33a	K ₂	F-	231	-74	29	8	312	-57	11	13	0
33б	K ₂	T-	260	-21	37	8	191	-58	39	8	3 69
34a	P ₁	F-	41	74	76	4	73	76	24	7	0
34и	P ₁	F-	79	67	41	6	62	46	2	24	0
35	P ₂	F-	174	-38	29	7	185	-60	22	8	Ю 37

Примечание. 1 – Бухта Анастасии [10]: (а) – позднемиоценовые базальты, красные яшмы, кремни, осадки, сформированные в условиях окраинного моря, (б) – позднемиоценовые островодужные туфы; 2 – меловые океанические базальты в бассейне р.Ничакваам [7]; 4 – эоценовый флиш в районе м. Витгенштейна, (а) и (б) – разные послескладчатые компоненты намагниченности [7]; 7 – верховья р. Алука, позднемиоценовые островодужные туфы [18]; 8–9 – хр. Майны-Какыйне, позднемиоценовые островодужные туффиты [8]; 10 – Ивтыгинский хребет, позднемиоценовые туфы, туффиты [8]; 11 – бассейн р. Хатапваам, раннекайнозойские песчаники, алевролиты, карбонатные конкреции, туффиты [8]; 16,17 – о. Карагинский, позднемиоценовые туфы, туффиты (16) [12], среднеэоценовые туфы (17) [14]; 19 – позднемиоценовые окремненные туффиты [15]; 22 – устье р. Паланы, палеоэоценовые песчаники [14]; 26 – хр.Тумрок, позднемиоценовые базальты [24]; 30 – Валагинский хр. [20]; 31 – Малкинский выступ, а – позднемиоценовые островодужные туфы, б – меловые океанические базальты, в – амфиболиты андриановской свиты, г – амфиболиты колпаковской свиты, д – габбро, е – гнейсы, ж – зеленые сланцы [13]; 33 – хр.Омгон, меловой флиш [19]; 34 – п-ов Утхолок, палеоэоценовые лавы и туфы [14]; 35 – мыс Омбон, эоценовые лавы, окраинно-континентального генезиса [20].

N – номер палеомагнитного направления на рис.3; D, I, K, α₉₅ – склонение, наклонение, кучность и угол доверия. Символы g и s обозначают современную и древнюю системы координат соответственно; F – отрицательные результаты теста складки, T – движение вектора J_{нт} по дуге большого круга при “чистке” компоненты, R – отрицательный тест обращения. ДФ – направление и угол отклонения векторов послескладчатой намагниченности от поля перемагничивания. Например, С 45 соответствует отклонению вектора намагниченности на север на 45°.

ПЕТРОМАГНИТНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ВОЗМОЖНЫХ ПРИЧИН ПЕРЕМАГНИЧИВАНИЯ

Объекты исследования

Для исследования проблемы перемагничивания пород Камчатки и юга Корякии нами были изучены перемагниченные и для сравнения неперемагниченные позднемиоценовые вулканогенные островодужные толщи, широко распространенные в структуре Камчатки

и юга Корякии, и палеоэоценовые осадочные комплексы пород, обнажающиеся на юге Корякии. Мы считаем, что такое сравнение может быть корректным, так как, по мнению большинства исследователей, островодужные толщи формировались в позднем мелу в условиях одной островной дуги (Озерновско-Валагинская [1] или Олюторская [2, 3, 21]) и имеют общую тектоническую историю, а осадочные породы накапливались в пределах единого небольшого бас-

сейна (Ильпинско-Пахачинский прогиб [21]). Среди островодужных комплексов в качестве перемагниченных объектов были выбраны толщи хребта Майны-Какыйне (8 и 9 на рис. 1 и в табл.) и Малкинского выступа (31 на рис. 1 и 31а в табл.), намагниченность которых представлена только послескладчатыми компонентами, и толщи о.Карагинского (16 на рис. 1 и в табл.), в намагниченности которых выделяются послескладчатые компоненты, сохраняющиеся до 500°C. Неперемагниченные толщи изучались в бассейне р.Бурной (3 на рис. 1), в районе мыса Вулканического (6 на рис.1), на Камчатском перешейке (20 на рис. 1) и в хр.Кумроч (23 на рис. 1). В их намагниченности либо отсутствуют послескладчатые компоненты, либо они низкотемпературные, направлены по современному полю Земли и, скорее всего, связаны с вязким перемагничиванием.

Перемагниченные осадочные толщи исследовались в центральной части Ильпинско-Пахачинского прогиба (11 на рис. 1 и табл.), неперемагниченные – в его южной части (14, 15 на рис. 1).

Методы исследования

В настоящее время наиболее распространены три типа процессов перемагничивания, которые могут привести к полному уничтожению первичной намагниченности и к формированию новых, устойчивых к размагничивающим воздействиям компонент намагниченности: 1) сильный прогрев пород и приобретение ими термоостаточной намагниченности; 2) химическое преобразование пород с формированием новых магнитных минералов (обычно чистого магнетита или гематита) и 3) термовязкое перемагничивание, протекающее при низких температурах в течение длительного времени.

Для выяснения, с каким из этих процессов связано перемагничивание толщ Камчатки и юга Корякии, мы провели следующие исследования перемагниченных и неперемагниченных толщ:

1. Изучение магнитных минералов и их преобразований на электронном микроскопе “CAMSCAN” с приставкой для микроанализа “LINK-860”, позволяющей анализировать объекты размером до 2–3 мк.
2. Снятие кривых J_s-T , $J_{rs}-T$ с целью выявления магнитных фаз в исследуемых породах [16, 17].
3. Измерения параметров петель гистерезиса и магнитной восприимчивости образцов с целью примерной оценки концентрации магнитных минералов в породах и их доменной структуры [4].
4. Снятие коэрцитивных спектров пород [4].
5. Исследования вторичных изменений пород на оптическом микроскопе с целью определения возможных температур их вторичных прогревов.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Неперемагниченные породы

В бассейне р. Бурной опробованные для палеомагнитного анализа позднемеловые толщи сложены разнозернистыми кристалловитрокластическими туфами и туффитами. Вторичные изменения этих пород представлены слабой пелитизацией плагиоклазов, появлением пумпеллиита, хлоритизацией и иногда карбонатизацией пироксенов и стекла. Такая ассоциация минералов могла формироваться при $T=190-250^\circ\text{C}$, $P=1-1.5$ кбар. Кривые J_s-T , $J_{rs}-T$, снятые по 6 образцам, показывают, что в породах присутствует только одна магнитная фаза – магнетит с $T_c = 550-570^\circ\text{C}$ (рис. 2). Но микрозондовые исследования, проведенные по 4 образцам, показали, что магнитные минералы в них представлены однородными на вид зернами титаномагнетита с содержанием TiO_2 до 12–15% (рис. 3). По-видимому, это противоречие связано с тем, что титаномагнетит претерпел тонкий, не фиксирующийся микрозондом спиноподальный распад с образованием магнетита и немагнитной минеральной фракции. Магнитные зерна либо равномерно распределены по породе, либо образуют скопления (чаще всего в виде включений в альбите). Размер разрозненных зерен колеблется от 5 до 50 мк, в скоплениях – до 2 мк. В некоторых шлифах наблюдались единичные агрегаты, состоящие из магнетита, ильменита и сфена. По 64 образцам измерены параметры гистерезиса: J_s находятся в интервале 0,005–4,75 единиц СГС, $H_{cr} = 75-745$ э, $H_c = 38-209$ э. Отношения $J_{rs}/J_s = 0.02-0.13$ и $H_{cr}/H_c = 2,6-11.24$ скорее всего свидетельствуют о многодоменной структуре магнитных зерен. Коэрцитивные спектры для 4 образцов показаны на рис. 4.

В районе м. Вулканического опробованные породы представлены кристалловитрокластическими туффитами, силицитами, туфосилицитами, туфалевролитами. Породы достаточно свежие, вторичные минералы представлены хлоритом и пумпеллиитом, развивающимся по стеклу, соссюритом, эпидотом, хлоритом – по плагиоклазу и пироксену. Данная ассоциация формируется в интервалах $T=210-270^\circ\text{C}$, $P=1-2$ кбар. Микрозондовое изучение 5 образцов показало, что магнитные минералы в них также представлены многочисленными разрозненными зернами титаномагнетита, видимый размер которых от 1 до 30 мк, и скоплениями мелких зерен, размер которых не превышает 3 мк (рис. 3). Разрозненные зерна титаномагнетита не несут видимых следов магнитного распада, но кривые J_s-T , $J_{rs}-T$ (рис. 2) показывают только магнетит с $T_c = 550-570^\circ\text{C}$, что свидетельствует о спиноподальном распаде титаномагнетита. Иногда в зернах наблюдаются трещины, вероятно связанные с низкотемпературным окислением титаномагнетита. Пара-

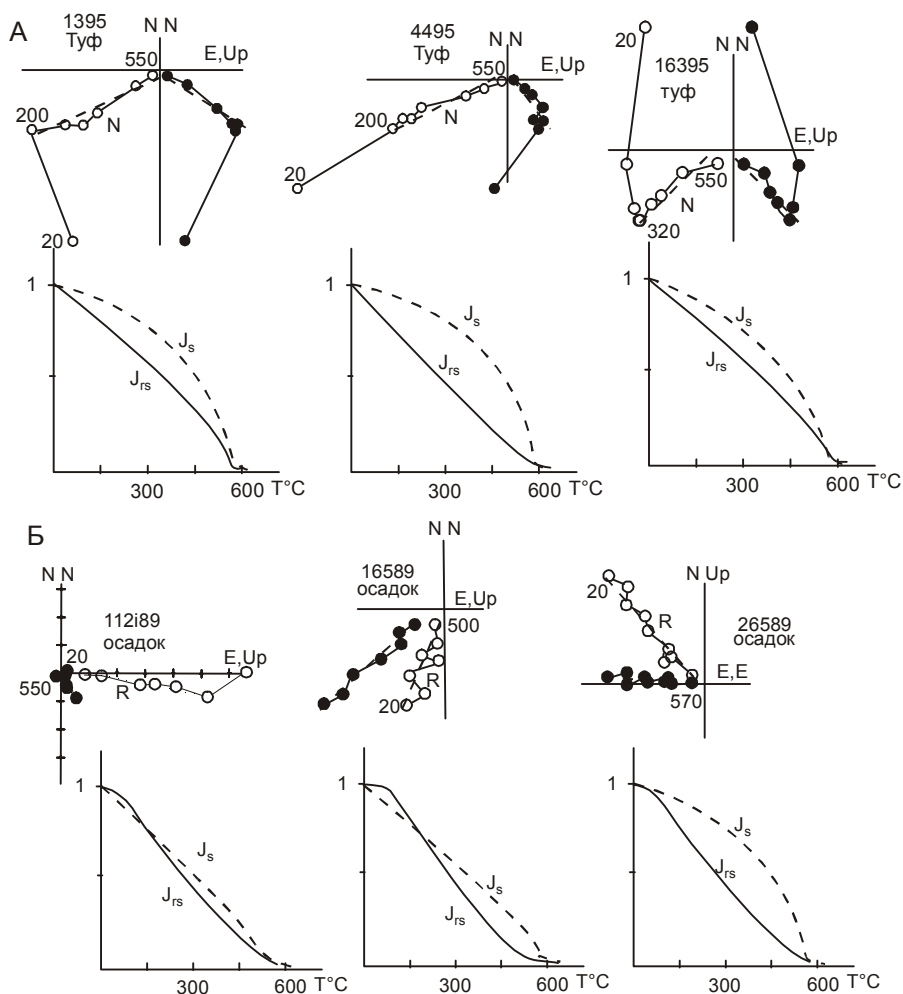


Рис. 2. Примеры диаграмм Зийдервельда и зависимостей J_s -Т и J_{rs} -Т для неперемагнитных пород.

А – островодужные туфы и туффиты (бассейн р. Бурной – обр.1395 и 4495, мыс Вулканический – обр.16395); Б – осадочные породы Ильпинско-Пахачинского прогиба (Ильпинский п-ов).

метры гистерезиса для 29 образцов свидетельствуют о многодоменной структуре магнетита и находятся в интервалах: J_s – 0,1–3,1 единиц СГС, H_{cr} – 419–989 э, H_c – 92–344 э, J_{rs}/J_s – 0,01–0,18, H_{cr}/H_c – 2,3–7,75. Коэрцитивные спектры для 4 образцов показаны на рис. 4.

Позднемеловые вулканогенные толщи хр.Кумроч представлены кристалловитрокластическими и витрокластическими туфами и туффитами. Вторичные изменения выражены в развитии тонкого агрегата цеолитов, хлоритов и гидроксидов железа по стеклу и цеолитов и пелитовых минералов по плагиоклазу и протекали в условиях цеолитовой фации ($T=150$ – 160°C , P не более 0,5 кбар). Микронзондовые исследования были проведены по 4 образцам туфов. Были выявлены зерна титаномагнетита (от 1 до 80–100 мк), без видимых структур распада и окисления. Характерные распределения составов титаномагнетита показаны на рис. 3. Кривые J_s -Т, J_{rs} -Т (рис. 2) показывают присутствие только магнетитовой фазы с $T_c=580^\circ\text{C}$. Параметры гистерезиса сняты по 7 образцам: J_s – 0,7–2,66 единиц СГС, H_{cr} – 218–297 э, H_c – 42–96 э, J_{rs}/J_s – 0,04–0,1, H_{cr}/H_c – 3,1–5,2 и характерны для многодоменного магнетита.

На Камчатском перешейке была опробована толща, сложенная преимущественно туфами и туффитами. Выделяются туфы кристалловитрокластические и витрокластические. По набору наложенных фаз (цеолиты, хлорит, оксиды железа, карбонат) можно сделать вывод, что условия метаморфизма соответствуют цеолитовой фации ($T=150$ – 160°C , P не более 0,5 кбар). Для микронзондовых исследований были выбраны 3 образца туфов. Характерные распределения составов титаномагнетита, выявленных на микронзонде, показаны на рис. 3. Зерна титаномагнетита однородные, без видимых признаков магнитного распада и окисления, но анализ кривых J_s -Т, J_{rs} -Т (рис. 2) свидетельствует об их спинодальном распаде с образованием магнетитовой фазы с $T_c=580^\circ\text{C}$. Измеренные по 6 образцам параметры петель гистерезиса распределены в интервалах: J_s – 0,5–1,7 единиц СГС, H_{cr} – 290–638 э, H_c – 96–229 э, J_{rs}/J_s – 0,08–0,18 и H_{cr}/H_c – 2,28–3,37 и характерны для многодоменных зерен магнетита.

На Ильпинском полуострове были исследованы терригенные толщи, сложенные тонкослоистыми ту-

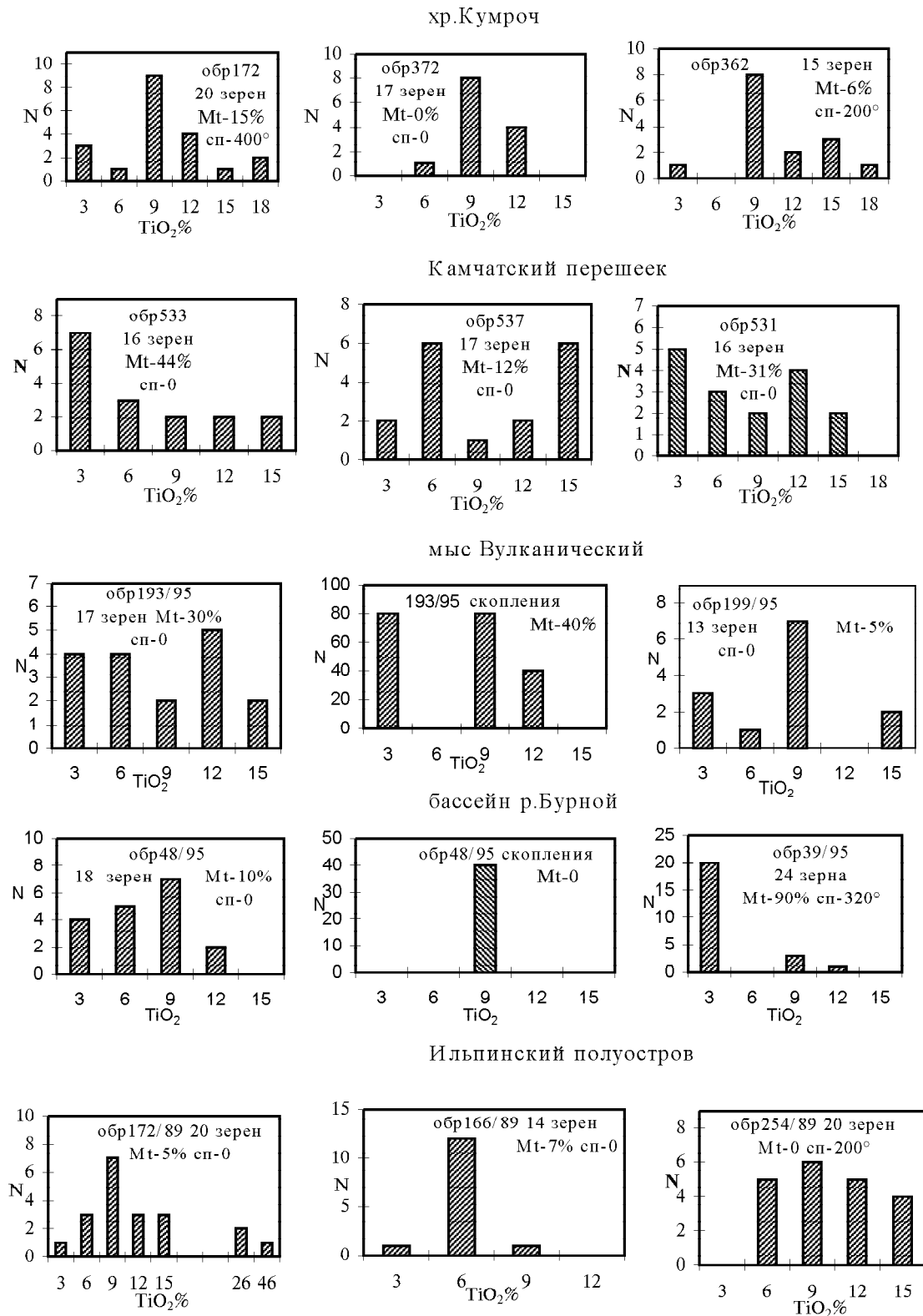


Рис. 3. Гистограммы распределений составов титаномагнетита из перемагничиванных позднемеловых островных и раннекайнозойских осадочных толщ.

Ордината – количество зерен, абсцисса – содержание TiO_2 . В области гистограммы указаны суммарное количество исследованных магнитных зерен, процентное содержание чистого магнетита от общего числа зерен (Mt – 35%, Mt – 20% и т.д.). Обозначение СП-250°, 320° и т.д. указывает на присутствие в намагниченности образца вторичной компоненты и температуру ее уничтожения. СП-0 обозначает отсутствие вторичных компонент.

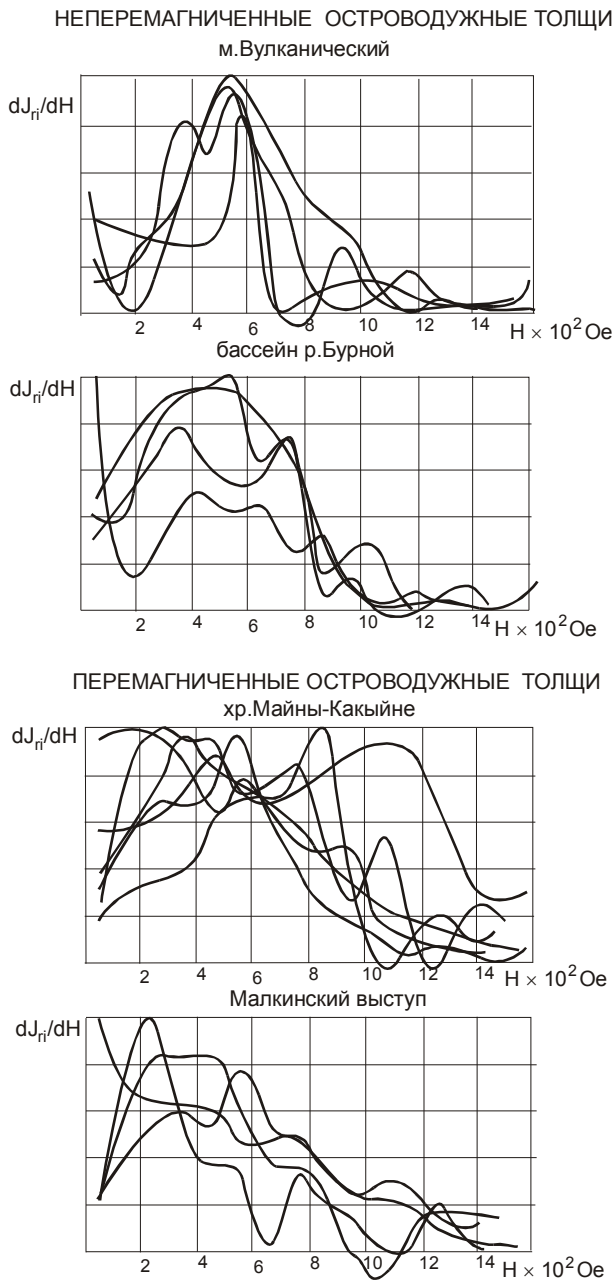


Рис. 4. Коэрцитивные спектры для неперемагниченных и перемагниченных позднемеловых островодужных пород.

фопесчаниками, туфоалевролитами, туфоаргиллитами с многочисленными горизонтами карбонатных конкреций. Возраст толщ от позднего мела до раннего олигоцена. Вторичные изменения пород выражены в девитрификации и очень слабой хлоритизации стекла. Плагиаказы часто свежие, незамутненные, иногда – слабо цеолитизированные и сосюритизированные, в единичных зернах плагиаклаза наблюдается вторичный пренит. По клинопироксену развит хлорит и эпидот. Судя по очень слабым изменениям, можно предпо-

ложить, что условия метаморфизма пород характеризовались низкими температурой и давлением: $T=160-180^{\circ}\text{C}$, $P=1$ кбар. Как показали микрозондовые исследования 4 образцов, магнитные минералы в осадочных породах Ильпинского п-ова представлены титаномагнетитом, зерна которого характеризуются изометричными и обломочными формами. Размер зерен колеблется от 1–2 до 20 мк. Зерна титаномагнетита иногда однородные и плотные, иногда рыхлые и трещиноватые. Часто в зернах титаномагнетита наблюдаются трещины низкотемпературного окисления. Содержание TiO_2 в титаномагнетитах колеблется от 4 до 15–17% (рис. 3). Кривые J_s - T , J_{rs} - T (рис. 2б) по 8 образцам показывают присутствие только магнетитовой фазы или низкотитанистых титаномагнетитов с $T_c=500-580^{\circ}\text{C}$. На единичных кривых наблюдаются пики при температуре около 400°C , которые могут свидетельствовать о присутствии маггемита. Параметры гистерезиса сняты по 38 образцам: $J_s - 0.08-2.35$ единиц СГС, $H_{cr} - 238-1005$ э, $H_c - 47-129$ э. Отношения $J_{rs}/J_s - 0.01-0.11$, $H_{cr}/H_c - 2,9-14,5$ характерны для многодоменного магнетита. Коэрцитивные спектры показаны на рис. 5.

Перемагниченные породы

Перемагниченные позднемеловые и палеоценовые толщи хр. Майны-Какыйне сложены вулканогенными породами, включающими разнометричные туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты и туфосилициты. Микроскопическое изучение пород этого района показало, что основными парагенезисами вторичных минералов в различных типах пород являются хлорит-цоизит-эпидот-карбонат, развивающиеся по стеклу; хлорит-карбонат-эпидот-альбит-цоизит, редко пренит и пумпеллиит – по плагиаклазу; хлорит-эпидот, реже карбонат, цоизит, актинолит – по клинопироксену. Такие ассоциации соответствуют границе цеолитовой и пренит-пумпеллиитовой субфаций ($T=200-220^{\circ}\text{C}$, $P=1-2$ кбар) и средней части пренит-пумпеллиитовой субфации ($T=230-250^{\circ}\text{C}$, $P=1-2$ кбар). Микрозондовое исследование магнитных зерен из 8 образцов показало, что они представлены титаномагнетитом двух типов – разрозненными зернами от первых микрон до 100 мк и мелкими (1–3 мк) включениями рудных минералов в альбите. Зерна первого типа однородные на вид, без признаков распада. В большинстве зерен титаномагнетита наблюдаются трещины, образующиеся при их низкотемпературном окислении. Состав зерен второго типа близок к составу титаномагнетита первого типа (рис. 6). Кривые J_s - T , J_{rs} - T показали, что все магнитные минералы претерпели спиновальный распад до магнетита с $T_c - 550-580^{\circ}\text{C}$ (рис. 7а). Параметры гистерезиса сняты по 38 образцам. J_s находятся в интервале 0.1–6.5 единиц СГС, $H_{cr} - 173-786$ э, $H_c - 16-277$ э. Отношения J_{rs}/J_s и $H_{cr}/H_c -$

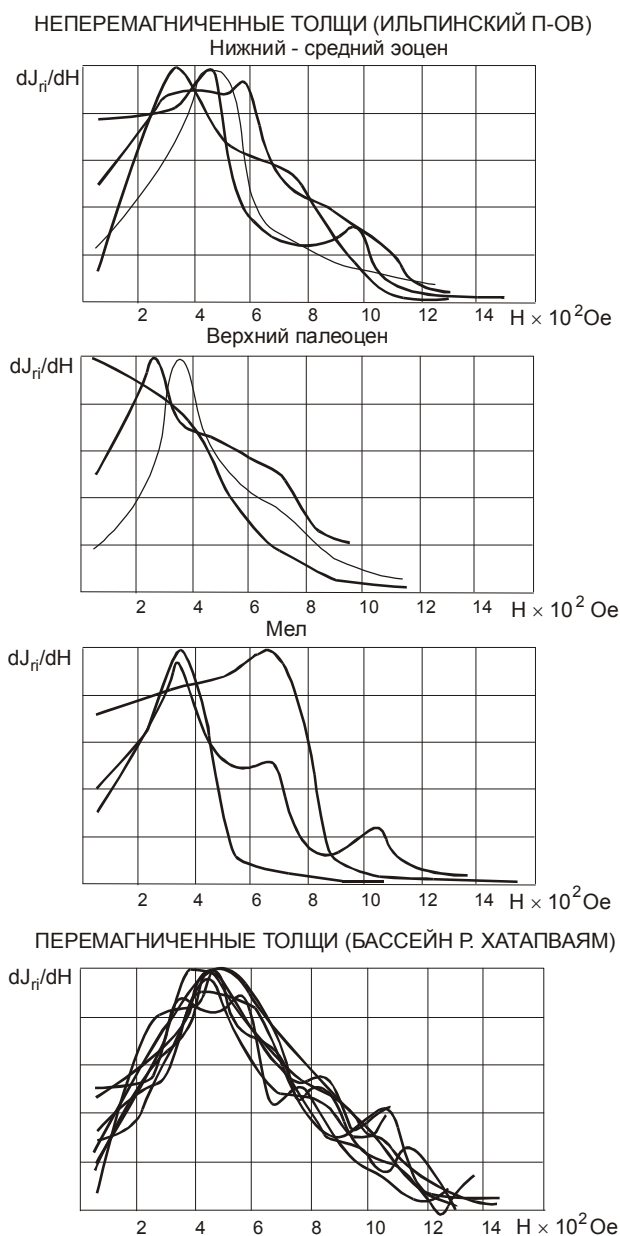


Рис. 5. Коэрцитивные спектры для неперемагниченных и перемагниченных раннекайнозойских осадочных толщ.

распределены в интервалах 0.01–0.15 и 2,15–11.7 и типичны для многодоменного магнетита. Коэрцитивные спектры показаны на рис. 4.

Островодужные туффыты Малкинского выступа на юге Камчатки представлены разнозернистыми литовитрокристаллокластическими (с существенным преобладанием кристаллокластов), кристалловитрокластическими и витрокластическими разностями. Вторичные изменения туффов выражены в развитии хлоритов, цеолитов и лимонита по литокластам стекловатых пород; цеолитов, хлоритов, карбонатов, пренита, реже соссюрита – по плагиоклазам; по пи-

роксенам – хлорита, реже эпидота. В некоторых образцах наблюдаются субпараллельные прожилки, выполненные тонкозернистым пренит-карбонатным агрегатом. Парагенезисы вторичных минералов отвечают условиям низов пренит-пумпеллиитовой субфации ($T = 190–210^{\circ}\text{C}$, $P = 1–1.5$ кбар). Из туффов Малкинского выступа были изучены на микронзонде 5 образцов. Магнитные минералы в них представлены отдельными однородными зернами титаномагнетита, размером от 1 до 200 мк, а также скоплениями мелких, до 4 мк, зерен титаномагнетита, которые пространственно ассоциируют с кристаллами альбита, и, вероятно, являются включениями в этом минерале. Типичные распределения содержаний TiO_2 как в отдельных зернах титаномагнетита, так и во включениях показаны на рис. 6. На кривых J_s - T , J_{rs} - T выявлена только точка Кюри чистого магнетита (рис. 7б), следовательно, зерна титаномагнетита претерпели тонкий спинодальный распад. Параметры петель гистерезиса измерялись по 45 образцам. J_s распределена в интервале 0,27–6.2 единиц СГС, H_{cr} – 209–866 э, H_c – 44–396 э, J_{rs}/J_s – 0.01–0.2, H_{cr}/H_c – 1.1–9,2. Отношения J_{rs}/J_s и H_{cr}/H_c для большинства образцов свидетельствуют о многодоменной структуре магнетита в них, но в 11 образцах отношение H_{cr}/H_c близко к единице при низких значениях отношения J_{rs}/J_s (0,1–0,2). Для этих образцов мы затрудняемся дать оценку доменной структуры магнитных минералов. Коэрцитивные спектры показаны на рис. 4.

На острове Карагинский все опробованные разрезы сложены туффитами различной зернистости, алевролитами и аргиллитами, иногда с карбонатными конкрециями. Вторичные изменения пород проявлены в пелитизации и карбонатизации плагиоклазов, отдельные зерна цеолитизированы, в ряде случаев появляется пренит и соссюрит. По клинопироксенам развиты гидроксиды железа. Стекло во всех шлифах превращено в бурый мезостазис, в некоторых шлифах развит тонкочешуйчатый хлорит. По ассоциациям вторичных минералов метаморфизм пород данной партии происходил в условиях, граничных между цеолитовой и пренит-пумпеллиитовой субфациями ($T = 180–200^{\circ}\text{C}$, $P = 1$ кбар). Микронзондовый анализ был проведен по 7 образцам туфов. В исследуемых породах обнаружены однородные на вид, без признаков распада, зерна титаномагнетита с различным содержанием TiO_2 (рис. 6). Поскольку кривые J_s - T , J_{rs} - T показали присутствие только магнетитовой фазы с $T_c = 576^{\circ}\text{C}$, очевидно, титаномагнетиты претерпели тонкий спинодальный распад, не фиксирующийся микронзондом. J_s (12 образцов) находятся в интервале 0.2–4.5 единиц СГС, H_{cr} – 183–366 э, H_c – 54–100 э. Отношения J_{rs}/J_s и H_{cr}/H_c – распределены в интервалах 0.02–0.09 и 2.25–4.3 и типичны для многодоменных зерен магнетита.

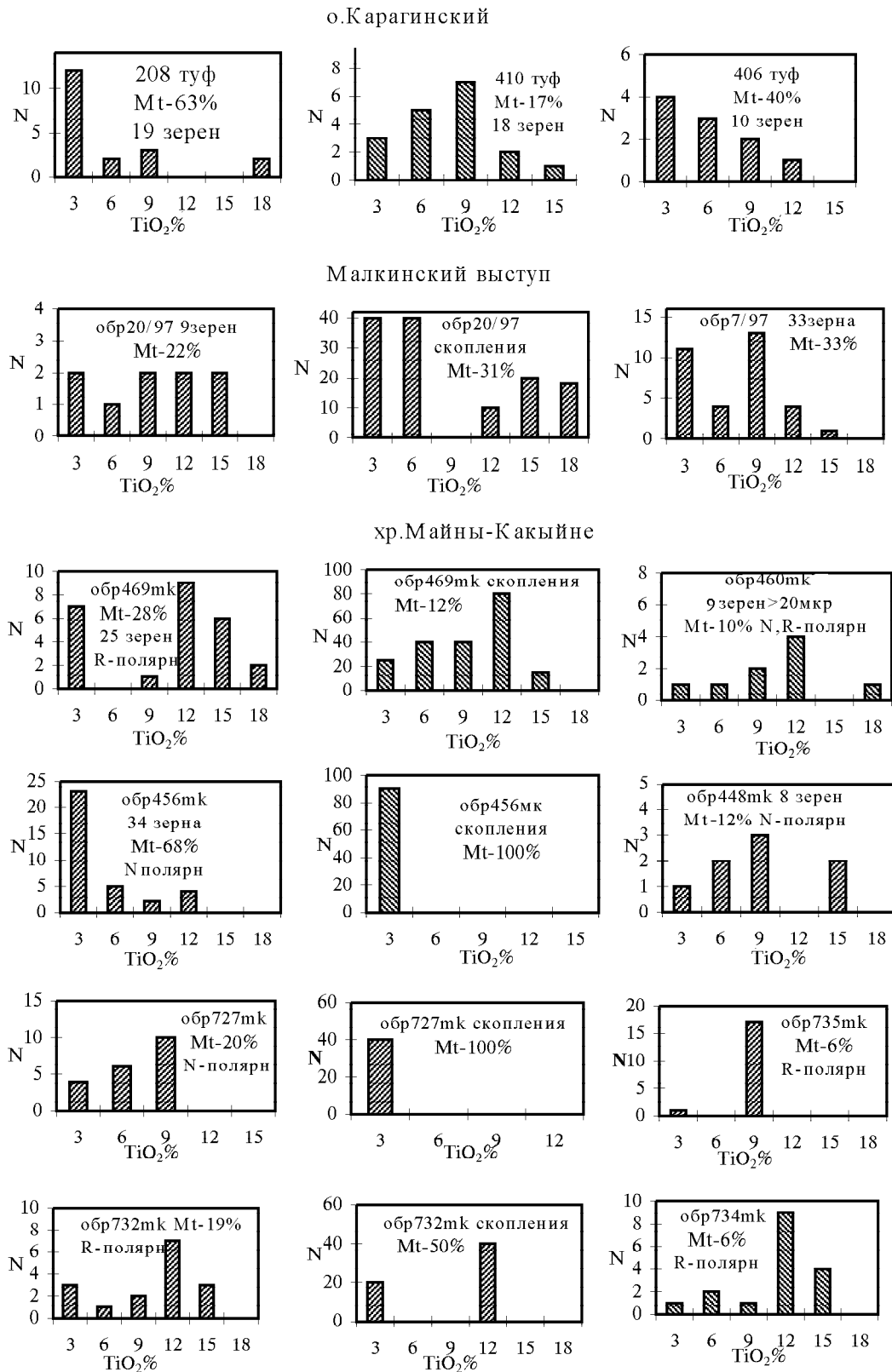


Рис. 6. Гистограммы распределений составов титаномагнетитов для перемагниченных поздне меловых островодужных толщ. Обозначения см. на рис. 3.

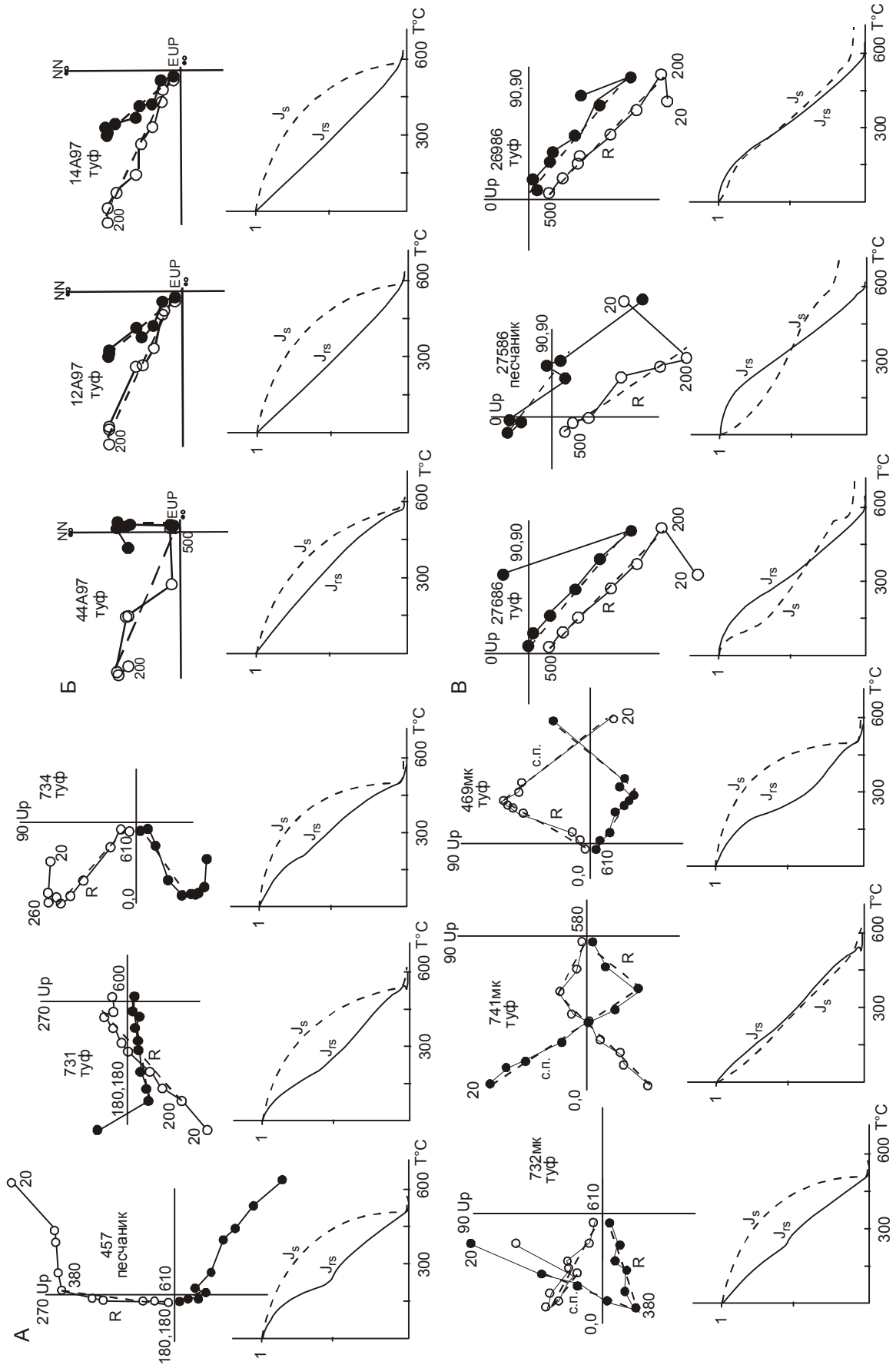


Рис. 7. Примеры диаграмм Зийдервельда и зависимостей J_s -T и J_{rs} -T для перемангниченных пород.

А – островодужные туфы и туффиты хр. Майны-Какayne. Б – Малкинского выступа. В – раннекайнозойских осадков бассейна р. Хагапваам.

В бассейне р. Хатапваям полностью перемагничены разрезы, сложенные в основном терригенными толщами: туфопесчаниками, туфоалевролитами, граувакками различной зернистости, пелитоморфными известняками палеоценового возраста. Вторичные изменения граувакк выражены в развитии крупночешуйчатого хлорита по пелитизированным тонкообломочным разностям этих пород, наличии участков карбонатизации и зон образования тонкочешуйчатого пренита в ассоциации с мелкозернистым эпидотом. В туфопесчаниках вторичные минералы представлены хлоритом, развивающимся по стеклу, карбонатами, эпидотом в ассоциации с пренитом. По плагиоклазам развиваются пренит, хлорит и пумпеллит. В пелитоморфных известняках выявлены процессы карбонатизации, хлоритизации и цеолитизации плагиоклазов, а также процессы хлоритизации авгита. Перечисленные выше ассоциации вторичных минералов свидетельствуют о метаморфизме толщ в условиях середины пренит-пумпеллитовой ступени ($T=220-240^{\circ}\text{C}$, $P=1-2$ кбар) [Frey et al., 1991]. Магнитные зерна, которые удалось наблюдать в терригенных породах бассейна р. Хатапваям, в одном шлифе представлены преимущественно ильменитом, в двух других шлифах – редкими мелкими (размерами менее 5 мк) зернами титаномагнетита. Содержание TiO_2 в зернах титаномагнетита варьирует от 2 до 12%.

вые J_s-T , $J_{rs}-T$ по 6 образцам указывают на присутствие только одной магнитной фазы – магнетита с $T_c - 550-575^{\circ}\text{C}$ (рис. 7в). Параметры петель гистерезиса измерялись по 34 образцам. J_s распределена в интервале 0,16–1,3 единиц СГС, $H_{cr} - 234-1104$ э, $H_c - 30-166$ э. Отношения $J_{rs}/J_s - 0.01-0.09$, $H_{cr}/H_c - 2,6-124,1$ характерны для многодоменных зерен магнетита. Коэрцитивные спектры показаны на рис. 5.

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Очевидно, что проведенные исследования позднемеловых островодужных туфогенных толщ, а также раннекайнозойских осадочных пород Ильпинско-Пахачинского прогиба не выявили отчетливых различий в неперемагниченных толщах и толщах, перемагниченных после их деформаций. Как перемагниченные, так и неперемагниченные толщи не претерпели сильных температурных воздействий (не выше 250°C), а видимые на микрозонде рудные минералы представлены в большинстве случаев гомогенным на вид титаномагнетитом, претерпевшим тонкий спинодальный распад с формированием чистого магнетита и немагнитных минеральных фаз. По данным работы [5], такой распад вполне вероятен на ранних стадиях формирования породы.

Характерной чертой исследованных островодужных туфов и туффитов (как перемагниченных, так

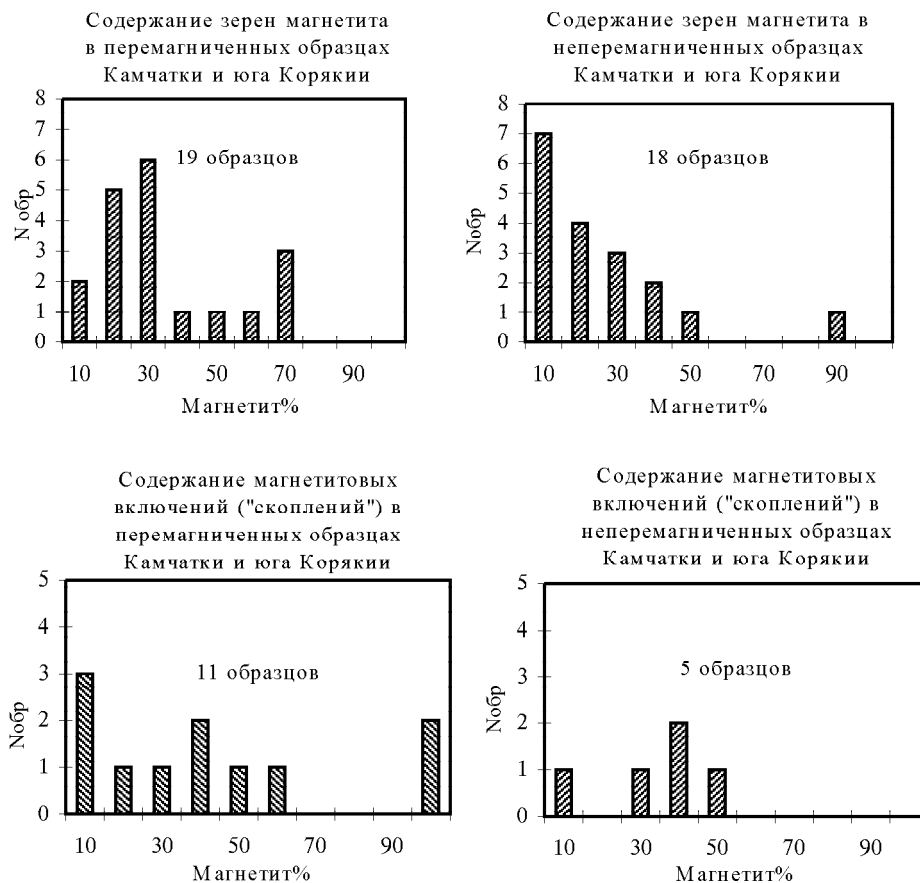


Рис. 8. Гистограммы процентного содержания зерен магнетита от общего количества исследованных зерен в образцах позднемеловых островодужных туфов.

Ось ординат – количество образцов, ось абсцисс – содержание магнетита. В области гистограмм указано суммарное количество образцов.

и неперемагниченных) является повышенное процентное содержание в них зерен чистого магнетита от общего числа исследованных на микрозонде зерен (рис. 3, 6, 8). Важно отметить, что в некоторых образцах и перемагниченных, и неперемагниченных туфов наблюдается до 70% (о. Карагинский, хр. Майны-Какыйне) и до 90% (р. Бурная) чистого магнетита. Намагниченность всех исследованных образцов в бассейне р. Бурной (содержание магнетита 25%, 90%, 10% от общего числа измеренных магнитных зерен в образцах), в районе м. Вулканического (содержание магнетита – 1%, 25%, 30%, 30%, 5%), Камчатского перешейка (содержание магнетита – 44%, 12%, 31%) и в хр. Кумроч (содержание магнетита – 15%, 0%, 6%, 0%) явно доскладчатая ($K_d/K_c=2.8, 3, 29$ и 6 , соответственно). В образцах перемагниченных толщ зафиксированы близкие содержания магнетита: Малкинский выступ – 33%, 18%, 29%, 22%, в хр. Майны-Какыйне – 6%, 6%, 19%, 10%, 68%, 12%; на о. Карагинском – 66%, 63%, 50%, 20%, 17%, 25%, 40%. Следовательно, процессы, приведшие к формированию повышенных концентраций магнетита, оказываются однотипными в перемагниченных и неперемагниченных туфах и туффитах, и вряд ли они являются причиной перемагничивания этих пород. Скорее, формирование магнетита произошло на ранних стадиях формирования позднемеловых островодужных толщ за счет каких-то характерных именно для этой островной дуги геохимических процессов.

Таким образом, анализ видимых на электронном микроскопе магнитных минералов (крупнее 0,5 мк) в позднемеловых туфогенных и раннекайнозойских осадочных толщах не позволяет сделать вывод о химическом постдеформационном перемагничивании изученных толщ.

Но являются ли магнитные минералы, которые мы можем видеть при наших возможностях увеличения, действительно теми минералами, с которыми связана намагниченность пород? Может быть, за пределами видимости наших методов существуют более мелкие зерна магнитных минералов, с которыми и связано перемагничивание пород? Если это так, то тогда концентрация магнитных минералов в перемагниченных толщах должна быть выше, чем в неперемагниченных, так как в этом случае намагниченность предполагаемых вторичных минералов должна полностью подавить намагниченность первичных зерен магнитных минералов, концентрация которых в породе во многих случаях велика. На рис. 9 видно, что исследованные перемагниченные и неперемагниченные позднемеловые островодужные и раннекайнозойские осадочные породы обладают близкими распределениями величины намагниченности насыщения (J_s). Этот факт свидетельствует о близких концентрациях магнитных минералов в перемагниченных и неперемагниченных

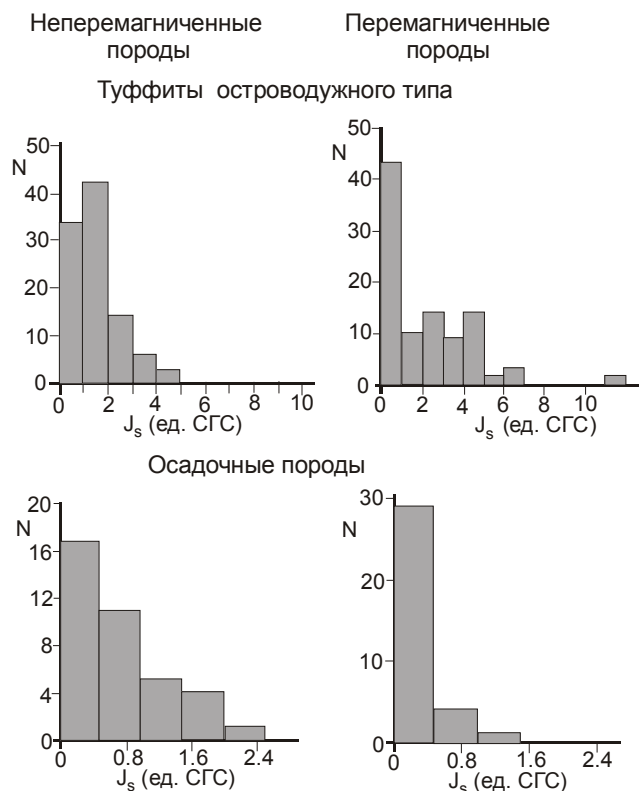


Рис. 9. Гистограммы распределения намагниченности насыщения в перемагниченных и неперемагниченных образцах позднемеловых островодужных и раннекайнозойских осадочных пород.

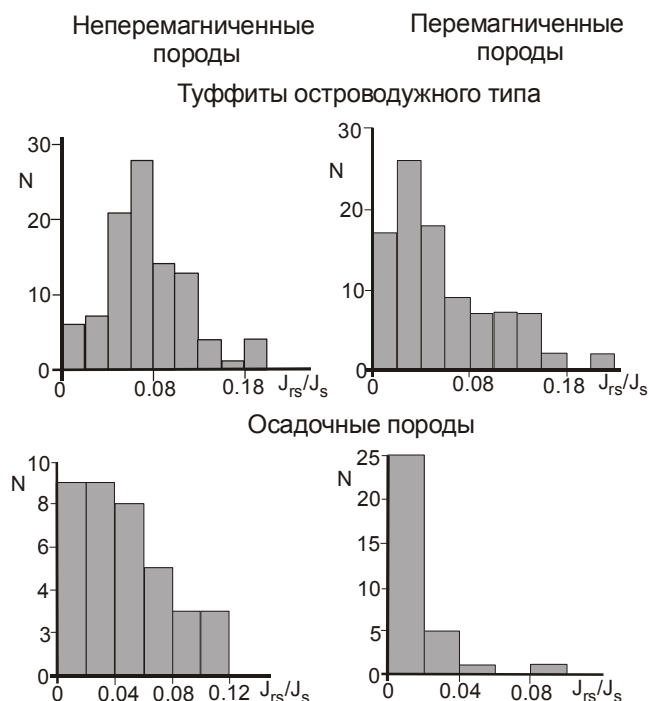


Рис. 10. Гистограммы распределения отношения остаточной намагниченности насыщения к намагниченности насыщения в перемагниченных и неперемагниченных образцах позднемеловых островодужных и раннекайнозойских осадочных пород.

ченных породах. При близких параметрах магнитной жесткости (рис.4, 5, 10, 11) для оценки концентрации магнитных минералов в породах возможно использование и величин магнитной восприимчивости, которая измерялась во всех палеомагнитных образцах. На рис. 12 видно, что спектры магнитной восприимчивости образцов перемагнитненных и неперемагнитненных пород весьма схожи и, так же как и величины J_s , никоим образом не свидетельствуют о сильно повышенных концентрациях магнитных минералов в перемагнитненных породах. Кроме того, наблюдается следующая

четкая закономерность и в перемагнитненных, и в неперемагнитненных породах: чем меньше магнитная восприимчивость образца, тем меньшее количество магнитных зерен обнаруживается в нем при микронзондовых исследованиях (рис.12). Проведенный анализ свидетельствует о том, что, скорее всего, намагниченность перемагнитненных и неперемагнитненных толщ связана с магнетитом, сформировавшимся за счет спиноподального распада зерен титаномагнетита, наблюдаемых в электронном микроскопе. Следовательно, нет оснований предполагать присутствие вторич-

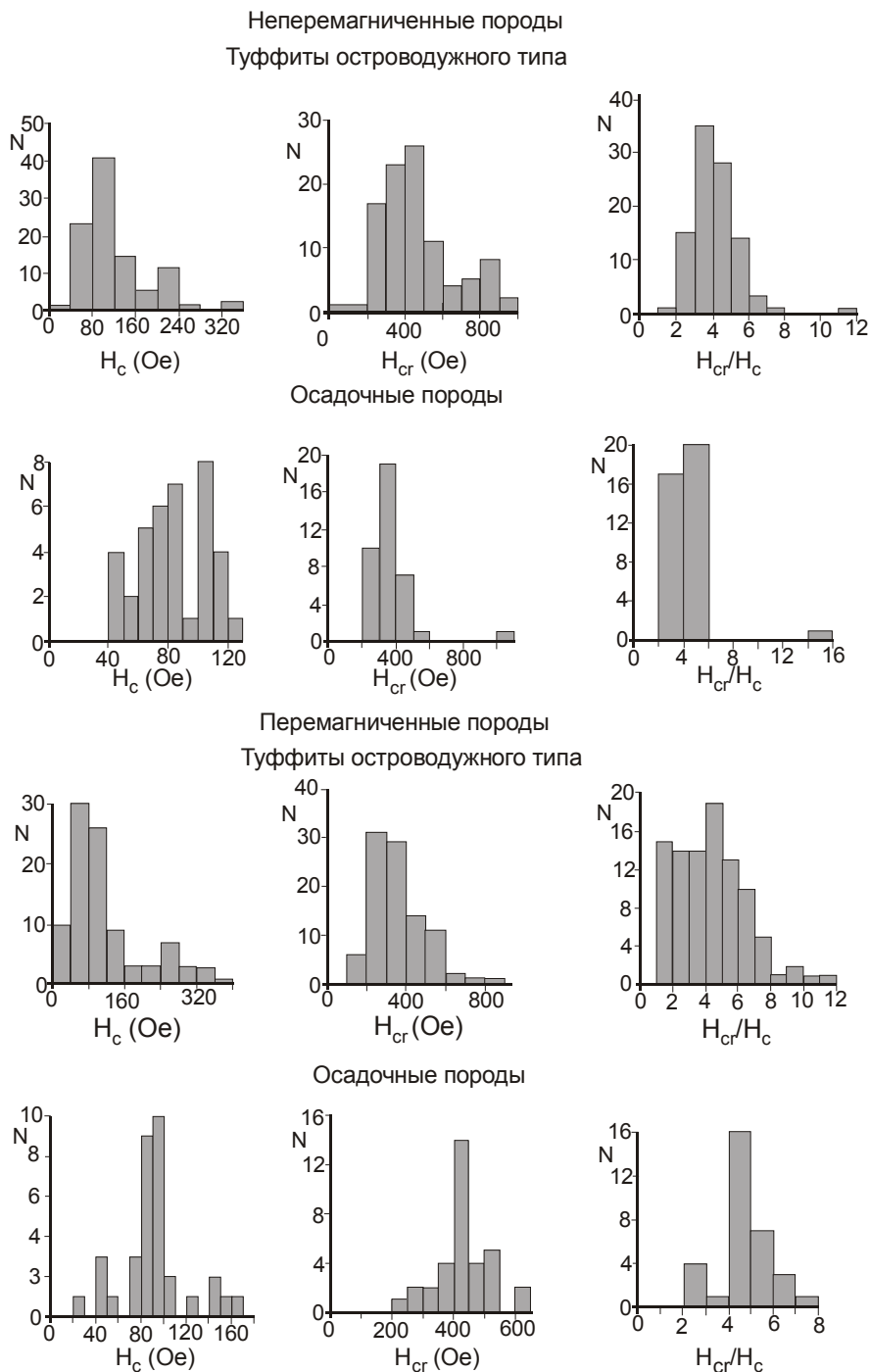


Рис. 11. Гистограммы распределений параметров магнитной жесткости в перемагнитненных и неперемагнитненных образцах позднемеловых островодужных и раннекайнозойских осадочных пород.

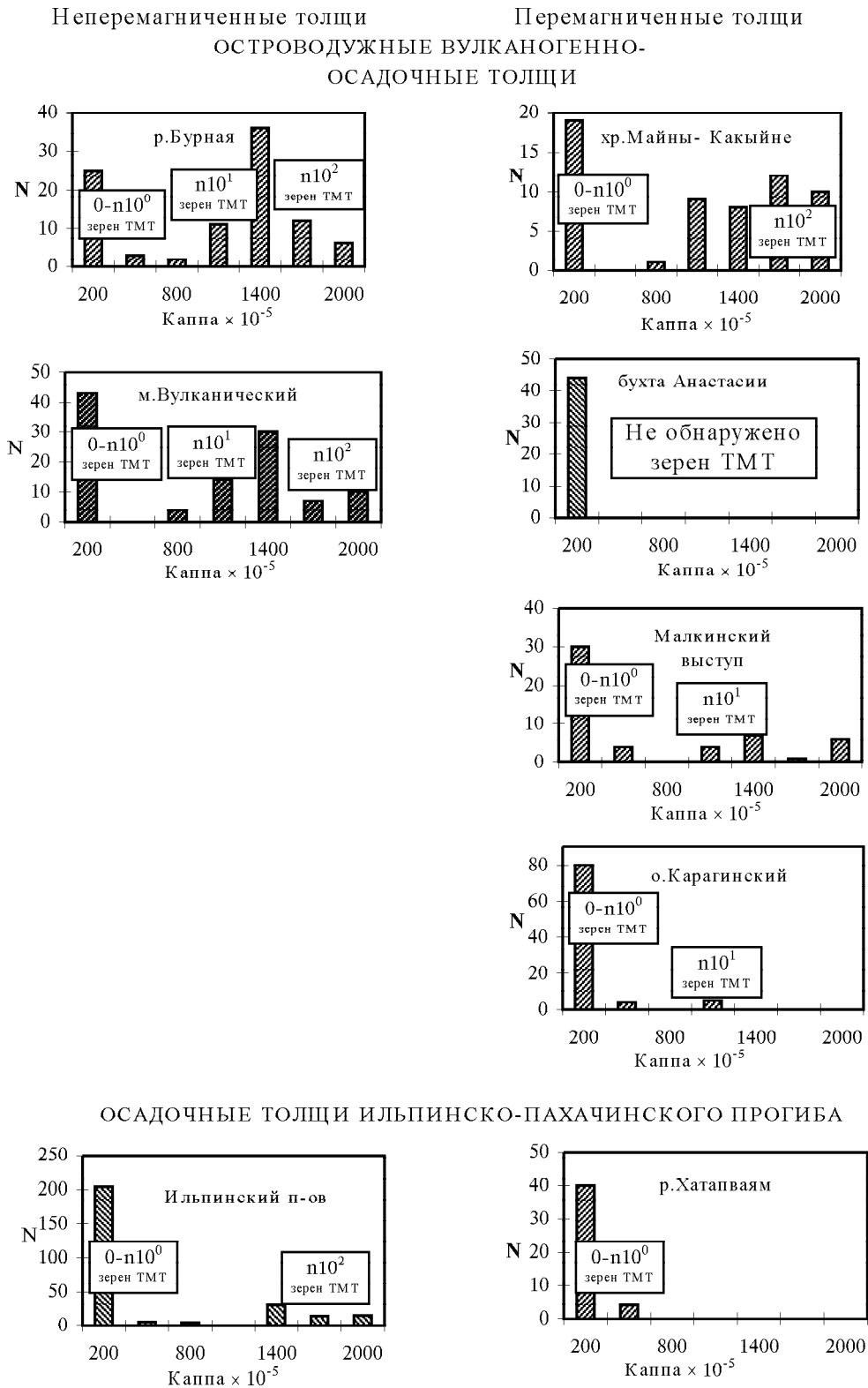


Рис. 12. Гистограммы распределений величин магнитной восприимчивости образцов перемагниченных и неперемагниченных позднемеловых островодужных и раннекайнозойских осадочных пород.

Таблицы 0-n10⁰, n10¹ и т.д. в области гистограмм показывают количество (единицы, десятки, сотни) зерен магнитных минералов, встреченных при микрозондовых исследованиях пород с величинами магнитной восприимчивости, указанными на оси абсцисс ниже таблицы.

ных хомогенных магнитных минералов, сформированных после деформаций толщ, приведших к их перемагничиванию.

Магнетит перемагниченных и неперемагниченных толщ также характеризуется близкими параметрами магнитной жесткости. Судя по величинам отношений J_{rs}/J_s и H_{cr}/H_c , он многодоменный и для позднемеловых островодужных толщ характеризуется схожим набором кривых коэрцитивных спектров (рис. 4). Для образцов пород из раннекайнозойских осадочных толщ Ильпинско-Пахачинского прогиба коэрцитивные спектры отличаются (рис. 5). Для перемагниченных толщ бассейна р. Хатапвая форма кривых более устойчива и значения H_{max} для всех образцов близки. Поэтому нельзя полностью исключать гипотезу, что магнетит в породах бассейна р. Хатапвая вторичный и сформировался при каком-то вторичном химическом процессе.

Обсуждая причины перемагничивания толщ Камчатки и юга Корякии необходимо упомянуть данные исследования еще нескольких районов. В районе бухты Анастасии (1 на рис. 1) перемагничены по одному направлению тектонически совмещенные позднемеловые комплексы пород островных дуг и окраинных морей. Последние представлены пачками красных яшм с сингенетичным гематитом, разных кремней и базальтов, вторичную намагниченность которых несут агрегаты магнетита [9]. Трудно представить себе химический процесс, который привел бы к такому выборочному формированию гематита в красных яшмах и магнетита в остальных породах. Скорее всего, эти толщ перемагничены единым процессом, не связанным с новообразованием магнитных минералов.

Трудно объяснить химическим перемагничиванием и формирование послескладчатой намагниченности “красной” лавовой толщ в бассейне р. Ничаквая (2 на рис. 1), так как в этой толще выделяется одна и та же компонента в магнетитовом и гематитовом спектрах блокирующих температур. Причем видимые на микрозонде зерна титаномагнетита, спиноподально распавшиеся до магнетита, однородны на вид и не несут каких-либо следов химической проработки [7, 9].

Микрозондовые и петромагнитные исследования в разной степени метаморфизованных толщ Малкинского выступа (31 на рис. 1), залегающих как в аллохтоне, так и в автохтоне, показали, что практически во всех толщах присутствует чистый магнетит (TiO_2 микрозондом не фиксируется). По-видимому, его формирование могло привести к химическому перемагничиванию многих изученных толщ, так как концентрация его в породах достаточно велика. Не исключено, что кристаллизация магнетита произошла в результате какого-то единого химического процесса, который протекал после времени тектонического совмещения

автохтонных и аллохтонных толщ. Эту гипотезу поддерживает тот факт, что векторы послескладчатой намагниченности большинства толщ близки в современной системе координат и часто незначительно отличаются от направления современного поля в этом районе (табл.). Процесс перемагничивания за счет кристаллизации магнетита протекал достаточно длительное время, так как в толще андриановской свиты, носителем вторичной намагниченности которой является магнетит, выявлены четкие зоны прямой и обратной полярности. Но, возможно, перемагничивание этих толщ связано не только с формированием магнетита. Обращает на себя внимание присутствие во многих толщах нескольких разновозрастных генераций магнитных минералов, в то время как намагниченность их состоит из одной компоненты. В частности, в толще колпаковской свиты (31г в табл.) на микрозонде выявляются титаномагнетит, магнетит и гематит. Титаномагнетит – явно магматического происхождения. Он претерпел тонкий (много мельче 1 мк) спиноподальный распад, с образованием, по-видимому, однодоменных зерен магнетита. В период метаморфизма этой толщ (температура метаморфизма 500–650°C) титаномагнетит должен был приобрести жесткую стабильную термоостаточную намагниченность. Его объем в породе – не менее 2/3 от общего объема видимых магнитных минералов. Намагниченность сформированного значительно позже многодоменного магнетита (объем – 1/3 от общего объема магнитных минералов) должна быть менее жесткой и легче “счищаться” в процессе термочистки, а намагниченность гематита – более жесткой. Тем не менее, в этой толще выделяется только одна компонента, устойчивая в интервале температур от 20 до 660°C. Направление компоненты близко к направлению магнитного поля Земли в этом районе прямой полярности, в связи с чем создается впечатление, что толща перемагничена после формирования всех генераций магнитных минералов.

С нашей точки зрения имеющиеся данные о перемагничивании толщ Камчатки и юга Корякии могут быть объяснены только термовязкими процессами. Но и эта гипотеза имеет ряд сложнообъяснимых моментов. Наиболее сложно объяснить существование долгоживущего источника тепла, необходимого для термовязкого перемагничивания. Вряд ли вторичный прогрев пород связан с их положением на определенной глубине, так как, скорее всего, аллохтонные комплексы на юге Корякии, приближенные к Ватынскому покрову, залегают на меньшей глубине (если вообще не были выведены на поверхность), чем удаленные от него неперемагниченные толщ. Времени для термовязкого перемагничивания тоже недостаточно. Деформации, связанные с формированием Ватынского покрова, произошли в миоцене.

Вторичная намагниченность сформировалась после деформаций толщ, то есть возможное время перемагничивания не превышает 15–20 млн лет. По расчетам Dunlop D.J. и других [22, 23] термовязкое перемагничивание гематита при 250–300°C требует сотен миллионов лет.

ВЫВОДЫ

Сравнение перемагниченных и аналогичных неперемагниченных пород Камчатки и юга Корякии показало, что они не отличаются по своим петромагнитным характеристикам.

Практически во всех исследованных перемагниченных толщах, за исключением некоторых толщ Малкинского выступа, не выявлены явные признаки химического и термоостаточного перемагничивания.

Предположение о термовязком перемагничивании толщ объясняет отсутствие следов формирования большой концентрации новых магнитных минералов, сильной термической проработки пород и однокомпонентную послескладчатую намагниченность толщ с различными магнитными минералами (магнетит и гематит). Но при такой интерпретации трудно объяснимым положением является длительное существование источника тепла, необходимого для прогресса пород до 200–300°C.

Сделанные выводы показали сложность поставленной проблемы. Очевидно, что перемагничивание толщ не объясняется известными нам процессами приобретения намагниченности. Проблема требует разработки новых методик ее решения и ее дальнейшего исследования в различных районах Мира.

Авторы приносят благодарности кандидатам г.-м.н. Гапееву А.К. и Большакову В.А. за ценные советы и полезное обсуждение работы, кандидатам г.-м.н. М.Л. Баженову и Н.Н. Левашовой за предоставление образцов для петромагнитных исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке фонда РФФИ, проекты N00 05 64004 и 00 05 64005.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аккреционная тектоника восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. 272 с.
2. Богданов Н.А., Чехович В.Д., Сухов А.Н., Вишневская В.С. Тектоника Олюторской зоны // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 189–217.
3. Богданов Н.А., Вишневская В.С., Кележинская П.К. и др. Геология юга Корякского нагорья. М.: Наука, 1987. 168 с.
4. Бродская С.Ю., Печерский Д.М., Шаронова З.В., Кузнецов Ю.И., Смирнов Ю.П. Методические рекомендации по изучению петромагнитных и магнитных свойств пород, вскрытых сверхглубокими скважинами. Тверь: Герс, 1992. 85 с.
5. Гапеев А.К., Артемова Т.Т. О распаде твердых растворов в системе магнетит-ульвошпинель // Физика Земли. 1988. № 12. С. 82–87.
6. Коваленко Д.В. Палеомагнетизм палеогеновых комплексов п-ва Ильпинский // Геотектоника. 1992. № 5. С. 78–95.
7. Коваленко Д.В. Палеомагнетизм и кинематика центральной части Олюторского хребта (Корякское нагорье) // Геотектоника. 1996. № 3. С. 82–96.
8. Коваленко Д.В., Ремизова Л.Л. Палеомагнетизм северо-западной части Олюторской зоны (юг Корякского нагорья) // Физика Земли. 1997. № 7. С. 81–91.
9. Коваленко Д.В., Злобин В.Л. О перемагничивании толщ Олюторского террейна // Физика Земли. 1999. № 3. С. 37–51.
10. Коваленко Д.В., Ремизова Л.Л., Ярославцева Я.Ю. Палеомагнетизм геологических комплексов Олюторского хребта (юг Корякского нагорья) // Физика Земли. 1999. № 2. С. 34–49.
11. Коваленко Д.В. Палеомагнетизм и тектоническая эволюция северо-западного обрамления Командорской котловины (Берингово море) // Геотектоника. 1999. № 3. С. 58–77.
12. Коваленко Д.В., Ярославцева Я.Ю., Злобин В.Л. Палеомагнетизм и тектоника о.Карагинский (юг Корякского нагорья) // Геотектоника. 1999. № 2. С. 54–72.
13. Коваленко Д.В., Ширяевский Е.В., Злобин В.Л., Носорев А.В. Палеомагнетизм геологических комплексов Малкинского выступа (Камчатка) // Физика Земли (в печати).
14. Коваленко Д.В., Чернов Е.Е., Курилов Д.В. Палеомагнетизм поздне меловых и кайнозойских геологических комплексов Западной и Восточной Камчатки // Физика Земли (в печати).
15. Левашова Н.М., Шапиро М.Н. Палеомагнетизм поздне меловых островодужных комплексов Срединного хребта Камчатки // Тихоокеан. геология (в печати).
16. Нагата Т. Магнетизм горных пород. М.: Мир, 1965. 346 с.
17. Печерский Д.М., Багин В.И., Бродская С.Ю., Шаронова З.В. Магнетизм и условия образования изверженных горных пород. М.: Наука, 1975. 287 с.
18. Савостин Л.А., Хейфец А.Н. Палеомагнетизм маастрихт-нижнепалеоценовых островодужных образований Олюторской зоны (южная Корякия) // Палеомагнетизм и аккреционная тектоника. Л.: ВНИГРИ, 1988. С. 127–140.
19. Чернов Е. Е., Коваленко Д. В. Палеомагнетизм геологических комплексов хр.Омгон // Физика Земли. 2001. № 5. С. 68–77.
20. Чернов Е. Е., Коваленко Д. В. Палеомагнетизм верхнемеловых комплексов Валагинского хребта (Восточная Камчатка) и верховьев р. Быстрая (Западная Камчатка) // 7-я международная конференция по тектонике плит им. Л. П. Зоненшайна: Тез. М.: Науч. мир, 2001. С. 518.
21. Чехович В.Д., Богданов Н.А., Кравченко-Бережной И.Р., Аверина Г.Ю., Гладенков А.Ю., Тильман С.М. Геология западной части Берингоморья. М.: ИЛ-САН, 1990. 204 с.

22. Dunlop D.J., Ozdemir O., Schmidt P.W., Paleomagnetism and paleothermometry of the Sydney Basin, 2. Origin of anomalously high unblocking temperatures // *J. of Geoph. Res.* 1997, V. 102, N B12. P. 27285–27295.
23. Dunlop D.J., Schmidt P.W., Ozdemir O., Clark D.A., Paleomagnetism and paleothermometry of the Sydney Basin 1. Thermoviscous and chemical overprinting of the Milton Monzonite // *J. of Geoph. Res.* 1997. 102. N B12, P. 27271–27283.
24. Levashova N.N., Shapiro M.N., Bazhenov M.L., Lander A.N. Tectonic evolution of Kamchatka: synthesis of geological and paleomagnetic data // 6th Zonenshain conference on plate tectonics: Program and abstracts. M., 1998. IOAN and GEOMAR. C. 234.
25. Levashova N.M., Bazhenov M.L., Shapiro M.N. Late Cretaceous paleomagnetism of the East Ranges island arc complex, Kamchatka: Implications for terrane movements and kinematics of the northwest Pacific // *Journal of Geophysical Research.* 1997. V. 102, N B11. P. 24843–24857.

Поступила в редакцию 15 января 2002 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым

D.V. Kovalenko, Ye.Ye. Chernov

Remagnetization of Cretaceous and Paleogene units of Kamchatka and southern Koryakia

Petromagnetic investigation of remagnetized and analogous non-remagnetized rocks of Kamchatka and southern Koryakia has been carried out. It showed that remagnetized and non-remagnetized units are in fact similar with respect to their petromagnetic characteristics. Virtually all studied remagnetized units, except some units of the Malkinskiy bulge, did not display any features of chemical and thermoremanent remagnetization. An assumption of thermoviscous remagnetization of units explains the absence of traces of formation of the great concentration of new magmatic minerals, strong thermal treatment of rocks and single-component post-fold magnetization of units with different magnetic minerals (magnetite and hematite). However, this interpretation hardly gives explanation of the long existence of a heat source necessary for warming up rocks to 200-300°C.

**ИСТОЧНИК ФТОРА ЭПИТЕРМАЛЬНЫХ ФЛЮОРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,
ХАРАКТЕР ЕГО ЭВОЛЮЦИИ*****К.Б. Булнаев***Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ*

Исходя из представления о мантийной природе источника фтора и выносе элемента в верхние слои Земли базальтовым расплавом, на примере флюоритовых месторождений одной из крупнейших в мире Центрально-Азиатской флюоритоносной провинции показано, что обогащенные фтором флюиды могли образоваться в нижних частях земной коры в результате дифференциации фтороносной основной магмы. Магматические флюиды, содержащие в своем составе NaF, KF, HF, CO₂, H₂O, Cl и некоторые другие компоненты, вызывали на более высоком уровне анатектическое плавление вещества коры. С кристаллизационной дифференциацией или ликвацией возникшей гранитной магмы связано образование гидротермальных растворов, давших на некотором удалении от интрузивов эпитеpmальные флюоритовые месторождения.

Ключевые слова: мантия, фтор, флюиды, анатексис, магма, Забайкалье, Монголия.

ВВЕДЕНИЕ

Выяснение источников рудного вещества постмагматических месторождений сопряжено с большими трудностями, что связано, с одной стороны, с возможным существованием нескольких их типов, с другой стороны, с отсутствием достоверно установленных критериев связи оруденения с тем или иным источником [8]. Особенно сложно выяснение источников вещества для месторождений эпитеpmального типа, обычно значительно оторванных в пространстве и, возможно, во времени от родственных магматических проявлений.

Фтор благодаря своему широкому распространению и высокой химической активности образует в земной коре концентрации различного генезиса. Однако представляющие наибольший интерес месторождения флюорита – главного концентратора фтора – относятся к эпитеpmальным. Это многочисленные, часто промышленные месторождения Казахстана, Узбекистана, Таджикистана, Новоземельской Тундры, Забайкалья, Восточного Сихотэ-Алиня, Монголии, Китая и некоторых других территорий. Для них в целом характерны сравнительно молодой возраст, связь с поздними этапами тектономагматической активизации, отчетливая приуроченность к зонам крупных разломов, простой, преимущественно кварц-флюоритовый состав руд, формирование на небольших глубинах (до 1,5–2,0 км) в условиях низкого давления и низких температур (до 270–290°C) и отсутствие выраженной связи с процессами магматизма.

Флюоритовые месторождения эпитеpmального типа наиболее широко представлены в Забайкалье,

Восточной Монголии и Северо-Западном Китае (район Трехречья). Им свойственны сходство минерального состава и возраста, формирование в близких геологических и физико-химических условиях, размещение в пределах единой зоны тектономагматической активизации в виде серии протяженных поясов и зон. Поэтому эти месторождения, число которых достигает нескольких сотен, были объединены в одну из крупнейших в мире Центрально-Азиатскую флюоритоносную провинцию [1].

Проблема источника фтора флюоритовых месторождений провинции неоднократно обсуждалась в научных публикациях, опираясь главным образом на данные о близости возраста и пространственного размещения месторождений и магматических комплексов, относительно повышенном содержании фтора в породах, высказывались разные мнения [8,30]. В последнее время наибольшее распространение получило представление о связи их с проявлениями раннемелового вулканизма. Нами было высказано предположение о том, что источником вещества (фтора) являлась мантия, а оруденение парагенетически связано с ассоциирующими с ним в пространстве и во времени базальтоидами [2]. Близкого взгляда на связь флюоритовых месторождений Восточного Забайкалья и Монголии с магматизмом придерживаются Г.А. Шатков с соавторами [29], Д.И. Фрих-Хар, А.И. Лучицкая [25]. Теоретическая основа для глубокого обсуждения проблемы создана благодаря исследованиям Л.Н. Когарко, И.Д. Рябчикова [10], Л.Н. Когарко, Л.Д. Кригмана [11], которые по результатам экспериментальных работ и данным термодинамических расчетов показали, что источником фтора в Земле является мантия и

*Публикуется в дискуссионном порядке

что вынос элемента в земную кору осуществляется базальтовым расплавом в растворенном состоянии, а не в виде свободного флюида или газовой фазы. Выяснение на этой основе генетических соотношений эпitherмальных флюоритовых месторождений с близкими им по возрасту вулканитами и интрузивным магматизмом представляется весьма актуальным.

РАННЕМЕЛОВЫЕ ВУЛКАНИТЫ ЗАБАЙКАЛЬЯ И МОНГОЛИИ

Возраст вулканитов, ассоциирующих с флюоритовыми месторождениями провинции, установлен по положению их в разрезе фаунистически охарактеризованных позднемезозойских континентальных отложений Забайкалья (Приаргунья) и Восточной Монголии [25, 27]. Формирование пород связано с проявлением раннемеловой тектоно-магматической активизации. Ареал распространения вулканитов охватывает обширную территорию Восточной Монголии и Приаргунья, образуя так называемый Монгольско-Забайкальский вулканический пояс протяженностью более 1500 км при ширине около 150 км (рис. 1). С ним пространственно совпадает область размещения большинства флюоритовых месторождений Центрально-Азиатской провинции. За пределами пояса расположены немногочисленные месторождения западной и северо-западной частей Забайкалья, где раннемеловые вулканиты либо отсутствуют, либо имеют локальное развитие.

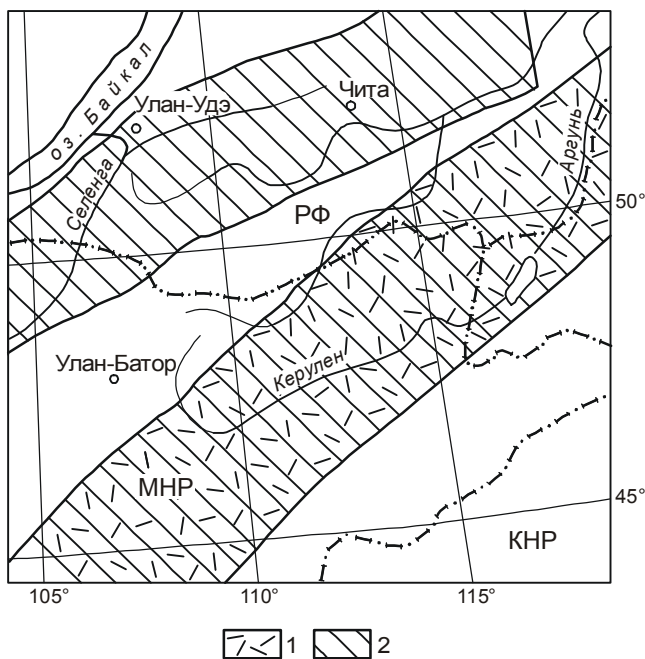


Рис. 1. Схема размещения вулканического и флюоритовых поясов Забайкалья и Монголии.

1 – Монгольско-Забайкальский вулканический пояс; 2 – флюоритовые пояса.

Разрез вулканогенных образований на всем протяжении пояса примерно одинаков, представлен контрастными риолит-базальтовыми и андезит-базальтовыми ассоциациями [25, 29]. Суммарная мощность вулканитов, нередко чередующихся с осадочными и туфогенными породами, достигает 1000 м, а площадь распространения – многих десятков тысяч км². Вулканизм был тесно связан с проявлением позднемезозойского рифтогенеза, формированием линейных систем межгорных впадин и горстовых поднятий.

Нижняя, большая часть разреза вулканитов сложена преимущественно базальтами, андезибазальтами и андезитами. По простиранию пояса к северо-востоку наблюдается некоторое раскисление пород. Венчают разрез толщи породы кислого и щелочно-кислого состава: риолиты, трахириолиты, риодациты и их туфы.

Широко распространенные эффузивы основного и среднего состава слагают потоки различной мощности и площади. Редко отмечаются их субвулканические аналоги. Кислые же вулканиты образуют сильно расчлененные эрозией, согласные с подстилающими их базальтоидами покровы. Среди исследователей вулканического пояса распространено мнение о том, что с покровами риолитов, риодацитов и дацитов повсеместно ассоциируют субвулканические интрузии и дайки того же состава [14, 25]. Более того, некоторые из них считают, что в состав этого сложно построенного вулкано-плутонического комплекса также входит группа пород гипабиссальной фации, представленная гранитами, гранит-порфирами, сиенитами и сиенит-порфирами.

Вопрос о существовании в Восточной Монголии и Приаргунье раннемеловых гранитоидных интрузий, слагающих совместно с кислыми и щелочно-кислыми вулканитами единую ассоциацию, вызывает сомнения. Наши исследования в обеих частях вулканического пояса показали, что обычно вулканиты и относимые к их комагматам гранитоиды пространственно разобщены. Приводимые в литературе факты прорывания нижнемеловых пород интрузиями гранитоидов, как правило, не подтверждаются. Выходы типовых, по данным [25], массивов калишпатовых гранитов гипабиссальной фации (Баян-Обинский, Буянтинский) в Восточной Монголии ранее относились к образованиям средне-позднеюрского времени [26].

Что касается субвулканических интрузий риолитов, риодацитов и дацитов, то они несомненно существуют, хотя роль их в составе вулкано-плутонического комплекса сильно преувеличена. Часто это не интрузивные тела, а реликты бывшего более широкого покрова вулканитов, сохранившиеся на отдельных, относительно возвышенных участках рельефа. Полностью отвечающие субвулканическим интрузиям магматические образования достаточно редки. В вертикальном разрезе они представляют собой купола, грибообразные тела, неки и жерловины диаметром

до 1,0 км. В составе их принимают участие риолиты, дациты и риодациты.

Вопросы петрохимии и геохимии раннемеловых вулканитов и сопутствующих им субвулканических интрузий Восточной Монголии были рассмотрены Д.И. Фрих-Харом и А.И. Лучицкой [25], а в рамках всего вулканического пояса – Г.А. Шатковым [29], затронуты нами [3]. Установлено, что большинство пород ассоциации принадлежит к ряду щелочно-земельных повышенной щелочности. Специальная обработка огромного количества химических анализов пород подтвердила данные о преобладающем развитии в ассоциации базальтов, андезибазальтов, андезитов, дацитов и риолитов. Наиболее распространенные базальты по своим петрохимическим особенностям занимают промежуточное положение между латитами и типами пород нормальной щелочности [3]. Как показано ниже, они отличаются повышенной фтороносностью.

Флюоритовые месторождения Забайкалья и Монголии, как и вулканиты рассмотренного пояса, имеют достоверно установленный раннемеловой возраст [1, 14], Это и сходство особенностей их размещения, а также несколько повышенное против кларка содержание F в породах вулканической ассоциации послужили основанием для предположений о парагенетической связи месторождений с охарактеризованными вулканитами. Что касается петрологических и геохимических аспектов возможного существования такой связи, то до сих пор они не обсуждались в печати.

ИСТОЧНИК ФТОРА

Фтор вследствие своей высокой химической активности в свободном состоянии может существовать только в мантии. В то же время, высокая растворимость его в магмах и устойчивость главных минералов-концентраторов элемента (апатиты, амфиболы, слюды) делают маловероятным присутствие в условиях верхней мантии самостоятельной фторсодержащей газовой фазы или флюида [11].

В последнее время были получены количественные данные по содержанию фтора в минералах-концентраторах из ксенолитов верхней мантии [7]. Согласно этим сведениям, концентрация элемента составляет: в амфиболах – 0,40; в апатитах – 0,64; в флогопите – 0,02–1,08 мас.%. Наиболее характерны содержания фтора от 0,10 до 0,40 мас.%, причем более глубокие ксенолиты мантии богаче хлором, чем фтором.

Исследования химического состава и изотопных соотношений газов пирокластических потоков вулкана Безымянного на Камчатке [18] показали, что газы потока, состоящего почти полностью из ювенильного материала, содержат HF в количестве 0,16 моль.%. По изотопному составу воды и другим геохимическим особенностям, газы имеют глубинное, мантийное происхождение.

В процессе частичного плавления мантии фтор по причине своей высокой растворимости в силикатных системах переходит в магматический расплав. Следовательно, вынос его в земную кору тесно связан с подъемом зарождавшейся базальтовой магмы [11]. Данных, подтверждающих положение о концентрации основной массы фтора в базальтовом расплаве, достаточно много. В частности, установлено, что в эруптивную стадию более основных вулканов HF выделяется в большем количестве, чем при извержении кислых вулканов [17]. Так, содержание сорбированного пеплами фтористого водорода составляло: для базальтового пепла Ключевского вулкана – 15 мг, для андезитового пепла вулкана Безымянного – 2,91 мг, для риолитового пепла вулкана Карымского – 0,45 мг на 100 г породы.

Ценные сведения в пользу представления о связи фтора с базальтовым расплавом определенного состава и глубинного уровня были получены при изучении Большого Толбачинского трещинного извержения, где в пространстве и во времени совместились излияния подкорковых толеитовых базальтов на Северном прорыве и менее глубоких субщелочных высокоглиноземистых базальтов на Южном прорыве [19]. В первом случае ведущими в течение пятилетнего пост-эруптивного периода (1975–1980 гг.) являлись фторметасоматоз и образование фторидных возгонов, отражающие обогащенность фтором толеитового расплава под прорывом. В то же время для субщелочных базальтов Южного прорыва с менее интенсивной дегазацией было характерно сернокислотное изменение пород, а фторметасоматоз резко подавлен.

Экспериментальными исследованиями установлено, что состав базальтов зависит от глубины их образования и степени плавления исходного мантийного вещества [5]. По-видимому, именно по этой причине в одних случаях базальты оказываются повышено фтороносными, в других случаях содержат мало фтора.

Дальнейшее поведение фтора, сосредоточенного в базальтовом расплаве, очевидно, зависит от характера и скорости продвижения магмы к земной поверхности, ее эволюции. В условиях открытой системы, при наличии сквозных зон глубинных разломов, столь типичных для областей тектоно-магматической активизации, базальтовая магма часто изливалась на палеповерхность, образуя мощные лавовые потоки и покровы. В этом случае фтор частью высвобождался из расплава и улетучивался в газовой фазе, частью оставался в образовавшихся базальтоидных породах, обуславливая повышенную их фтороносность. Форма нахождения и характер распределения элемента в базальтах изучены недостаточно. По имеющимся данным, часть фтора сосредоточена в темноцветных минералах, другая часть – в апатитах. Акцессорный

флюорит и другие фториды отмечаются в породе крайне редко.

Нередко базальтовый расплав, не достигнув земной поверхности, концентрировался в коре на разных ее глубинах. Если этот уровень был неглубоким, преимущественно субвулканическим, то в образовавшейся промежуточной камере происходила частичная дифференциация расплава. В результате извержения такой магмы формировались вулканические серии, в разрезе которых наряду с базальтами и андезибазальтами наблюдаются риолиты, трахиты, риодациты, дациты и сопровождающие их субвулканические интрузии соответствующего состава. Таковы состав и строение рассмотренных выше раннемеловых вулканитов Монгольско-Забайкальского вулканического пояса.

По материалам наших работ, породы Монгольско-Забайкальского вулканического пояса отличаются повышенным содержанием фтора (табл. 1). Г.А. Шатков [28], изучивший распределение фтора в базальтоидах Приаргунья, показывает близкие по значению содержания, варьирующие от 0,07–0,137 мас.% в ранних базальтах до 0,145–0,169 мас.% в поздних андезибазальтах и андезитах. По данным Д.И. Фрих-Хара, А.И. Луцицкой [25], для основных и средних вулканитов Восточной Монголии характерны содержания фтора от 0,101 до 0,278 мас.%, а для кислых и щелочно-кислых их разностей – от 0,020 до 0,087 мас.%.

Из таблицы 1 видно, что стабильно высокое содержание фтора характерно для базальтов и андезибазальтов как Восточной Монголии и Приаргунья, так и разрозненных мелких вулканических полей Западного Забайкалья. В целом при переходе от основных пород к кислым концентрация элемента резко падает. Наиболее низкие содержания фтора отмечаются в риолитах (0,03–0,05 мас.%), завершающих вулканизм раннемелового времени. По-видимому, в тех субвулканических условиях, в которых происходили дифференциация базальтового расплава и формирование рассматриваемых вулканитов, фтор оставался большей частью в основной магме. Поэтому базальтоиды раннемеловых вулканогенных толщ не могли быть непосредственным, прямым источником фтора при формировании эпитепирмальных флюоритовых месторождений Центрально-Азиатской флюоритоносной провинции.

Условия, благоприятные для высвобождения фтора из базальтовой магмы и образования фтороносных магматических флюидов, по-видимому, возникали при отсутствии сквозных магмопроводящих путей, когда расплав концентрировался в глубинных частях коры и когда дифференциация его носила более глубокий характер (рис.2). Одновременно с фтором из магмы выделялись калий, натрий, углекислота, вода и некоторые другие компоненты, которые при повторных тектонических подвижках устремлялись вверх, на

более высокие уровни земной коры, и продолжали свое продвижение до возникновения новой закрытой системы. На этом этапе транспортировка фтора происходила, вероятно, в форме NF, KF и HF [6].

ЭВОЛЮЦИЯ ИСТОЧНИКА ФТОРА

В новых геодинамических и физико-химических условиях образовавшиеся таким путем магматические флюиды, обладающие высокой температурой и высокой химической активностью, вызывали анатектическое плавление вещества коры, обогащение его фтором, щелочами, углекислотой, водой. Возникший палингенный магматический расплав носил уже преимущественно кислый, гранитоидный состав с повышенной щелочной доминантой. Расплав характеризовался повышенным содержанием фтора, привнесенного, главным образом, описанными глубинными флюидами. Небольшая часть фтора могла быть привнесена из вещества коры при его плавлении, где несомненно были породы, содержащие то или иное количество этого элемента.

Возможность подобного механизма образования палингенных гранитоидных магм была подтверждена экспериментальным моделированием [6]. Было показано, что состав исходных пород мало влияет на состав первых парциальных расплавов – всегда выплавляется эвтектика.

В дальнейшем в результате кристаллизационной дифференциации или ликвации гранитоидного расплава могли образоваться фтороносные гидротермальные растворы, которые при новой вспышке тектонических подвижек могли подняться на еще более высокий срез земной коры и в связи с возникновением геохимическо-

Таблица 1. Фтор в позднемезозойских вулканитах Забайкалья и Монголии.

Район, порода	Число анализов	Содержание F, мас.%	
		Пределы вариации	Среднее
Приаргунье			
Базальты, андезибазальты	50	0,05–0,18	0,16
Андезиты	17	0,03–0,08	0,06
Рио-дациты	31	0,09–0,18	0,13
Риолиты (нижние)	37	Сл–0,06	0,03
Вулканические стекла	5	0,08–0,16	0,09
Восточная Монголия			
Базальты, андезибазальты	20	0,09–0,25	0,17
Рио-дациты	15	0,05–0,012	0,08
Риолиты (нижние)	10	Сл–0,12	0,05
Западное Забайкалье			
Базальты	24	0,12–0,28	0,20

Примечание. Здесь и далее анализ на фтор выполнен в Геологическом институте СО РАН прямым потенциометрическим методом с применением фторид-селективного электрода. Аналитик Л.Онходоева.



Рис. 2. Схема эволюции источника фтора эпитермальных флюоритовых месторождений.

го барьера в виде повышено кальциеносных пород и вод, падением их температуры, изменением кислотности-щелочности сбросить свой “груз” в форме эпитермальных флюоритовых месторождений.

Гранитоидная магма, аккумулировавшая глубинный фтор, могла пройти и более сложный путь. Вероятно, наряду с основным магматическим очагом на значительных глубинах, существовали менее крупные по своим размерам промежуточные камеры, фиксируемые на высоких структурных этажах в виде аллотонных интрузий. В таких случаях непосредственным источником фтора являлись эти “промежуточные” интрузии гранитоидов (рис. 2). На площади Центрально-Азиатской флюоритоносной провинции подобные образования, имеющие близкий с флюоритовыми месторождениями раннемеловой возраст, по-видимому, имеются, но еще не вскрыты эрозией или просто не выявлены.

Изучая высокотемпературные гидротермальные системы Камчатки, исследователи приходят к выводу, что эти гидротермы, нередко повышено фторносные, тесно связаны с коровыми магматическими очагами кислого состава, располагающимися в недрах вулканов [15]. Большую длительность существования систем (сотни тысяч лет) они объясняют связью их и коровых магматических очагов с более глубинными (40–60 км) базальтовыми очагами, находящимися на уровне нижней коры и верхней мантии.

В некоторых случаях из-за активного функционирования глубинного разлома описанной “задержки” магматических флюидов в земной коре могло не происходить. В этих условиях процессы палингенеза на пути движения флюидов не развивались, HF вместе с другими летучими выбрасывался в атмосферу, как например на Аляске (Долина десяти тысяч дымов), Камчатке и т.д.

Таким образом, первичным источником фтора флюоритовых месторождений эпитермального типа являлась базальтовая магма – продукт частичного плавления вещества мантии. Однако непосредственно месторождения связаны с близкими по возрасту гранитоидными интрузиями повышенной щелочности, образовавшимися в результате анатектического плавления коры под воздействием фтороносных флюидов базальтового расплава. В этом плане связь флюоритовых месторождений Центрально-Азиатской провинции с развитыми здесь раннемеловыми вулканитами может быть только отдаленной, парагенетической.

Непосредственная генетическая связь флюоритовой минерализации с гранитоидными интрузиями отчетливо проявлена на других, более высокотемпературных по условиям образования рудных месторождениях, не так оторванных от родственных магматических тел. Такие месторождения обычно имеют комплексное редкометалльно-флюоритовое оруденение с

содержанием флюорита в рудах до 60%. Это, прежде всего, Ермаковское, Ауникское и Амандакское месторождения флюорит-фенакит-берtrandитовой формации в Забайкалье, Вознесенское, Лагерное и Пограничное месторождения близкого типа в Приморье, месторождения Караобинского и Саргардонского рудных полей в Казахстане и Узбекистане.

Для рудоносных интрузий этих месторождений характерны резкое преобладание лейкократовых гранитов, гранит-порфиров и кварцевых сиенитов повышенной щелочности, высокое против кларка содержание фтора (0,10–0,98 мас.%), постоянное присутствие акцессорного флюорита (до 1000 г/т) и отчетливая геохимическая специализация на бериллий, вольфрам, олово и ряд других элементов. К примеру, субщелочные гранитоиды флюорит-фенакит-берtrandитовых месторождений Забайкалья характеризуются повышенным содержанием фтора как в самих интрузиях, так и сопровождающих их дайковых телах (табл.2). Минимальное содержание элемента практически не опускается ниже 0,10 %, а максимально оно достигает 0,39–0,43 мас.%. В пользу генетической связи редкометалльно-флюоритового оруденения с этими гранитоидами свидетельствуют, наряду с приведенными данными, их пространственная совмещенность, близость возраста и т.д.

Не менее наглядный пример высокой концентрации фтора и возможной связи с ними флюоритовой минерализации несколько иного типа показывают позднемезозойские редкометалльные (плюмазитовые) граниты Забайкалья, известные под названием кукульбейского и гуджирского интрузивных комплексов. Формирование их связано с проявлением процессов тектоно-магматической активизации в средней-поздней юре.

Геохимия, петрология и рудоносность редкометалльных гранитоидов, поведение в них летучих, в том числе фтора, изучены Ю.П. Трошиным [22, 23], В.Д. Козловым [12], Я.А. Косалсом [13] и рядом других исследователей. Содержание фтора в породах наиболее типичных массивов комплекса приведены в таблице 3.

По данным Ю.П. Трошина и Е.М. Бойко [24], о степени насыщенности гранитоидных интрузий фтором в первом приближении можно судить по двум параметрам: а) содержанию элемента в слюдах и б) количеству его, принесенного в ближайшую экзоконтактную зону. Согласно этим сведениям, содержание фтора в слюдах Этыкинского массива амазонитовых гранитов площадью 1,0–1,5 км² составляет 8,23 мас.%, а в одном м³ пород экзоконтактной зоны – 100 кг. Значения показателей насыщенности пород фтором в других интрузивных комплексах Забайкалья составляют соответственно: в Шерловогорском массиве лейкократовых гранитов площадью 1,5–2,0 км² – 3,36 мас.% и 25 кг/м³, в Адун-Челонском массиве литий-фторис-

тых гранитов площадью около 70 км² – 2,0 мас.% и 13 кг/м³. Следует добавить, что грейзенизированные и березитизированные разности гранитоидов кукульбейского и гуджирского комплексов интенсивно обогащены фтором, содержат обильную вкрапленность флюорита. Связанная с ними редкометалльная минерализация (Sn,W,Mo) характеризуется повышенным содержанием флюорита. Например, на известном Джидинском молибден-вольфрамовом месторождении среднее содержание фтористого кальция в рудах составляет 4,2 мас.%. Нередко в заключительную стадию рудного процесса образуются самостоятельные, довольно мощные (до 0,8м) кварц-флюоритовые жилы, которые по составу, структурно-текстурным особенностям и набору элементов-примесей мало отличаются от рудных тел флюоритовых месторождений эпitherмального типа.

В последнее время исследованием расплавных включений в минералах установлено, что магмы содержат фтор и другие элементы в количествах на порядок выше, чем образовавшиеся из них породы [16]. Кроме того, изучение включений показало, что распределение летучих в главных типах магм варьирует в широких пределах и что наиболее высокое содержание фтора (от 0,196 до 2,087 мас.%) характерно для магм кислого состава [20]. Образование подобных повышенно фтороносных высококремнистых магм во внутриконтинентальных областях исследователи связывают с анатектическим плавлением континентальной коры, характеризующейся развитием мусковита и биотита – главных концентраторов F, Cl и H₂O [9]. Но, как показано выше, основной источник фтора в таких гранитоидах все же мантийный.

Таблица 2. Фтор в редкометалльных субщелочных гранитоидах Западного Забайкалья.

Массив, порода	Число анализов	Содержание F, мас.%	
		Пределы вариации	Среднее
Ермаковский			
Субщелочные кварцевые сиениты, граниты	26	0,10–0,26	0,22
Микросиенит-порфиры (дайки)	11	0,05–0,24	0,16
Амандакский			
Лейкократовые граниты, кварцевые сиениты	12	0,32–0,43	0,38
Альбитизированные граниты, кварцевые сиениты	17	0,11–0,26	0,18
Альбититы	34	0,02–0,09	0,05
Ауникский			
Альбитизированные кварцевые сиениты	18	0,20–0,39	0,30
Керсантиты (дайки)	5	0,15–0,32	0,24

Таким образом, из изложенного видно, что непосредственным источником фтора и фтороносных гидротермальных растворов эпитеpмальных флюоритовых месторождений могла быть кислая (гранитоидная) магма, а не базальтовая. Роль последней сводилась к тому, что базальтовый расплав при своем зарождении аккумулировал мантийный фтор и переносил его в нижние слои земной коры, где в результате дифференциации этого расплава возникли магматические флюиды, вызвавшие образование на более высоком структурном уровне фтороносной гранитной магмы и гранитоидных тел. По-видимому, эпитеpмальные флюоритовые месторождения, образовавшиеся в результате постмагматической деятельности этих интрузивов, сильно оторваны от последних в пространстве. Об этом свидетельствуют: четкая приуроченность месторождений к зонам разломов, отсутствие выраженной связи с проявлениями магматизма, эпитеpмальные условия образования, характер околорудных изменений.

ПРИЗНАКИ ГЛУБИННОСТИ ИСТОЧНИКА ФТОРА

Существует ряд критериев для установления подкоровой природы источника вещества эндогенных месторождений [4]. Во-первых, это – положение о том, что если протяженность металлогенических поясов и зон превышает толщину земной коры в регионе, то ис-

точник вещества находится в мантии. Во-вторых, это – отношения стабильных изотопов серы и стронция в рудных минералах.

На территории Центрально-Азиатской флюоритоносной провинции мощность земной коры, по данным глубинного сейсмического зондирования, не превышает 40–45 км, а протяженность флюоритоносных поясов и зон достигает 800 км [1]. Значит, согласно первому критерию, который, на наш взгляд, является наиболее показательным, источник фтора флюоритовых месторождений провинции – мантийный.

Использование второго критерия лимитируется тем, что сульфиды и сульфаты мало характерны для эпитеpмальных флюоритовых месторождений Забайкалья и Монголии. Независимо от состава вмещающей среды они представлены редким пиритом, иногда с примесью марказита. Из других сульфидных минералов изредка, обычно в значении аксессуариев, фиксируются галенит, сфалерит, халькопирит.

В связи с изложенным, изотопный состав серы сульфидов флюоритовых месторождений провинции изучен недостаточно и в основном только по месторождениям Забайкалья [2,21]. Имеющиеся в настоящее время данные позволяют прийти к выводу, что сера сульфидов этих сугубо эпитеpмальных месторождений в процессе минералообразования в условиях повышенного окислительного потенциала и возможного участия метеорных вод подвергалась существенному изотопному фракционированию, обогащению изотопом S³². Поэтому эти данные не могут свидетельствовать о глубинном характере источника их фтора.

Рассмотрение отношений ⁸⁷Sn/⁸⁶Sn во флюоритах показывает, что этот показатель имеет тоже коровые значения (табл. 4). Близкие им отношения изотопов стронция имеют флюориты из месторождений флюорит-фенакит-бертрандитовой (0,7068–0,7078) и молибден-вольфрамовой (0,7061–0,7072) формаций Забайкалья, для которых связь оруденения с гранитоидными интрузиями не вызывает сомнений.

Таким образом, материалы изучения региональных особенностей размещения флюоритовых месторождений и состава их стабильных изотопов свидетельствуют, с одной стороны, в пользу мантийного источника рудного вещества, с другой стороны, о коровом происхождении последнего. По-видимому, источник фтора имеет мантийное происхождение, но прошел в земной коре сложный, многоэтапный путь эволюции. В процессе этого движения глубинные сера и стронций претерпели значительное изотопное фракционирование и смешение с коровыми составляющими.

ВЫВОДЫ

1. Первоисточником фтора эпитеpмальных флюоритовых месторождений Центрально-Азиатской провинции являлась мантия, откуда элемент выносился в

Таблица 3. Фтор в редкометалльных (плюмазитовых) гранитах Забайкалья.

Массив, порода	Число анализов	Содержание F, мас.%
1. Адун-Челонский, граниты:		
а) краевая часть	38	0,20
б) промежуточная часть	27	0,26
в) внутренняя часть	10	0,07
г) дайки	22	0,12
2. Шерловогорский:		
а) гранит-порфир	3	0,66
б) порфиридный гранит	3	0,57
в) равномернозернистый гранит	9	0,56
3. Соктуйский:		
а) биотит-роговообманковый гранит	6	0,17
б) биотитовый гранит	53	0,29
4. Первомайский (Джида):		
а) гранит-порфир	15	0,54
б) дайки сиенитов, сиенит-порфиров	2	0,56
5. Ходжертуйский:		
а) мелкозернистый лейкогранит	6	0,46
б) грейзенизированный лейкогранит	3	0,39

Примечание. 1–3 – по [18].

Таблица 4. Отношения изотопов стронция во флюоритах эпитермальных месторождений Забайкалья.

Месторождение	Проба	Вмещающие породы	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Хурайское	х-1	Контакт гранитов с андезибазальтами	0,7079
- « -	х-16	- « -	0,7079
- « -	х-2	- « -	0,7074
Бурун-Ульское	БУ-254	Граносиенит	0,7082
- « -	БУ-80	- « -	0,7078
Новопавловское	НП-6	Гранодиорит	0,7071
- « -	НП-32	- « -	0,7077
Среднее			0,7077

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории изотопной геологии ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) под руководством Г.А.Муриной.

земную кору базальтовым расплавом в растворенном в магме состоянии. Дальнейшее поведение элемента зависело от существовавшей геодинамической обстановки, характера развития магмо- и флюидоподводящих глубинных разломов.

2. В случае “задержки” базальтового расплава в нижних слоях коры происходила его дифференциация с образованием магматического флюида, содержащего NaF, KF, HF, CO₂, H₂O и ряд других компонентов. При повторной активизации разломов фторсодержащий флюид поднимался на более высокий уровень земной коры, где при возникновении новой закрытой системы вызывал анатектическое плавление сиалического вещества с образованием очагов кислой магмы, характеризующейся повышенным содержанием привнесенного глубинными флюидами фтора.

3. Образование фтороносных гидротермальных растворов и эпитермальных флюоритовых месторождений непосредственно связано с постмагматической деятельностью возникших в результате палингенеза гранитоидных очагов и связанных с ними аллохтонных интрузий гипабиссальной фации.

4. Раннемеловые вулканы контрастной риолит-базальтовой формации и сопутствующие им субвулканические интрузии сходного состава, часто ассоциирующие с флюоритовыми месторождениями провинции, имеют по отношению к последним отдаленную парагенетическую связь в том аспекте, что являются продуктами дифференциации того же базальтового расплава.

ЛИТЕРАТУРА

- Булнаев К. Б. Флюоритовые месторождения Западного Забайкалья (минерагенический анализ). Новосибирск: Наука, СО, 1976. 127 с.
- Булнаев К.Б., Кавиладзе М. Ш. Об изотопном составе и источнике серы пиритов Капангуйского флюоритового месторождения // Докл. АН СССР. 1977. Т. 236, № 4. С. 972–974.
- Булнаев К.Б., Каперская Ю.Н. Генетическое значение распределения РЗЭ в позднемезозойских вулканитах и флюоритах Забайкалья и Монголии // Геохимия. 1994. № 12. С. 1794–1800.
- Глен К. Потенциальные критерии для установления различий между рудами, имеющими внутрикоровый и подкоровый источник // Геология и геохимия руд. месторождений. М.: Мир, 1971. С. 206–210.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение базальтовых магм // Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972. С. 427–434.
- Жариков В.А., Эпельбаум М.Б., Боголепов М.В., Синакин А.Г. Процессы гранитообразования // Экспериментальные проблемы геологии. М.: Наука, 1994. С. 83–103.
- Ионов Д.А., Бушлаков И.Н., Коваленко В.И. Минералы – концентраторы галогенов в верхней мантии: содержание F и Cl в мантийных флогопитах, амфиболе и апатите из вулкана Шаварын-Царам в МНР // Глубинные ксенолиты и строение литосферы. М.: Наука, 1987. С. 117–127.
- Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976. 339 с.
- Коваленко В.И., Наумов В.Г., Ярмолук В.В., Дорофеева В.А. Летучие компоненты (H₂O, CO₂, Cl, F, S) в магмах среднего и кислого составов различных геодинамических обстановок по данным изучения расплавных включений и закалочных стекол // Петрология. 2000. Т. 8, № 6. С. 586–619.
- Когарко Л.Н., Рябчиков И. Д. Летучие компоненты в процессах магматизма // Геохимия. 1978. № 9. С. 1293.
- Когарко Л.Н., Кригман Л.Д. Фтор в силикатных расплавах и магмах. М.: Наука, 1981. 125 с.
- Козлов В. Д. Геохимия и рудоносность гранитоидов редкометальных провинций. М.: Наука, 1985. 302 с.
- Косалс Я.А. Геолого-геохимические предпосылки молибденового и редкометального оруденения в Джидинском рудном районе // Джидинский рудный район. Новосибирск: Наука, СО, 1984. С. 35–52.
- Кошелев Ю.Я. Эпитермальные флюоритовые месторождения Восточно-Монгольского вулканического пояса. Новосибирск: Наука СО, 1986. 134 с.
- Леонов В.Л. Структурные условия локализации высокотемпературных гидросистем. М.: Наука, 1989. 105 с.
- Маракушев А.А., Русинов В.Л., Зотов И.А., Панях Н.А., Перцев Н.Н. Глобальные аспекты эндогенного рудообразования // Геология руд. месторождений. 1997. Т. 39, № 6. С. 483–501.
- Меняйлов И.А. Фтор в вулканическом процессе // Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971. С. 329–332.
- Меняйлов И. А., Никитина Л.П., Шпарь В.Н. Химический состав и изотопные отношения газов пирокластических потоков извержения вулкана Безымянный // Вулканология и сейсмология 1987. № 4. С. 40–49.
- Набоко СИ., Главатских С.Ф. Постэруптивный метасоматоз и рудообразование. М.: Наука, 1982. 162 с.
- Наумов В.Г., Коваленко В.И., Дорофеева В.А. Магматические летучие и их участие в формировании рудообразующих флюидов // Геология руд. месторождений. 1997. Т. 39, № 6. С. 520–529.

21. Рипп Г.С., Архипчук Р.З., Кавиладзе М.Ш. Изотопный состав серыминералообразующих гидротерм флюоритовых месторождений Забайкалье // Докл. АН СССР. 1978. Т. 239, № 1. С. 207–210.
22. Трошин Ю.П. Геохимия летучих компонентов в магматических породах, ореолах и рудах Восточного Забайкалья. Новосибирск: Наука СО, 1978. 172 с.
24. Трошин Ю.П., Бойко С.М. Баланс рудных и летучих компонентов вокруг гранитных интрузий // Геохимические критерии прогноза и оценки рудных месторождений. М.: Наука, 1988. С. 16–21.
23. Трошин Ю.П., Гребенчиков В.И., Бойко С.М. Геохимия и петрология редкометальных плюмазовых гранитов. Новосибирск: Наука, СО, 1983. 180 с.
25. Фрих-Хар Д.И., Лучицкая А.И. Позднемезозойские вулканы и связанные с ними гипабиссальные интрузии Монголии. М.: Наука, 1978. 167 с.
26. Хасин Р.А. Магматизм монгольской части Центрально-Азиатского складчатого пояса: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. 1972.
27. Шатков Г.А., Якобсон Л.Н. Некоторые вопросы геологического строения Южно-Аргунской впадины // Изв. АН СССР. Сер.геол. 1967. № 6. С. 36–48.
28. Шатков Г.А. Фтор и хлор в базальтах как возможный индикатор металлогенической зональности // Сов. геология. 1975. № 6. С. 121–126.
29. Шатков Г.А., Соловьев Н.С., Шаткова Л.Н., Якобсон Л.Н. // Геология и полезные ископаемые МНР. М.: Наука, 1980. Вып. 1. С. 35–55.
30. Щеглов А.Д. Эндеогенная металлогения Западного Забайкалья. Л.: Недра, 1966. 278 с.

Поступила в редакцию 2 августа 2001 г.

Рекомендована к печати Ю.И. Бакулиным

К.В. Vulnaev

The source of fluorine from epithermal fluorite deposits, and the character of its evolution

Proceeding from the conception of mantle nature of the fluorine source and the element removal by the basaltic melt into the Earth's upper strata, it is shown as exemplified by the fluorite deposits of the world-largest Central Asian fluorite-bearing province that the fluorine-enriched fluids could have their origin in the Earth's lower strata as a result of differentiation of the fluorine-bearing basic magma. Magmatic fluids containing NaF, KF, HF, CO₂, H₂O, Cl, and some other components caused anatexic melting of crustal matter at a higher level. The formation of hydrothermal solutions is related to crystallization differentiation or liquation of the incipient granitic magma; the former produced epithermal fluorite deposits at a distance from the intrusive bodies.

Дискуссия

ФТОР – ТИПОМОРФНЫЙ ЭЛЕМЕНТ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ПЛИТНОГО КОМПЛЕКСА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В статье рассматриваются и обсуждаются аспекты мантийной природы источника фтора и выноса его в верхние слои базальтовым расплавом.

Настоящая статья является отголоском дискуссии 30–40-летней давности. Все рассуждения и теоретические выкладки обосновываются данными 60-70-х годов. При этом подход автора односторонний, т.к. используются данные и доводы сторонников магматогенного источника фтора, не рассматриваются и даже не упоминаются альтернативные гипотезы.

Большая площадная распространенность однотипных месторождений флюорита свидетельствует и о масштабной природе фтора, а не об очаговом источнике, который возникает в результате локального плавления.

Давно установлена и доказана связь эпitherмальной флюоритовой минерализации с раннемеловым вулканическим комплексом контрастной риолит-базальтовой формации, проявившейся в результате тектоно-магматической активизации. Ю.Я. Кошелев, детально изучавший и разведывавший многие месторождения Монголии и Забайкалья, приводит три типа генетической связи флюоритовой минерализации с кислыми дериватами базальтоидного магматизма, проявившегося в связи с позднемезозойской тектоно-магматической активизацией [2, 3].

Для первого типа, встречающегося в основном в Монголии, установлена тесная приуроченность флюоритовых месторождений к вулканическим аппаратам центрального типа. В пределах рудных полей месторождений широким распространением пользуются дайки автомагматических брекчий трахириолитов, часто содержащие флюорит. А на одном из месторождений Хара-Айрагского флюоритоносного района автором данной заметки был вскрыт горными выработками и задокументирован постепенный переход автомагматической брекчии во флюоритизированную брекчию и далее в кварц-флюоритовую жилу брекчиевого строения. Кроме того лавы, изливавшиеся из паразитичес-

ких жерл вулканов центрального типа, содержат часто сферолоиды, внутренние части которых выполнены халцедоном и флюоритом.

Второй тип связи – парагенетический, характерен для месторождений, расположенных на периферии флюоритоносного пояса (в восточной части Монголии и юго-восточном Забайкалье). Здесь месторождения флюорита располагаются в бортовых частях вулcano-тектонических депрессий, нередко лишенных продуктов синхронного кислого вулканизма. Они локализируются вне прямых связей с эффузивами, часто в разрывах в боргах депрессий.

Третий тип флюоритовых месторождений расположен на площадях, вообще лишенных признаков проявлений раннемелового магматизма, синхронного с оруденением. Это преимущественно приаргунская часть флюоритоносного пояса в Восточном Забайкалье, где месторождения приурочены к зонам разломов, уходящих на десятки километров от впадин, но имеющих с ними структурную связь.

Широкое распространение однотипных месторождений флюорита на большой площади с зональным распределением признаков генетической связи с раннемеловым базальт-риолитовым магматизмом не позволяет связывать образование месторождений с очаговым магматизмом, как это рассматривает в своей статье К.Б. Булнаев. На Дальнем Востоке известны флюоритоносные рудные поля и месторождения связанные с конкретным очаговым магматизмом [4, 5]. Для них характерна редкометаллическая направленность оруденения, четкая зональность относительно магматических структур, более высокие температуры минералообразования, локальный характер распространения минерализации и прочее. Ничего подобного нет для эпитермальных флюоритовых месторождений Забайкалья и Монголии.

С другой стороны, работами сотрудников ЗабНИИ [1] была установлена и другая пространственная связь, связь с площадями распространения метаморфизованных протерозой-палеозойских карбонатных пород. В пределах Забайкалья и Монголии эти карбонатные породы не содержат фтора. Не метаморфизованные аналоги этих пород в пределах Сибирской платформы характеризуются повышенным содержанием фтора, а в краевых частях платформы выявляются стратиформные и первично осадочные месторождения флюорита [6].

При изучении флюоритовых проявлений юго-восточной окраины Сибирской платформы было установлено, что источник фтора – фтор, захороненный в составе первичных карбонатных илов. Наиболее благоприятные условия для максимального накопления флюорита возникают в районах с аридным климатом в мелководных усыхающих бассейнах в период окончания садки доломита и перед началом выпадения в осадок гипса. Повышенные содержания магния в водах усыхающих лагун также способствовали накоплению фтора в растворе, в том числе и в составе захороненного раствора. При диагенезе и метаморфизме карбонатных илов происходило обесфторивание пород и его фиксация в виде флюорита. Последний при повышении температуры становился более подвижным и перемещался в местах с повышенным содержанием кальция, создавая рудные тела с метасоматическим оруденением, а в зонах разломов и тектонических нарушений – жильные рудные тела. При этом не отмечено значительных пространственных перемещений фтора от первоначальных мест его накопления, за исключением зон разломов.

Карбонатные породы Забайкалья практически не содержат фтора. Но они имели первичный состав доломитовый, формировались в тех же условиях, что и доломиты окраины Сибирской платформы, имеют близкий с ними возраст, но более метаморфизованы. И вполне возможно, что фтор из этих пород в период позднемезозойской активизации прошел сложный путь перемещений и изменений и переотложился в виде флюорита эпитермальных месторождений.

Нового материала в статье мало. Статья представляет интерес с точки зрения возвращения к уже забытой научной дискуссии и ее возобновления. Приводимые в статье данные по содержанию фтора в различных породах общеизвестны и не дают однозначного ответа на поставленный вопрос. То же относится и к изотопным отношениям стронция. Расхождения между результатами анализа стронциевого соотношения по группам флюорита лежат в пределах ошибки анализа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Котов П.А., Котова А.И., Зарембо Л.И. О региональных факторах контроля размещения и локализации флюоритового оруденения Забайкалья // Флюорит (ресурсы, закономерности образования и размещения). М.: Наука, 1976. С. 95–103.
2. Кошелев Ю.Я. Эпитермальные флюоритовые месторождения Восточно-Монгольского вулканического пояса. Новосибирск: Наука, 1985. 136 с.
3. Кошелев Ю.А. Флюоритовые месторождения Монголо-Забайкальского пояса: образование, размещение, перспективы поисков: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Чита, 2002.
4. Черепанов А.А. Минералогия, геохимия и вопросы генезиса флюоритовых месторождений Восточного Забайкалья: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. Чита, 1971.
5. Черепанов А.А., Архипов Г.Г. Стратиформное флюоритовое оруденение юго-восточной окраины Сибирской платформы // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 1. С.117–130.
6. Черепанов А.А. Крутов Н.К., Рязанцева М.Д., Архипов Г.Г. Флюоритовое оруденение Дальнего Востока и Северо-Востока СССР // Тр. ассоц. Дальнедра. Хабаровск, 1991. Вып. 1. С. 179–189.

А.А. Черепанов

Дальневосточный институт минерального сырья МПР РФ

**О РОЛИ ВЕЩЕСТВА БАЗИТОВ И ВМЕЩАЮЩИХ ВУЛКАНИТОВ
В ФОРМИРОВАНИИ ПРЕДУДНЫХ ПОСЛЕМАГМАТИЧЕСКИХ МИНЕРАЛОВ
ДУКАТСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)**

Л.Г. Филимонова, А.В. Чугаев

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва

В результате исследования минерального состава риолитов Дукатской вулcano-плутонической структуры выделен обширный (около 15 км²) локальный ареал распространения послемагматических минералов (ПМ), вмещающий уникальное Au-Ag месторождение Дукат. Предрудные ПМ, выполняющие системы микротрещин и полостей во флюидалных риолитах, представлены кварц-клиноцоизит-хлоритовой и кварц-хлорит-фенгитовой ассоциациями, характерными соответственно для внешней и внутренней зон ареала. Полученные данные о химическом составе ПМ, изотопном составе Sr клиноцоизитов, кальцитов, калиевых полевых шпатов и вмещающих вулканитов дали основание считать, что ПМ были сформированы в условиях пропилитов в восстановительной обстановке гетерогенной минералообразующей среды, что вещество базитов играло определенную роль в химическом составе ранних порций гидротермальных растворов рудообразующей системы. На ранней стадии развития гидротермальной системы происходило снижение температур кристаллизации ПМ от 350 до 250 °С, сокращение роли в составе гидротермальных растворов Ca, Mn, Fe, Ti, Sr, повышение – Si, Al, K, Rb и H₂O. Эволюция системы сопровождалась ростом интенсивности взаимодействия растворов двух типов. Один из них, связанный с «базитовым» источником, обладал низким значением отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (< 0.7046). В другом источнике, связанном с вмещающими К-риолитами, значение этого отношения превышало 0.7060.

Ключевые слова: риолиты, андезиты, базитовая магматическая камера, послемагматические минералы, изотопный состав стронция, рудообразующая система, Северо-Восток России.

ВВЕДЕНИЕ

В результате изучения геологического строения Балыгачан-Сугойского (Омсукчанского) прогиба, последовательности формирования в его пределах контрастных орогенных вулcano-плутонических комплексов и ассоциированного с ними уникального Au-Ag месторождения Дукат сложилось представление о том, что процессы формирования гидротермальных рудных тел тесно связаны со становлением и эволюцией риолит-гранитных вулcano-плутонических комплексов. По мнению М. М. Константинова, В. Е. Наталенко, А. И. Калинина и др. [3], Р. Г. Кравцовой, М. Н. Захарова [4], для кислой вулcanoгенной магмы характерны процессы остаточного концентрирования летучих (В, F) и рудных элементов (Ag, Sn, Pb и др.). Образование месторождения происходило в послемагматический этап в связи с формированием длительно развивающейся гидротермальной системы. Главные компоненты руд, как полагают авторы, были заимствованы из вмещающих риолитов путем инфильтрации метеорных вод и их рециклинга. Во всех моделях, построенных для месторождения, среди продуктов гидротермальной деятельно-

сти фигурируют только последовательно образованные рудные тела. Данные о локальных гидротермальных изменениях вмещающих пород, которые обычно сопровождают богатые рудные тела, практически отсутствуют.

При изучении минерального состава вулканических пород Дукатской вулcano-плутонической структуры (ВПС) нами были впервые обнаружены разнообразные ассоциации послемагматических минералов (ПМ), выполняющих системы прожилков и полостей в флюидалных риолитах. Особенности их химического состава и характер взаимоотношений с вмещающими породами позволили отнести ПМ к продуктам, отложенным из гидротермальных растворов на различных стадиях эволюции рудообразующей системы [12, 13]. В настоящей статье приводятся материалы об особенностях состава и локализации наиболее ранних, предрудных ассоциаций ПМ. Полученные данные, включающие данные об изотопных отношениях Sr в некоторых минералах и вмещающих породах, позволили сделать определенные выводы об условиях формирования рудообразующей системы и ее эволюции на ранней стадии развития.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ДУКАТСКОЙ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ

Дукатская ВПС локализована в субмеридиональном рифтогенном Омсукчанском (или Балыгчан-Сугойском) прогибе, примыкающем с севера к краевому Охотско-Чукотскому вулканическому поясу. Ее позиция фиксируется узлом пересечения субширотных, субмеридиональных и северо-западных систем разломов, прослеженных далеко за пределы прогиба, а центр обозначен субвулканическим телом раннемеловых крупнопорфировых риолитов (невадитов). Концентрические системы даек, штоков и силлов риолитов маркируют периферические зоны разломов (рис. 1). Данные о геологическом строении ВПС и изотопные возрасты вулкано-плутонических и гидротермальных образований приведены в монографии [3].

Фундаментом структуры служат триасово-юрские метаморфизованные отложения верхоянского комплекса. На них с резким угловым несогласием налегают континентальные вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования. В раннем мелу, в условиях интенсивного прогибания, были сформиро-

ваны кислые К-риолиты аскольдинской и осадочные угленосные толщи омсукчанской свит. Возраст К-риолитов составляет 123.5 ± 3 млн лет при начальном $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношении, равном 0.7031 ± 3 . Позднемеловые средние и кислые вулканиды с угловым несогласием перекрывают раннемеловые вулканогенно-осадочные толщи. Андезиты тавватумской свиты и их субвулканические аналоги распространены на периферии структуры. К-Na-риолиты наяханской свиты характерны для ее западного фланга. Их Rb-Sr возраст составляет 90.5 ± 2.5 млн лет, а начальное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7047 \pm 3$ [2]*. Разновозрастные кислые вулканиды преобладают в вулканогенной толще. Среди них выделяются пачки разнообразных игнимбритов, туфолав, штоки невадитов, силлы и дайки мелкопорфировых, афировых, флюидалных риолитов.

Интрузия позднемеловых биотитовых гранитов омсукчанского комплекса располагается на глубине 960–1320 м от современной поверхности. По K-Ar датировкам возраст интрузии находится в интервале от 80 до 82 млн лет.

Наиболее поздний импульс магматической активности в пределах Дукатской ВПС зафиксирован

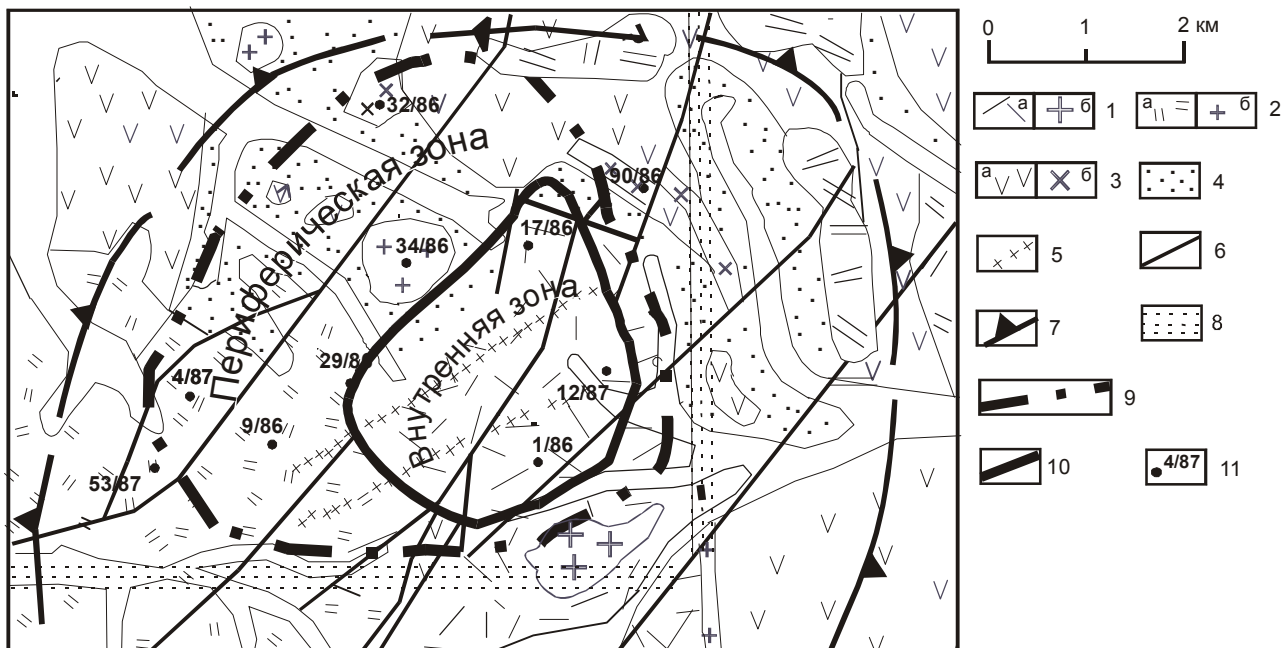


Рис. 1. Схема геологического строения северной половины Дукатской ВПС.

1 – раннемеловые вулканиды аскольдинской свиты: К-риолиты (а) и невадиты (б); 2 – позднемеловые вулканиды наяханской свиты: К-Na-риолиты (а) и невадиты (б); 3 – позднемеловые вулканиды тавватумской свиты: андезиты (а) и диориты (б); 4 – раннемеловые угленосные отложения омсукчанской свиты. 5 – дайки базальтов; 6 – разломы; 7 – границы Дукатской ВПС; 8 – зоны скрытых глубинных разломов, фрагментов субширотной Буюндино-Гижигинской и субмеридиональной Омсукчанской систем; 9 – граница ареала локальных послемагматических изменений, вмещающих Au-Ag месторождение Дукат; 10 – условная граница, разделяющая внешнюю зону ареала с кварц-клиноцоизит-хлоритовой ассоциацией ПМ от внутренней с кварц-хлорит-фенгитовой ассоциацией; 11 – точки отбора образцов и их номера, указанные в табл. 1, 2, 3.

*Полученные нами Rb-Sr данные для риолитов наяханской свиты Дукатской ВПС ложатся на изохрону, полученную Д. И. Колесниковым, Ю. П. Шергиной, М. И. Розиновой и др. [2] для аналогичных риолитов прилегающей Кенской площади.

дайками андезибазальтов, характерных для рудного поля и секущих все известные магматические и гидротермальные образования.

Рудные тела месторождения Дукат компактно размещаются среди риолитов аскольдинской свиты в северной части структуры. К наиболее важным особенностям руд месторождения относятся: большое разнообразие серебросодержащих минеральных видов; широкое распространение силикатов и карбонатов Mn; ограниченное содержание сульфидов, среди которых преобладают галенит и сфалерит. Главные продуктивные минералы представлены акантитом, кюстелитом, самородным серебром и его сульфосолями. Руды месторождения были сформированы в два этапа. В течение раннего этапа были последовательно образованы кварц-хлорит-полисульфидные рудные тела и секущие их кварц-хлорит-адуляровые жилы, продуктивные в отношении Ag. Формирование последних, по данным Rb-Sr метода, происходило 84 ± 1 млн лет назад [3]. В поздний этап развития рудной минерализации были сформированы мощные плитообразные кварц-родонит-родохрозитовые рудные тела.

Проведенные нами исследования минерального состава вулканитов Дукатской ВПС позволили выделить локальный ареал предрудных послемагматических изменений риолитов, вмещающих руды Дукатского месторождения. Ниже приводятся данные о внутреннем строении ареала, химическом составе ПМ и результаты их Rb-Sr изотопного исследования.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Данные о парагенезисах ПМ из локальных зон изменений риолитов были получены в результате изучения образцов, отобранных из коренных пород естественных обнажений и бульдозерных зачисток. Исследуемая территория характеризуется высокой расчлененностью рельефа (абсолютные отметки варьируют в пределах 800–1200 м), а также отсутствием растительности. Такой способ сбора коллекции образцов дает возможность в наиболее полной мере (в отличие от просмотра керн скважин) проследить латеральные вариации минерального состава пород, выявить зоны концентрации микротрещин и полостей, выполненных ПМ. В процессе работы было просмотрено и исследовано около 500 штуфных образцов. Для детальных исследований отбирались те, которые содержали в полостях и прожилках максимальное количество новообразованных минералов. Морфология, соотношения индивидов в минеральных агрегатах изучались визуально, в шлифах и в сканирующем электронном микроскопе. Химический состав отдельных минералов изучался с помощью рентгено-спектрального микроанализа MS-46 Сатеса, аналитик И. П. Лапутина. Картины микро-

дифракции электронов для тонкодисперсных минеральных фаз были получены Н. В. Трубкиным в просвечивающем электронном микроскопе JEM-100С, оборудованном рентгеновским энергодисперсионным спектрометром, который позволяет регистрировать химические элементы от Na до U.

Rb-Sr изотопные исследования образцов были проведены в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН с применением традиционных методов и подходов. Разложение валовых проб и силикатных минералов осуществлялось в смеси кислот HNO_3 и HF (1:3). Кислотная смесь вместе с навеской образца выдерживалась во фторопластовом сосуде при температуре 80 °С до полного растворения пробы. Затем раствор упаривался досуха. Для перевода солей Rb и Sr в хлориды полученный осадок обрабатывался концентрированной HCl. Кальцит растворялся в 2N HCl, после чего раствор центрифугировался и упаривался. Выделение Rb и Sr было выполнено с помощью ионообменной хроматографии. Разделение элементов осуществлялось в среде 2N HCl в кварцевых колонках, заполненных 3 см³ ионообменной смолой Dowex50X8. Суммарный уровень фона по всей процедуре химической подготовки образцов для Rb не превышал 0.1 нг, а для Sr – не более 0.15 нг. Для определения концентрации Rb и Sr в образцах использовался метод изотопного разбавления, где в качестве трасера выступала смесь изотопов ⁸⁵Rb и ⁸⁴Sr. Измерение изотопных отношений Rb и Sr проводилось на многоколлекторном масс-спектрометре Sector 54 (Великобритания). Для Rb применялся трехленточный режим с двумя Ta испарителями и одним Ta ионизатором. Анализ изотопного состава Sr выполнялся в традиционном одноленточном режиме на окисленном тантале [15]. Учет фракционирования изотопных масс в процессе измерения осуществлялся по отношению $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.1194$. Надежность получаемых отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ контролировалась с помощью международного стандарта NBS SRM987.

Для того чтобы получить представление о соотношениях изотопов Sr к моменту активизации гидротермальных процессов в рудообразующей системе, нами были получены Rb-Sr изотопные характеристики для риолитов, практически не затронутых локальными послемагматическими изменениями. Кроме того, нами были рассчитаны значения изотопного состава Sr ПМ и вмещающих пород на возраст 84 млн лет [$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{84}$] и ϵ_{Sr}^* на тот же возраст.

*Величина ϵ_{Sr} использована нами в работе для более наглядного представления полученных данных с близкими значениями $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{84}$ на диаграммах. По Г. Фору [14], величина ϵ_{Sr} представляет собою разницу между величиной $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, рассчитанной для образца на определенный момент времени, и соответствующим значением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в однородном резервуаре на этот же момент времени.

Время начала гидротермальной деятельности в рудообразующей системе, соответствующее 84 ± 1 млн лет, принято нами условно, поскольку образование ранних ПМ во времени и пространстве тесно связано с процессами рудоотложения, происходившими в этот период, и отделено значительной паузой (3–10 млн лет) от окончательного становления вулканогенной толщи наяханской свиты (90.5 ± 2.5 млн лет).

ОСОБЕННОСТИ ПРЕДУРНЫХ ПОСЛЕМАГМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ РИОЛИТОВ ДУКАТСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Предурные послемагматические изменения пород в пределах Дукатского рудного поля наиболее интенсивно проявлены в силах и дайках афировых, мелко- и крупнопорфировых разностей флюидальных риолитов, трассирующих системы радиально-концентрических разломов вулканической структуры. Площадь овального ареала их распространения около 15 км^2 (рис. 1). Послемагматические минералы в измененных породах выполняют единую систему микротрещин и полостей, которая была благоприятна для циркуляции послемагматических растворов (рис. 2). Мощность микротрещин невелика и редко достигает 1–2 мм. Размеры полостей, приуроченных к узлам пересечения микротрещин или к центрам литофиз, могут достигать нескольких сантиметров. Наиболее крупные кристаллы ПМ (до 1–2 см) приурочены к стенкам полостей, где они образуют разнообразные по морфологии колонии и микроагрегаты.

Предурные ПМ образуют кварц-клиноцоизит-хлоритовую и кварц-хлорит-фенгитовую ассоциацию. Ассоциация, включающая клиноцоизит, характерна для краевой зоны ареала. Строение зоны асимметрично (рис. 1). Ее максимальная (до 5 км) мощность наблюдается на северном и западном флангах ареала. В южной и восточной частях ареала внешние границы зоны определяются позицией фрагментов систем скрытых региональных глубинных разломов субширотной Буондино-Гижигинской и субмеридиональной Омсукчанской ослабленных зон.

Кварц-клиноцоизит-хлоритовая ассоциация минералов представлена последовательно образованными крупными (до 1–1.5 см) кристаллами кварца, клиноцоизита и тесно срастающимися с ними более мелкими ($< 1 \text{ мм}$) кристаллами хлорита, калиевого полевого шпата, более позднего кальцита (рис. 3).

Минералы кварц-хлорит-фенгитовой ассоциации ПМ характерны для внутренней зоны ареала, где располагается основная часть продуктивных руд месторождения. В составе этой ассоциации наиболее распространены крупные призматические кристаллы кварца и различно ориентированные пакеты пластин хлорита (рис. 4). Среди них присутствуют кристаллы фенгита и адуляра.

Химический состав флюидальных риолитов, содержащих перечисленные ПМ, существенно отличается от состава аналогичных пород, не затронутых локальными послемагматическими изменениями (табл. 1). Разновидности риолитов, обогащенные

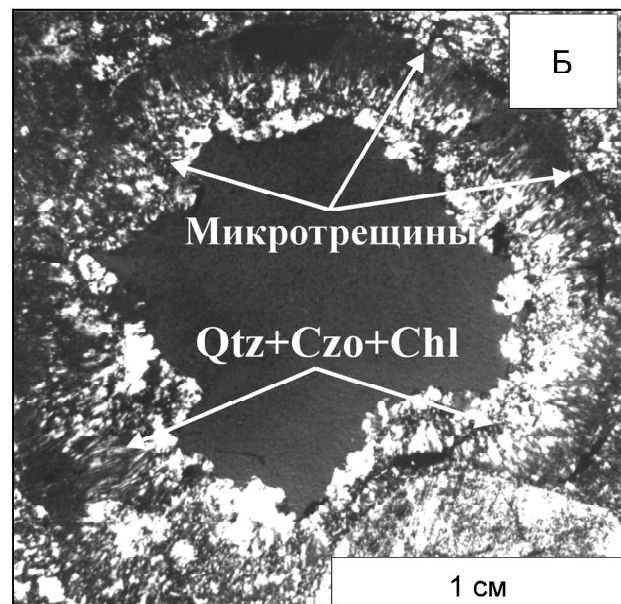
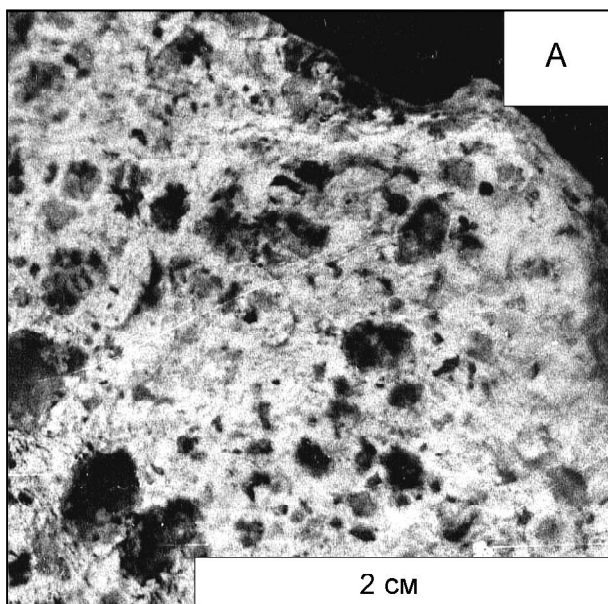


Рис. 2. Флюидальные риолиты наяханской свиты. В штучном образце риолита (А) и на фото прозрачного шлифа (Б) прослеживаются флюидальная структура основной массы риолита (А), микротрещины (Б) и многочисленные полости, выполненные различными ПМ. Символы минералов см. табл. 3.

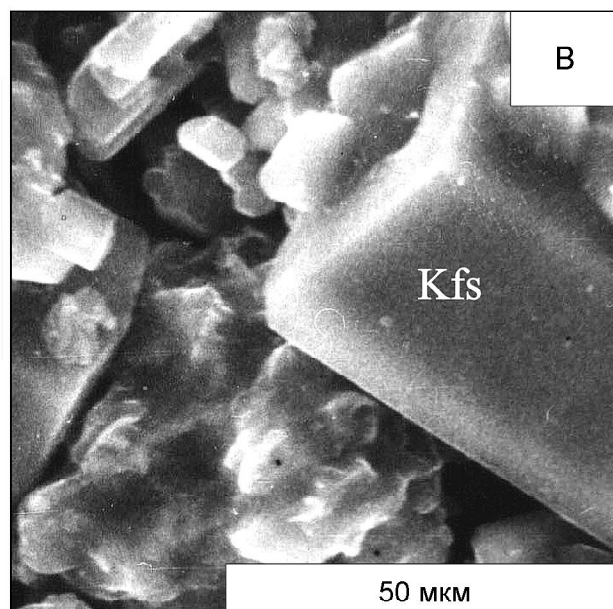
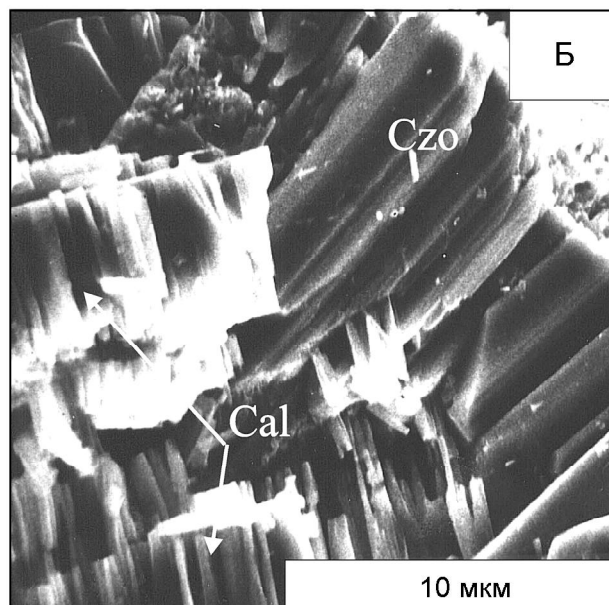
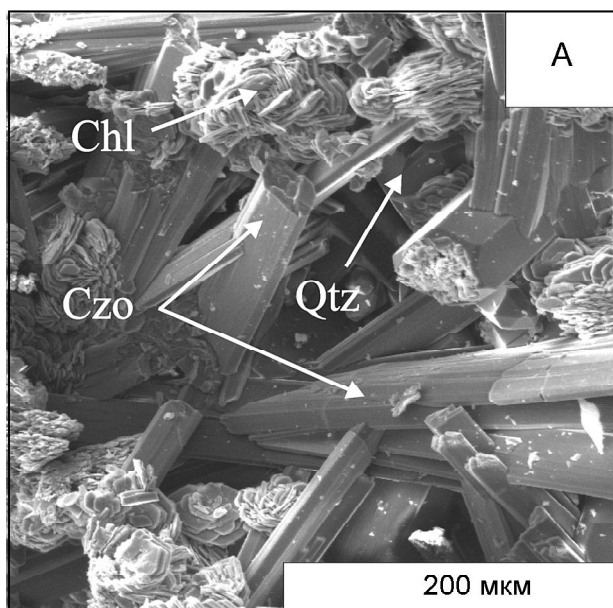


Рис. 3. Минералы кварц-клиноцоизит-хлоритовой ассоциации ПМ из литофиз флюидальных риолитов (СЭМ).

А – кристаллы кварца (Qtz), клиноцоизита (Czo), микроагрегаты пластин хлорита (Chl); Б – пластины кальцита (Cal) и кристаллы клиноцоизита; В – брусковидные кристаллы калиевого полевого шпата (Kfs) и чешуйки хлорита.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПРЕДУДНЫХ ПОСЛЕМАГМАТИЧЕСКИХ МИНЕРАЛОВ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИХ Rb-Sr ИЗОТОПНОГО ИССЛЕДОВАНИЯ

Проведенное нами исследование двух предрудных ассоциаций ПМ показало, что их распределение в пределах ареала не зависит от вариаций химического состава разновозрастных вмещающих риолитов. В табл. 2, 3 и 4 приводятся данные о химическом составе ПМ, а также величины $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ изотопных отношений для некоторых минералов и вмещающих пород, на рис. 5 в координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} - \epsilon_{\text{Sr}}$ изображены соответствующие им точки.

Кварц-клиноцоизит-хлоритовая ассоциация

Клиноцоизит образует колонии бледно-розовых, желтовато-розоватых радиально-лучистых, параллельно-шестоватых кристаллов (рис. 3а, б). Для многих из них характерен скелетный, футлярообразный облик, многочисленны сингенетические полости, микротрещины, включения. Химический состав минерала (табл. 3) характеризуется невысокими величинами содержания оксидов Fe (6.29–9.28 мас. %), повышенными – оксида Mn (0.90–1.78 мас. %). В некоторых зернах были обнаружены примеси Cr_2O_3 (до 0.09 мас. %) и ZnO (до 0.06 мас. %). Величина содер-

клиноцоизитом и ассоциирующими с ним минералами, относительно обогащены оксидами Ca, Mn, Fe. Присутствие новообразованных карбонатов фиксируется повышением доли CO_2 (до 0.11 мас. %). Разновидности риолитов, включающих хлорит, адуляр и фенгит, характеризуются повышенными содержаниями оксидов Fe и K.

Соотношения рудных тел и вмещающих их измененных разностей риолитов позволяют полагать, что ПМ, выполняющие системы прожилковых зон, и позднее сформированные гидротермальные руды составляют единую цепочку событий, проявленных в послемагматический период развития рудоносного блока после окончательного становления всей вулканогенной толщи.

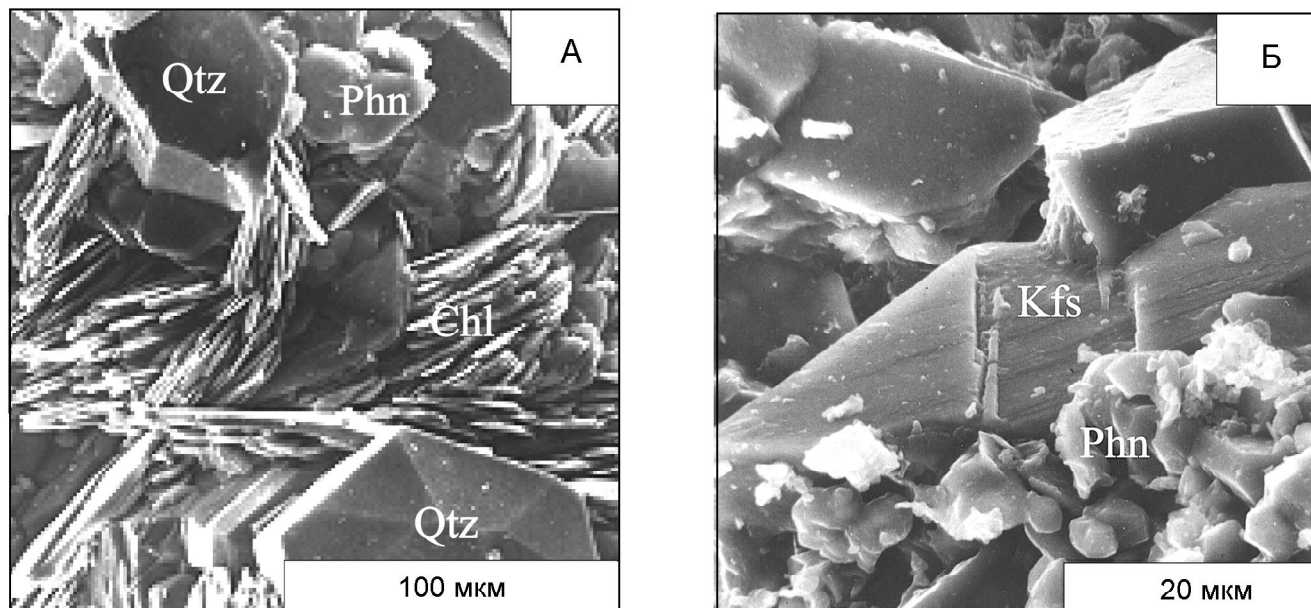


Рис. 4. Минералы кварц-хлорит-фенгитовой ассоциации, расположенные на стенке полости литофизы из калиевого риолита (СЭМ).

А – кристаллы кварца (Qtz) с пластинами хлорита (Chl) и фенгита (Phn); Б – ромбовидные зерна адуляра (Kfs) среди массы хлорита и кварца.

Таблица 1. Химический состав вулканических пород Дукатской ВПС.

Возраст Свита	Ранний мел		Поздний мел				
	Аскольдинская		Тавгагумская		Наяханская		
Порода (№ пробы)	Игнимбрит (17/86)	Олигофировый флюид. риолит (12/87)	Двупироксеновый габбродиорит (32/86)	Кварцевый диорит (90/87)	Невадит (34/86)	Невадит (53/86)	Полифировый флюид. риолит (4/87)
Главные ПМ		Qtz, Chl, Kfs, Phn					Czo, Qtz, Chl, Kfs,
SiO ₂	71.66	79.46	54.27	63.74	75.23	75.20	73.48
TiO ₂	0.14	0.14	1.46	0.82	0.12	0.15	0.14
Al ₂ O ₃	15.48	11.86	18.29	16.80	12.95	12.53	14.05
Fe ₂ O ₃	0.39	0.84	1.84	1.13	1.45	0.31	1.20
FeO	0.41	0.41	6.07	3.61	0.64	1.31	0.87
MnO	0.03	0.03	0.22	0.07	0.05	0.07	0.10
MgO	0.04	0.04	3.52	1.51	0.13	0.09	0.08
CaO	0.11	0.05	8.50	4.46	0.53	0.50	1.08
Na ₂ O	3.07	0.09	3.04	3.02	3.97	3.18	4.46
K ₂ O	6.65	4.83	0.75	1.88	4.21	5.30	4.21
H ₂ O	1.35	1.77	1.64	1.58	0.33	0.79	0.50
CO ₂							0,11
Сумма	99.44	99.63	99.69	98.62	99.77	99.56	100.28

жания пистацидового компонента (Ps), характеризующего долю Fe⁺³ в октаэдрической позиции, занятой Al и Fe, невелика и колеблется от 0.13 до 0.18 форм. ед. Концентрации Rb и Sr были определены в двух образцах (табл. 4). Клиноцоизит характеризуется достаточно высокими концентрациями Sr (171 и 289 г/т), тогда как для Rb установлены низкие значения содержаний (1.4 и 0.07 г/т). Величины ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношений в изученных образцах близки друг к другу и составляют 0.70494±4 и 0.70491±4 (табл. 4).

К-полевой шпат представлен прозрачными бесцветными кристаллами брусковидного облика (рис. 3в). Величина содержания Na₂O достигает 3.33 мас. %, Sr и Rb – соответственно 196 и 8.7 г/т. Для минерала характерны низкие ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr и ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr изотопные отношения, равные 0.128±1 и 0.70475±2 соответственно. Рассчитанное значение (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)₈₄ ниже, чем у клиноцоизита, и равно 0.7046 (табл. 4).

Таблица 2. Rb–Sr изотопные данные для пород аскольдинской (1), тавватумской (2) и наяханской (3) свит.

Номер	Анализируемый материал	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (на 84 млн лет)	ϵ_{Sr} (T=84 млн лет)	Ссылки
К-риолиты (1)								
614	порода	189	40	13,74	0,7267±2	0,7103	+83	
615	—«—	216	32	19,78	0,7380±2	0,7144	+141	
630	—«—	235	55	12,49	0,7249±4	0,7100	+79	[3]
662	—«—	160	100	4,63	0,7113±2	0,7060	+19	
677	—«—	236	40	17,08	0,7333±3	0,7129	+120	
Габбродиорит, диорит (2)								
32/86	плагноклаз из двупироксенового габбродиорита	13,8	534	0,075	0,70462±2	0,7045	+1,8	данные авторов
90/87	кварцевый диорит плагноклаз	33,1 5,6	410 969	0,2335	0,70467±1	0,7044	-3,2	
К-Na-риолиты (3)								
869	порода	233	60	11,26	0,7233±1	0,7099	+77	
872	—«—	249	42	18,8	0,7322±1	0,7098	+76	[3]
822	—«—	209	33	18,48	0,7306±2	0,7085	+59	
34/86	порода	154	145	3,08	0,70868±2	0,7050	+8,2	
	полевого шпат	212	225	2,73	0,70832±2			данные авторов
53/86	порода	161	86,4	5,41	0,71134±2	0,7049	+6,9	
	полевого шпат	85	204	1,21	0,70618±2			
1625	порода	106	164	1,87	0,7069±1	0,7047	+3,8	
730	—«—	130	97	3,89	0,7096±1	0,7050	+7,9	
732	—«—	128	103	3,59	0,7089±1	0,7046	+3,0	
725	—«—	95	158	1,74	0,7067±1	0,7046	+3,1	[2]
726	—«—	126	143	2,55	0,7078±1	0,7048	+5,0	
734	—«—	105	117	2,60	0,7078±1	0,7047	+4,2	

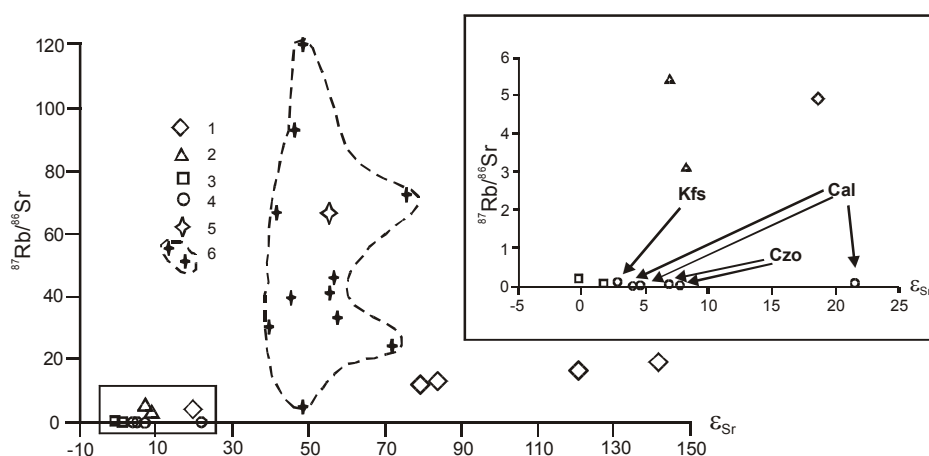


Рис. 5. $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ – ϵ_{Sr} диаграмма, на которой показаны области значений для вулканитов аскольдинской (1), наяханской (2), тавватумской (3) свит, а также значения, соответствующие минералам кварц-клиноцит-хлоритовой (4) и кварц-хлорит-фенгитовой (5) ассоциаций ПМ. Пунктирной линией (6) оконтурена область, соответствующая адулярам из рудных тел раннего этапа месторождения Дукат. Все значения ϵ_{Sr} для пород и минералов приведены для возраста 84 млн лет.

Железистый хлорит представлен овальными темно-зелеными пластинами. Они слагают лентовидные агрегаты (рис. 4а). К наиболее характерным особенностям химического состава хлоритов (табл. 3) относятся высокие содержания оксидов Mn (до 6.58 мас. %) и Fe (до 38.58 мас. %). При этом величины содержаний MgO в них не превышают 1.29 мас. %. Величина железистости (Fe/Fe+Mg) – 0.94–0.95. Велика доля Al^{IV} (от 2.4 до 2.6 форм. ед.).

Кальцит представлен параллельно-шестоватыми агрегатами, образующими различно ориентированные пластины толщиной несколько микрон (рис. 3б). Края пластин, разделяющих полые пространства на отдельные сегменты, прочно соединяются с расположенными на стенках полостей более ранними кристаллами кварца и клиноцоизита. В химическом составе кальцита обнаружены примеси оксидов Mn, Fe, Mg, величины содержаний кото-

Таблица 3. Химический состав предрудных ПМ из флюидальных риолитов Дукатского рудного поля.

свита	Наяханская, поздний мел							Аскольдинская, ранний мел					
Мин. ассоц.	Кварц-кальцит-калишпат-клиноцоизитовая							Кварц-адуляр-фенгит-хлоритовая					
№ обр.	4/87				9/86			29/86		1/86			
минерал	Czo	Chl	Kfs	Cal	Czo	Chl	Cal	Czo	Cal	Chl	Phn	Phuc	Kfs
SiO ₂	38.20	23.46	65,35		38.71	23.51		38.97		25.53	45.33	46.65	64,17
TiO ₂	0.07									0.03			
Al ₂ O ₃	28.65	21.36	18,86		28.02	21.05		24.83		20.13	30.22	26.76	19,54
Fe ₂ O ₃	6.90				6.29			9.28					
FeO		38.58		0,15		35.02				36.70	4.87	4.90	
Cr ₂ O ₃		0.03								0.12	0.04	1.14	
MnO	0.90	3.58		4,11	1.69	6.58	0,06	1.78	3,20	3.76	0.05	0.01	
CaO	21.79			51,62	23.27		56,02	22.63	52,51				
MgO		1.11				1.29			0,19	2.19		0.45	
K ₂ O			11,80								9.15	9.45	15,65
Na ₂ O			3,33										0,34
CO ₂				43,15			44,00		43,40				
Сумма	96.50	88.12	99,34	99,03	97.99	87.45	100,08	97.49	99,30	88.46	89.66	89.36	99,70
Si	3.00	5.43	2.99		3.01	5.56		3.09		5.77	6.47	6.72	2.98
Ti	0.01									0.02			
Al ^{IV}		2.57				2.44				2.23	1.53	1.28	
Al ^{VI}	2.65	3.20			2.57	3.14		2.32		3.27	3.55	3.26	
Al ⁺³			1.02										1.03
Fe ⁺³	0.40				0.37			0.51					
Fe ⁺²		7.40				6.73		0.04		6.39	0.58	0.59	
Cr										0.05		0.13	
Mn	0.06	0.67		0.12	0.11	1.32		0.12	0.09	0.73			
Ca	1.88			1.88	1.94		2.00	1.92	1.90				
Mg		0.38				0.46			0.01	0.72	0.01	0.10	
Na			0.30										0.03
K			0.69								1.67	1.73	0.93
Катионы Fe/Fe+Mg	8.00	19.69	4.99	2.00	8.00	19.64	2.00	8.00	2.00	19.57	13.81	13.83	4.98
		0.95				0.94				0.90	0.99	0.87	
Ps	0.13				0.13			0.18					
T °C		350				330				300	250	260	

Примечание. Минералы: Czo – клиноцоизит, Chl- хлорит, Cal – кальцит, Kfs – калиевый полевой шпат, Phuc – фуксит, Phn – фенгит. Температуры образования хлоритов и фенгитов рассчитаны соответственно по уравнениям: $T = 61,92 + 321,98 \cdot (Al^{IV})$ и $T = 0,7928 - R_{gr}/0.0025$ с точностью до 10 °C [19, 20]. Оксиды – в мас. %, катионы – в форм. ед.

Таблица 4. Rb–Sr изотопные данные для послемагматических минералов флюидальных риолитов Дукатского рудного поля.

Номер образца	Минерал	Rb, ppm	Sr, ppm	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr (на 84 млн лет)	ε _{Sr} (T=84 млн лет)
Кварц-клиноцоизит-хлоритовая минеральная ассоциация							
9/86	Клиноцоизит	0,07	289	0,001±5	0,70494±4	0,70494	+7,6
4/87	—«—	1,40	171	0,02±1	0,70491±4	0,70489	+6,9
4/87	Адуляр	8,7	196	0,128±1	0,70475±2	0,70460	+2,8
9/86	Кальцит	0,03	161	0,001±3	0,70469±2	0,70469	+4,1
4/87	—«—	1,00	58	0,046±8	0,70597±3	0,70592	+21,0
29/86	—«—	0,40	148	0,008±5	0,70474±6	0,70473	+4,7
Кварц-хлорит-фенгитовая минеральная ассоциация							
16/86	Адуляр	93	4,1	66,8±2	0,7880±1	0,70827	+54,0

рых соответственно не превышают 4.11, 0.15 и 0.15 мас. %. Результаты Rb-Sr изотопного исследования трех образцов показали заметные вариации изотопных отношений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, значения которых варьиру-

ют от 0.7047 до 0.7060 (табл. 4). Эти вариации не зависят от концентраций Rb, значения которых невелики и изменяются от 0.03 до 1 г/т. Максимальная величина отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr фиксируется в образце с наиболее низким содержанием Sr (58 г/т).

Кварц-хлорит-фенгитовая ассоциация

Железистый хлорит представлен хорошо оформленными гексагональными пластинами, окрашенными в травяно-зеленые тона различной интенсивности (рис. 4а). Размер отдельных кристаллов колеблется от 10 до 500 мкм. По своему химическому составу и структурному состоянию хлорит из данного парагенезиса близок к хлориту из кварц-клиноцоизит-хлоритовой ассоциации (табл. 3). Он также характеризуется значительной железистостью, высокими содержаниями MnO (от 3.76 до 5.96 мас. %), присутствием Cr_2O_3 (до 0.12 мас. %), ZnO (до 2.29 мас. %), S (до 2.1 мас. %). При этом величина Al^{IV} понижена (до 2.08 форм. ед.). Этот хлорит весьма близок по составу к хлоритам ранних продуктивных рудных зон месторождения Дукат. По данным, которые приводят О. В. Русинова и В. Л. Русинов [10], последний также относится к высокожелезистой разновидности и содержит повышенные содержания Mn.

Железистый фенгит образует мелкие (диаметром до 1.0 мм), изогнутые, овальные белые пластины, тесно срастающиеся с хлоритом и кварцем (рис. 4а). Все проанализированные фенгиты, как и подобает этому минералу, содержат в октаэдрической позиции Fe^{+2} в количестве до 0.60 форм. ед. (табл. 3). Дефицит положительных зарядов компенсируется уменьшением содержания Al^{IV} и соответствующим ростом Si^{+4} . Фуксит, Sr-содержащая разновидность фенгита, образует разрозненные микроагрегаты изогнутых светло-зеленых чешуек. При достижении величины содержания фукситового компонента в минерале значения 6.5%, его железистость изменяется от 1.00, характерной для обычного фенгита, до 0.87 (табл. 3).

Адуляр представлен уплощенными, молочно-белыми и розоватыми, ромбоэдрическими кристаллами, величина которых может достигать нескольких миллиметров (рис. 4б). По сравнению с K-полевым шпатом, ассоциирующим с клиноцоизитом, адуляр содержит значительно меньше Na_2O (всего 0.34 против 3.33 мас. %) и Sr (4 против 196 г/т) при высокой концентрации Rb (94 г/т). Рассчитанное значение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{84}$ для этого минерала составляет 0.7083 (табл. 4).

Приведенные данные об ареалах распространения, химическом составе ПМ из двух парагенезисов указывают на их принадлежность к рудообразующей системе, образовавшей месторождение Дукат. Об этом свидетельствуют высокое содержание Mn в минералах рудных тел и зон локальных послемагматических изменений, а также присутствие в ПМ примесей Zr и S. Реконструкция условий формирования прерудных ПМ может дать представление о некоторых параметрах состояния рудообразующей системы на ранних стадиях ее развития, непосредственно предшествующих массовому рудоотложению.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОСЛЕМАГМАТИЧЕСКИХ МИНЕРАЛОВ И ВОЗМОЖНЫЕ ИСТОЧНИКИ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРОВ

Физико-химические параметры условий формирования прерудных ПМ могут быть реконструированы с помощью известных геотермометров, а также с привлечением экспериментальных данных и теоретических расчетов, касающихся параметров областей устойчивости некоторых минеральных парагенезисов.

Температуры кристаллизации хлоритов и фенгитов, приведенные в табл. 3, были рассчитаны по уравнениям, предложенным М. Кателино [19, 20]. Изучение новообразованных белых слюд и хлоритов из различных гидротермальных и метаморфических систем, проведенное этим автором, показало, что существуют четко выраженные зависимости вариаций содержания Al^{IV} у хлоритов и пиррофиллитового компонента у белых слюд от температур, при которых кристаллизовались эти минералы.

Судя по рассчитанным температурам кристаллизации Fe-хлорита, кварц-клиноцоизит-хлоритовая ассоциация минералов могла быть образована при температурах 330–350 °С. Этот интервал близок к значениям температур (около 320 °С), при которых по расчетам Д. Берда и др. [17] могут совместно существовать клиноцоизит и калиевый полевой шпат. Fe-хлориты и Fe-фенгиты из кварц-хлорит-фенгитовой ассоциации внутренней зоны ареала могли формироваться в интервале 250–300 °С. Снижение температуры кристаллизации минералов, последовательно образованных в периферической и центральной частях ареала, фиксируется также в различиях морфологического облика калиевого полевого шпата и его химического состава. По данным, которые приводит В. А. Павлишин [7], псевдотетрагональные (брусковидные) кристаллы калиевого полевого шпата (габитусные формы {010} и {001}, вытянутость по {100}) из кварц-клиноцоизит-хлоритовой ассоциации формируются при более высоких температурах по сравнению с температурами образования кристаллов адуляра (габитусные грани {110} и {101}), ассоциирующего с кварцем и хлоритом.

Значения температур и других параметров кристаллизации изученных нами ПМ соответствуют измеренным и рассчитанным аналогичным значениям для сходных парагенезисов гидротермально измененных пород современных активных и древних геотермальных систем, данные по которым представлены в [6, 16, 18, 21, 22, 26]. На территориях современных геотермальных систем в 3-х километровой толще гидротермально измененных пород зафиксирована четкая минеральная зональность, которая обус-

ловлена закономерным изменением физико-химических условий в местах разгрузки растворов по мере их удаления от глубинного источника тепла. В связи с этим есть все основания полагать, что изученные нами предрудные ПМ были образованы в глубинной (1500–800 м от палеоповерхности) части рудообразующей системы. Согласно представлениям Р. Г. Силлитоу [27], Д. В. Рундквиста [9], Р. Хенли и А. Элліса [25] и Д. Хаяба и др. [23] подобные глубинные высокотемпературные области “вулканогенных” рудообразующих систем представляют собой восходящие гидротермальные плюмы. Их образование связывается с возникновением на глубине 4–5 км магматической камеры, являвшейся источником тепла, необходимого для активизации гидротермальной деятельности. Предполагается, что первоначальный состав восходящих гидротермальных растворов был образован при смешении пневматолито-гидротермальных флюидов, отделявшихся от магматического очага, и метеорных вод.

Определенная последовательность кристаллизации предрудных ПМ от внешней зоны ареала к его внутренней части может быть связана с изменениями характера флюидного режима системы. Как показали исследования Д. Хеденквиста [24], наиболее высокие температуры кристаллизации минералов краевой зоны могут быть связаны со снижением объема растворенных газов в минералообразующей среде за счет их удаления в окружающее пространство. Напротив, повышенная роль летучих в растворах центральной части системы могла привести к вскипанию растворов и кристаллизации ПМ при более низких температурах.

Минералообразующая среда, в которой последовательно формировались изученные ПМ, характеризовалась низкой фугитивностью кислорода. Расчеты фугитивности O_2 для аутигенных эпидотсодержащих минеральных ассоциаций из активных геотермальных систем Салтон Си (Калифорния), Серро Приэто (Мексика), Лардерелло-Тревел (Италия), Сан Мартин (Мал. Антильские о-ва) показали, что маложелезистые ($Ps = 15–30$) эпидоты кристаллизуются в условиях низкой фугитивности O_2 , контролируемой кварц-фаялит-магнетитовым буфером, и ассоциируют с высокожелезистым хлоритом. Активными восстановителями в системе могли быть соединения углерода, о чем свидетельствует появление кальцита, образованного вслед за кристаллизацией клиноцоизита, хлорита и калиевого полевого шпата [16, 18, 21].

Повышение активности кислорода в локальных участках эволюционирующей системы, приведшее к образованию кальцита в ассоциации с клиноцоизитом и фуксита в ассоциации с Fe-хлоритом, следует связывать с процессами взаимодействия

восстановленных гидротермальных растворов и поровых растворов вмещающих риолитов. Исследования, проведенные Н. П. Лаверовым, В. Л. Барсуковым, В. И. Мальковским и др. [5], показали, что именно такой характер взаимодействия рудоносных растворов и вмещающей среды проявляется в тех случаях, когда продуктивные жильные зоны сочетаются со слабо проявленными метасоматическими изменениями боковых пород.

Веским аргументом, свидетельствующим в пользу существования процессов смешения в гидротермальной системе, является четко проявленная корреляция между величинами содержаний Sr и значениями первичных изотопных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ в ПМ. Эта зависимость показана на рис. 6. Четыре точки, соответствующие адуляру и трем кальцитам, образуют прямую линию. Выявленная линейная зависимость для этих проб может быть описана моделью изотопного смешения Sr из двух источников, различающихся величиной отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$. Изотопные составы Sr крайних членов этой смеси могут характеризовать потенциальные источники поступления Sr в гидротермальный раствор. Для одного из них величина $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения > 0.7060 , а для другого < 0.7046 . Точки, соответствующие на этом графике клиноцоизиту, лежат выше этой линии. Вероятно, изотопный состав Sr в этом минерале определялся более сложной моделью смешения.

Таким образом, полученные нами данные о составах и свойствах предрудных ПМ указывают на то, что они были образованы в глубинной части гетерогенной рудообразующей системы в условиях формирования пропилитов при низкой фугитивности O_2 . На ранней предрудной стадии развития рудообразующей системы происходили процессы смешения растворов, обладающих разным изотопным составом Sr.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Установленный нами перечень предрудных ПМ Дукатского рудного поля в общих чертах сходен с приводимым Н. В. Петровской [8] и Л. В. Таусоном и др. [11] перечнем продуктов ранних стадий рудообразования в большинстве гидротермальных месторождений (за исключением колчеданных). Для них отмечается существенная роль кварца, а также слюды, хлоритов, полевых шпатов, карбонатов. Отличительной особенностью исследованных нами ассоциаций является широкое распространение клиноцоизита. Широкое распространение среди двух предрудных ассоциаций минералов фемического состава позволяет полагать, что вмещающие кислые вулканические породы вряд ли могли являться главным источником компонентов для ранних порций гидротермальных растворов.

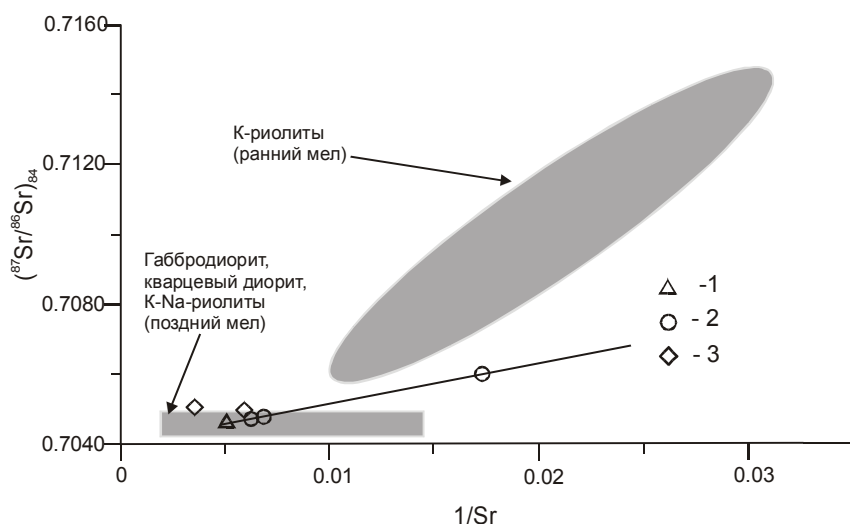


Рис. 6. $1/Sr - (^{87}Sr/^{86}Sr)_{84}$ диаграмма демонстрирует зависимость между величиной, обратно пропорциональной концентрации Sr, и его начальным изотопным составом в минералах кварц-клиноцистит-хлоритовой ассоциации ПМ.

1 – калиевый полевой шпат; 2 – кальцит; 3 – клиноцистит. На этой диаграмме также показаны области для вулканических пород, данные по которым приведены в таблице 2.

Известные и полученные нами Rb-Sr данные для вулканитов и ПМ, особенности химического состава последних (табл. 2, 3, 4) предоставляют возможность получить дополнительную информацию о геохимических особенностях различных источников, образующих ранние порции гидротермальных растворов. На рис. 5 нанесены точки, соответствующие главным разновидностям вулканогенных пород и изученным ПМ. Положение точек, соответствующих К-риолитам, обособлено. Эти породы характеризуются самыми высокими значениями ϵ_{Sr} ($>+19$). Напротив, для позднемеловых вулканитов и ПМ клиноциститсодержащей ассоциации характерны низкие значения ϵ_{Sr} (соответственно от -3.2 до $+6.9$ и от $+2.8$ до $+21.0$). Точки для этих ПМ образуют на диаграмме четко выраженный линейный тренд. Его образование можно связать с процессами смешения Sr из двух источников, характеризующихся различными величинами $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения и ϵ_{Sr} . Один из них обладал низкими значениями этих двух параметров и мог принадлежать либо древним породам нижней коры с низким $^{87}Rb/^{86}Sr$ отношением, либо магматическим образованиям, отделившимся от мантии незадолго до 84 млн лет. Однако широкое распространение в пределах рудного поля фемических ПМ (фуксита, Sr-содержащих клиноцистита и Fe-хлорита), поздних даек базальтов, а также известные выходы на поверхность ультраосновных пород в регионе свидетельствуют в пользу второго предположения. Это позволяет ставить вопрос о участии “базитового” источника в формировании химического состава гидротермальных растворов.

В качестве источника с повышенными значениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения и ϵ_{Sr} могли выступать легко проницаемые К-риолиты, насыщенные микротрещинами и полостями. Поскольку в ранних ПМ установлены весьма низкие значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношений, то процессы химического взаимодействия в системе

флюид – вмещающие породы на ранней стадии развития рудообразующей системы были ограничены.

Rb-Sr изотопная систематика адуляра из кварц-хлорит-фенгитовой ассоциации существенно отличается от систематики калиевого полевого шпата, ассоциирующего с клиноциститом (табл. 4). Минерал характеризуется высокими $^{87}Rb/^{86}Sr$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношениями (66.8 ± 2 и 0.7880 ± 1 соответственно). Соответствующая ему точка с высоким значением ϵ_{Sr} (54.0) на рис. 5 располагается в области значений, характерных для адуляров из продуктивных рудных тел месторождения Дукат.

Сопоставление минералогических, геохимических и изотопных данных, полученных для последовательно образованных минералов кварц-клиноцистит-хлоритовой и кварц-хлорит-фенгитовой ассоциаций, позволяет рассмотреть особенности эволюции рудообразующей системы на предрудной стадии ее развития. Судя по изменению химических составов главных ПМ двух ассоциаций, образованных по мере снижения температур от 350 до 250 °C, в системе происходило снижение содержаний Ca, Mn, Fe, Ti, Sr и повышение – K, Rb и H_2O . Изменения соотношений Rb и Sr в гидротермальной системе нашло свое отражение в изменении содержаний этих элементов в калиевых полевых шпатах послемагматических предрудных ассоциаций и рудных тел (рис. 7).

Значительный разрыв в значениях содержаний Na, Sr, Rb, а также изотопного состава Sr у калиевых полевых шпатов из двух ассоциаций указывает на то, что эволюция рудообразующей системы на ранней предрудной стадии ее развития носила скачкообразный характер. В период, разделяющий образование клиноцистит- и фенгитсодержащих ассоциаций, произошла ее перестройка. В результате в системе резко изменился изотопный состав Sr в сторону роста содержания его радиогенного компонента. При этом гидротермальные растворы обогащались литофильными элементами (Si, Al, K и Rb), которыми

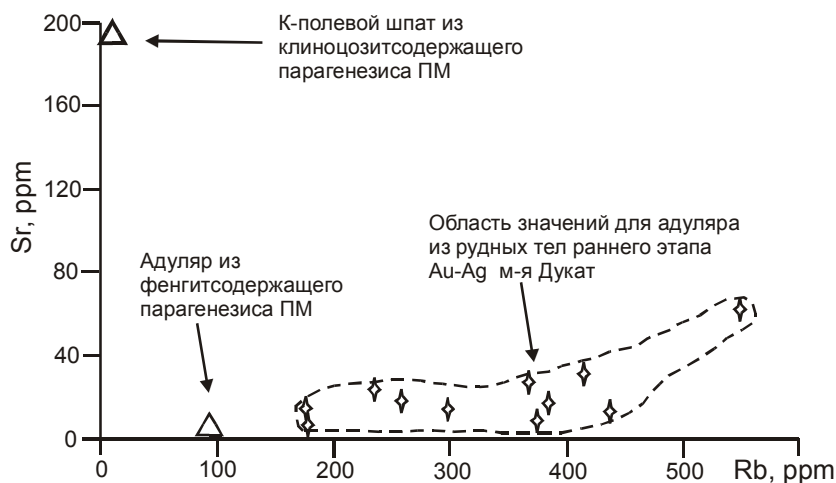


Рис. 7. Диаграмма зависимости концентрации Rb и Sr для адуляра из двух последовательно образованных ассоциаций предрудных ПМ. Здесь же показана область значений для адуляра рудных тел раннего этапа месторождения Дукат.

так богаты вмещающие К-риолиты. Фемические компоненты, включающие Fe, Ca, Sr и Sr, были унаследованы от самых ранних порций гидротермальных растворов.

Данные о перераспределении химических элементов в последовательно образованных ранних продуктах гидротермальной деятельности весьма сходны с основными чертами геохимической зональности, отмеченными Д. В. Рундквистом и И. А. Нежинским [9] для малоглубинных гидротермальных месторождений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные данные о составе и распределении ПМ в риолитах Дукатской ВПС указывают на то, что их образование было тесно связано с эволюцией рудообразующей системы, сформировавшей уникальное Au-Ag месторождение Дукат. Формирование предрудных ПМ происходило на глубинах 800–1200 м от палеоповерхности в восстановительной обстановке по мере снижения температуры системы от 350 до 250°C. Во внешней зоне обширного ареала (около 15 км²) проявлена кварц-клиноцизит-хлоритовая ассоциация ПМ, а во внутренней, вмещающей продуктивные рудные тела – кварц-хлорит-фенгитовая.

Полученные данные по изотопному составу Sr ПМ позволили установить, что в формировании химического состава ранних порций гидротермальных растворов рудообразующей системы принимали участие два типа источников с различными значениями отношений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr. В качестве источника с низким изотопным составом Sr могла выступать базитовая магма, служившая источником тепла, необходимого для активизации гидротермальной деятельности. Это положение подтверждается широким распространением среди ПМ минералов фемического профиля, примесями Sr в клиноцизитах и хлоритах, а также присутствием Sr-содержащей слюды – фуксита.

Последовательное образование минералов клиноцизит- и фенгитсодержащих предрудных ассоциаций указывает на то, что эволюция рудообразующей системы на предрудной стадии ее развития сопровождалась снижением роли Fe, Ti, Mn, Ca, Sr, появление которых мы связываем с "базитовым" источником, и повышением роли литофильных элементов (Si, Al, K, Rb). Эти тенденции сопровождалось ростом влияния источника, характеризующегося высоким ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношением. В качестве последнего могли выступать К-риолиты аскольдинской свиты.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 00-05-64160 и мас. 01-05-06117).

ЛИТЕРАТУРА

1. Жариков В. А., Русинов В. Л., Маракушев А. А. и др. Метасоматизм и метасоматические горные породы. М.: Науч. мир, 1998. 490 с.
2. Колесников Д. И., Шергина Ю. П., Розинов М. И., и др. Возраст серебряного и оловянного оруденения Кэнской площади (северо-восток России) // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 4. С. 80–86.
3. Константинов М. М., Наталенко В. Е., Калинин А. И. и др. Золото-серебряное месторождение Дукат. М.: Недра, 1998. 204 с.
4. Кравцова Р. Г., Захаров М. Н. Геохимические поля концентрирования Дукатской золото-сереброносной рудно-магматической системы // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 5. С. 28–38.
5. Лаверов Н. П., Барсуков В. Л., Мальковский В. И., Пэк А. А. Гидродинамические условия смешения растворов при формировании секущих рудных жил в слоистых толщах // Геология руд. месторождений. 1995. Т. 37, № 4. С. 344–357.
6. Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М.: Наука, 1963. 172 с.
7. Павлишин В. И. Типоморфизм кварца, слюд и полевых шпатов в эндогенных образованиях. Киев: Наук. думка, 1983. 232 с.
8. Петровская Н. В., Мозгова Н. Н., Бородаев Ю. С. и др.

- Минералогические индикаторы генезиса эндогенных руд. М.: Наука, 1987. 228 с.
9. Рундквист Д.В., Нежинский И. А. Зональность эндогенных рудных месторождений. Л.: Недра, 1975. 224 с.
 10. Русинова О. В., Русинов В. Л., Тронева Н. В. Состав и некоторые особенности структуры и условия образования околорудных и рудных хлоритов и бартьеритов // *Метасоматизм, минералогия и вопросы генезиса золотых и серебряных месторождений*. М.: Наука, 1986. С. 5–40.
 11. Таусон Л. В., Гундобин Г. Н., Зорина Л. Д. Геохимические поля рудно-магматических систем. Новосибирск: Наука, 1987. 202 с.
 12. Филимонова Л. Г. Индикаторы оруденения в вулканитах Востока СССР // *Тихоокеан. геология*. 1991. № 6. С. 54–66.
 13. Филимонова Л. Г. Парагенезисы гидроокислов марганца в орогенных вулканитах, как индикаторы эрозивного среза сереброносных рудных полей // *Докл. РАН*. 1995. Т. 344, № 4. С. 513–515.
 14. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 600 с.
 15. Чернышев И.В., Сердюк Н.И., Журавлев Д.З. и др. Прецизионный изотопный анализ стронция с использованием одноленточного режима ионизации // *Масс-спектрометрия и изотопная геология*. М.: Наука, 1983. С. 30–43.
 16. Beaufort D., Patrier, P., Meunier A. et al. Chemical variations in assemblages including epidote and/or chlorite in the fossil hydrothermal system of Saint Martin (Lesser Antilles) // *J. of Volcan. and Geothermal Research*. 1992. V. 51, N 1–2. P. 95–114.
 17. Bird, D. K., Schiffman, P., Elders, W. A. et al. Calc-silicate mineralization in active geothermal systems // *Econ. geol.* 1984. V. 79, N 4. P. 671–695.
 18. Caruso, L. J., Bierd, D., K., Cho, M. et al. Epidote-bearing veins in the state 2–14 drill hole: implications for hydrothermal fluid composition // *Journal of Geophysical Research*. 1988. V. 93, N B11. P. 13.123–13.133.
 19. Cathelineau M., Izquierdo G. Temperature – composition relationships of authigenic micaceous minerals in the Los Azufres geothermal system // *Contrib Mineral. Petrol.* 1988. V. 100, N 4. P. 418–428.
 20. Cathelineau M. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature // *Clay Minerals*. 1988. V. 23, N 4. P. 471–485.
 21. Cavarretta, G., Gianelli, G., Puxeddu, M. Formation of authigenic minerals and their use as indicator of the physico-chemical parameters of the fluid in the Larderello-Traval geothermal field // *Econ. Geol.* 1982. V. 77, N. 5. P. 1071–1084.
 22. Elders, W. A., Bird, D. K., Williams A. E. et al. Hydrothermal flow regime and magmatic heat source of the Cerro Prieto geothermal system, Baja California, Mexico // *Geothermic*. 1984. N 13. P. 27–47.
 23. Hayba D. O., Bethke P. M., Heald P., Foley N. K. Geologic mineralogic, and geochemicals of volcanic-hosted epithermal precious-metal deposits // *Reviews in economic geology. Geology and geochemistry of epithermal systems*. 1985. V. 2. P. 129–167.
 24. Hedenquist J. W. Geothermal systems in the Taupo volcanic zone: their characteristics and relation to volcanism and mineralisation in late Cenozoic Volcanism in New Zealand // *The Royal Society of New Zealand Bulletin*. 1986. V. 23. P. 134–168.
 25. Henley R. W. and Ellis A. J. Geothermal systems ancient and modern: a geochemical review // *Earth-science reviews*. 1983. V. 19, N 1. P. 1–50.
 26. Hulden J. B., Nelson D. L. Hydrothermal alteration in the Baca geothermal system, Radondo Dome, Valles Caldera, New Mexico // *Journal of Geophysical Research*. 1986. V. 91, N B2. P. 1867–1886.
 27. Sillitoe R. H. The tops and bottoms of porphyry copper deposits // *Econ. Geol.* 1973. V. 68, N 6. C. 799–815.

Поступила в редакцию 8 апреля 2001 г.

Рекомендована к печати Л.П. Карсаковым

L. G. Filimonova, A. V. Chugaev

The role of basite matter and host rhyolites in the formation of the pre-ore postmagmatic minerals of the Dukat ore field, Northeast Russia

The study of chemical composition and variations in the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio in postmagmatic minerals and host rhyolites of the unique Au-Ag Dukat ore field indicated that the minerals formed from heterogeneous hydrothermal solutions in reducing conditions of the propylitic facies, and basite matter took part in the chemical composition of the early pre-ore portions of the postmagmatic hydrothermal solution. The evolution of the ore-bearing system proceeded with the temperature dropping from 350 to 250°C at the early stage of its development. Fe, Mn, Ca, Ti, and Sr contents were reduced, and K, Rb, ^{87}Sr contents increased with the temperature reduction and the quartz-clinozoisite-chlorite and quartz-chlorite-phengite mineral assemblages formation. The host rhyolites were the source of the strontium radiogenic component and lithophile elements.

ЮБИЛЕИ

АНАТОЛИЙ АЛЕКСЕЕВИЧ СИДОРОВ

(к 70-летию со дня рождения)

А.А. Сидоров – коренной сибиряк: родился 1 августа 1932 г. в с. Перфильево Тулунского района Иркутской области. В 1953 г. окончил Иркутский горно-металлургический институт по специальности “геология и разведка месторождений полезных ископаемых”. С 1953 года связал свою жизнь с Северо-Востоком, начав трудовую деятельность на романтической Чукотке – работал геологом Чаунского РайГРУ, начальником геолого-поисковых партий Чаун-Чукотского горно-промышленного управления. С 1960 г. по сей день (с перерывом: в 1979–85 гг. был зав. сектором, потом зав. отделом в ЦНИГРИ Мингео СССР) он трудится в системе АН СССР – сначала научный сотрудник, затем зав. лабораторией, директор СВКНИИ ДВО РАН (1985–95 гг.), председатель Северо-Восточного научного центра (1991–95 гг.), с 1995 г. – главный научный сотрудник ИГЕМ РАН (Москва), советник РАН.

С самого начала его геологический “маршрут” был окрашен в цвета удачи – Анатолий Алексеевич в 23 года от роду стал первооткрывателем эпитермального золото-серебряного оруденения (месторождения Сопка Рудная и Промежуточное) на Чукотке. 1965 г. он становится кандидатом, а в 1973 – доктором геолого-минералогических наук. В 1990 г. А.А. Сидоров избирается членом-корреспондентом АН СССР; в 1987 г. получает звание профессора, в 1991 – заслуженного деятеля науки РСФСР, становится лауреатом премии им. С.В. Обручева. В 1985–95 гг. Анатолий Алексеевич – председатель регионального отделения Всероссийского минералогического общества; с 1986 г. по сей день – член редколлегии журналов “Тихоокеанская геология” и “Вулканология и сейсмология”; является членом Комиссии РАН по рассмотрению конкурсных материалов на премии им. В.А. Обручева и С.С. Смирнова.

А.А. Сидоров – автор более 300 научных работ, в том числе 12 монографий. Наиболее крупные из них: “Золото-серебряное оруденение Центральной Чукотки” (1966), “Термобарогеохимия вулканогенного оруденения” (с В.И. Гончаровым, 1979), “Основы прогнозирования золоторудных месторождений в терригенных комплексах (с коллективом авторов, 1986), “Рудные формации и эволюционно-исторический анализ благороднометалльного оруденения” (1998), “Золоторудные гиганты России и мира” (с коллективом авторов, 2000), “Уникальный золоторудный район Чукотки” (с А.В. Волковым, 2001).

Анатолий Алексеевич хорошо известен в мировом геологическом сообществе. Он участвовал в работе сессий Международного геологического конгресса в 1984 г. (27-я, г. Москва) и 1985 гг. (28-я, г. Вашингтон), 11-го и 14-го Тихоокеанских научных конгрессов (1966 г., г. Токио; 1979 г., г. Хабаровск), 4-го, 5-го и 6-го



симпозиумов Международной ассоциации по генезису рудных месторождений (МАГРМ – IAGOD) (1974 г., г. Варна; 1978 г., г. Сноуберд, США; 1982 г., г. Тбилиси), 2-го симпозиума Международной ассоциации геохимии и космохимии (МАГК) в 1983 г., (г. Новосибирск), в международном симпозиуме по проблемам тектоники, минеральных и энергетических ресурсов северо-западной Пацифики в 1989 г. (г. Хабаровск), в международном симпозиуме по Тихоокеанскому вулканизму и металлогении в 1989 г. (г. Нанкин), в 3-м международном симпозиуме металлогении структур Дива в 1993 г. (г. Харбин), в 99-м ежегодном совещании Северо-западной горной ассоциации в 1993 г. (г. Спокан), в международной конференции по арктическим окраинам в 1994 г. (г. Магадан).

Труд А.А. Сидорова достойно оценен Родиной. Он награжден правительственными наградами: медалями “За доблестный труд в ознаменование 100-летия со дня рождения В.И. Ленина”, “За трудовую доблесть”, “Ветеран труда”, “В память 800-летия Москвы”, орденом “Знак почета” за открытие и изучение нового типа золото-серебряного оруденения на Северо-Востоке СССР; имеет другие почетные знаки и отличия.

От имени многочисленных дальневосточных друзей, коллег и учеников мы поздравляем Анатолия Алексеевича с достижением славной жизненной вехи и желаем доброго здоровья, продолжения маршрута и новых творческих достижений.

*К.В. Симаков, В.И. Гончаров, В.Я. Борходоев, Ю.Я. Вацлов,
С.В. Ворошин, М.Л. Гельман, А.Н. Горячев, В.Е. Готов,
А.В. Гревцев, А.В. Ложкин, П.С. Минюк, А.Ю. Пахомов,
В.А. Приставко, Н.Е. Савва, В.Н. Смирнов, В.М. Шарафутдинов*

ЭЙРИШ ЛЕОНИД ВЛАДИМИРОВИЧ

(к 70-летию со дня рождения)

Леонид Владимирович Эйриш – доктор геолого-минералогических наук – широко известен на Дальнем Востоке как талантливый ученый, организатор и руководитель научных и производственных исследований по региональной геологии и металлогении золота и других благородных металлов. Он автор нескольких монографий, пяти изданных комплектов Государственных геологических карт масштаба 1:200 000 с объяснительными записками, более 100 научных трудов.

Трудовую деятельность Л.В. Эйриш начал в Дальгеологоуправлении (г. Хабаровск), где работал с 1954 по 1979 гг., в основном начальником геологосъемочных партий, затем начальником Центральной геохимической партии (1971–1975 гг.), главным геологом Удской (1967–1970 гг.) и Хабаровской (1975–1979 гг.) геологоразведочных экспедиций. В этот период свои геологические исследования Леонид Владимирович проводил преимущественно в золотоносных районах Хабаровского края и Амурской области. Он составил геологические карты и карты золотоносности ряда рудных районов и полей. На Токурском золоторудном месторождении открыл рудную жилу Хабаровская.

Он руководил поисками золотоносных россыпей в Аяно-Майском и Тугуро-Чумиканском районах Хабаровского края, приведшими к открытию ряда промышленных месторождений.

В своей кандидатской диссертации “Куполовидные структуры Селемджино-Кербинского поднятия и связь с ними золотого оруденения”. Л.В. Эйриш показал, что при метаморфизме и гидротермальном рудообразовании пути движения и области концентрации углеводородов и гидротермальных растворов, обогащенных металлами, совпадают. Поэтому возникает единая рудная колонна, в основании и средней части которой последовательно отлагаются руды металлов, а в верхней – углеводороды.

С 1979 по 1993 гг. Л. В. Эйриш работал в ДВИМСе заведующим сектором в Отделе золота, где он изучал региональные закономерности локализации золотого оруденения Дальнего Востока с целью обоснования направления поисковых работ, выявления новых золоторудных районов и месторождений. Он систематизировал и обобщил материалы по металлогении золота Хабаровского и Приморского краев, Амурской области и юго-восточной Якутии. Л. В. Эйришем предложены районирование и новая систематика золоторудных месторождений, основанная на приуроченности оруденения к региональным рудо локализирующим комплексам и зональности оруденения, разработаны некоторые вопросы связи золотого оруденения с полями силы тяжести, с определенными типами гранитоидов, с глубинными разломами, куполовидными структурами и антиклиналями. В последнее время он развивает идеи о золоторудных системах, как ансамблях взаимодействия факторов генерации, переноса, локализации и деструкции золоторудного вещества, представляющих собой основу регионального прогноза золотого оруденения. Этой концепции посвящена докторская диссертация Л.В. Эйриша (“Золоторудные системы Дальнего Востока и прогноз оруденения”).

С 1994 г по настоящее время Л. В. Эйриш работает главным научным сотрудником АмурКНИИ, углубляя свои исследования в области региональной металлогении благородных металлов Дальнего Востока России. В этот период времени им опубликовано 2 монографии, 2 монографии подготовлены к печати.

Л. В. Эйриш активно работает в редколлегии журнала “Тихоокеанская геология”, в Спецсовете по присуждению ученых степеней (доктора и кандидата наук), является авторитетным оппонентом докторских и кандидатских диссертаций. Л.В. Эйриш остается одним из лидеров исследования региональной металлогении Дальнего Востока, обладая эрудицией, опытом и глубиной мысли. Мы поздравляем юбиляра и желаем ему долгого здоровья и творческого долголетия.



Редколлегия

ВЛАДИМИР ГЕОРГИЕВИЧ САХНО

(к 70-летию со дня рождения)

3 июля 2002 г. исполнилось 70 лет доктору геолого-минералогических наук, профессору, главному научному сотруднику Дальневосточного геологического института Владимиру Георгиевичу Сахно.

Известный ученый в области геологии и петрологии вулканических поясов Востока Азии Владимир Георгиевич более 45 лет посвятил научной работе в Дальневосточном геологическом институте.

В.Г. Сахно родился и вырос в г. Владивостоке. В 1955 году после окончания Дальневосточного Политехнического института он был направлен в ДВ Филиал СО АН СССР, на базе которого в 1959 г. был создан Дальневосточный геологический институт. С 1955 по 1958 гг. В.Г. Сахно занимался изучением природных сорбентов Дальнего Востока и угленосности меловых отложений Малого Хингана. Все последующие годы он посвятил изучению мезозойского и кайнозойского вулканизма Тихоокеанского региона. В.Г. Сахно по праву является одним из организаторов палеовулканологических исследований на Дальнем Востоке.

В 1965 г. В.Г. Сахно защитил кандидатскую диссертацию “Мезозойский вулканизм Среднего Приамурья”. Оригинальными и пионерскими остаются ранние (1963 г.) работы В.Г. Сахно, посвященные лерцолитовым включениям в щелочных базальтах как отторженцам верхней мантии. В 1975 году он возглавил лабораторию петрологии вулканических поясов. Крен в направленности исследований лаборатории был сделан на изучение вещественного состава различных вулканоструктур в пределах огромной территории Дальнего Востока (Приморье, Приамурье, Камчатка, Чукотка), вопросов минералогии, петрологии, геохимии, флюидного режима вулканических процессов. В результате были разработаны петрологические модели вулканических процессов области зоны сочленения континента и океана в Тихоокеанском регионе. Особое внимание было уделено оценке флюидного режима магматических процессов. Для решения этих задач в лаборатории был внедрен метод газовой хроматографии.

Важные теоретические выводы о гетерогенном строении мантии океана и окраинных морей сделаны В.Г. Сахно при анализе данных по вулканизму структур западной части Тихого океана, Японского и Тасманова морей. Он неоднократно участвовал в рейсах НИС в этих регионах.

В 1994 году В.Г. Сахно защитил докторскую диссертацию, а в 1995 г. ему было присвоено звание профессора по специальности “петрография, вулканология”.

Им опубликовано 173 научные работы, в том числе 8 монографий.

Большое внимание В.Г. Сахно уделяет подготовке научных кадров и научно-организационной работе.

Научно-организационная деятельность В.Г. Сахно отмечена наградами “Бронзовая медаль ВДНХ” и медаль “За трудовую доблесть” Президиумом ВС СССР и РАН.

В день своего юбилея В.Г. Сахно полон творческих планов и намерений.

Коллеги, соратники, друзья желают ему крепкого здоровья, счастья, новых научных открытий.



Коллеги

НЕКРОЛОГИ

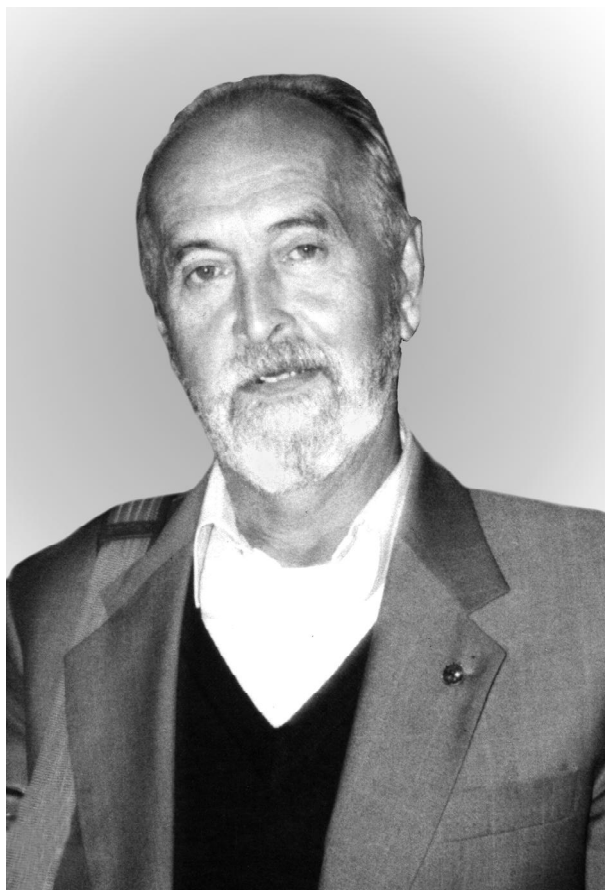
ПАРФЕНОВ ЛЕОНИД МИХАЙЛОВИЧ

(1937–2002 гг.)

Отечественная и мировая геологическая наука понесла невосполнимую утрату – 6 августа 2002 года после тяжелой, продолжительной болезни ушел из жизни выдающийся геолог, талантливый исследователь и организатор науки, доктор геолого-минералогических наук Парфенов Леонид Михайлович.

Леонид Михайлович Парфенов родился 19 февраля 1937 г. в г. Владимире. После окончания Московского государственного университета он работал в Институте геологии и геофизики СО АН СССР (г. Новосибирск) с 1959 по 1970 г. Его научные интересы были сосредоточены на изучении тектоники докембрия Сибири. Молодой, наблюдательный и талантливый ученый с большим успехом защитил кандидатскую диссертацию "Докембрийские структуры Восточного Саяна" в 1965 году. В 1970–71 гг. Л. М. Парфенов, как один из наиболее перспективных и талантливых молодых ученых, был направлен на научную стажировку в Ливерпульский университет (Великобритания).

Л.М. Парфенов явился одним из основателей Института тектоники и геофизики Дальневосточного научного центра в г. Хабаровске в 1971 г. Он возглавил лабораторию глубинной тектоники и отдел региональной и прикладной тектоники. В период с 1971 по 1981 годы под руководством Леонида Михайловича и при его непосредственном участии была составлена Тектоническая карта Дальнего Востока и



сопредельных регионов (на структурно-формационной основе) м-ба 1:2 000 000, выполнен большой объем разноплановых геологических исследований восточной окраины Советского Союза, созданы плейттектонические модели геодинамического развития Дальнего Востока, послужившие основой качественно нового направления тектонических исследований в этом регионе.

В 1981 г. он перешел на работу в Якутский институт геологических наук СО АН СССР, где создал кабинет земной коры, в котором объединил исследователей, занимавшихся проблемами глубинной тектоники Северо-Востока Азии. В 1984 г. Л.М. Парфенов возглавил лабораторию тектоники этого института. Результаты исследований Л.М. Парфенова во многом изменили представления о тектонике этого региона. Им обосновано принципиально новое представление о структуре мезозойской изученной территории как тектоническом коллаже различных по возрасту и происхождению блоков (террейнов). Впервые в составе мезозойской установлены системы пассивных и активных континентальных окраин, островных дуг. Эти исследования наиболее полно отражены в успешно защищенной им в 1983 г. докторской диссертации: "Сравнительная тектоника и история формирования мезозойской Северо-Востока Азии". Л.М. Парфенов был одним из первых авторов журнала "Тихоокеанская геология" и постоянно поддерживал связь с нашим журналом и как блестящий автор, и как строгий, взыскательный рецензент.

С 2000 года Леонид Михайлович возглавил Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН (бывший Институт геологических наук) в г. Якутске.

Л.М. Парфенов внес существенный вклад в изучение палеогеодинамики и современной геодинамики Северо-Востока Азии. Совместно с сейсмологами ЯИГН СО РАН им обоснована граница Северо-Американской и Евразийской плит, определено положение полюса вращения этих плит и установлена природа сейсмичности.

Л.М. Парфенов являлся одним из ведущих организаторов как российских межведомственных, так и международных крупных исследовательских проектов и коллективов. Его усилиями и под его руководством составлена "Геодинамическая карта Якутии и сопредельных территорий" м-ба 1:1 500 000, опубликованная в 1992 г. В последующем на основе этой карты под редакцией Л.М. Парфенова была составлена "Металлогенная карта Якутии".

В 1991 г. по инициативе Л.М.Парфенова начато составление «Карты террейнов севера Тихоокеанского кольца» м-ба 1:5 000 000 совместно с геологическими службами США и Канады, геологами Москвы, Владивостока, Магадана и Хабаровска. Карта и сопровождающая ее книга изданы в США в 1994 г. Эта работа получила признание как одна из лучших, выполненных в последние годы совместно российскими и американскими геологами. В 1991 г. совместно с Геофизическим институтом Аляскинского университета и Мичиганским университетом (США) им начато исследование природы сейсмичности, палеомагнетизма горных пород, датирование магматических и метаморфических пород Восточной Якутии, которое успешно продолжается в настоящее время его учениками и соавторами.

Л.М. Парфеновым опубликовано более 200 научных работ, в том числе 5 личных монографий и 10 книг в соавторстве, 5 тектонических карт. Более 40 работ опубликовано в США, Англии, Японии, Франции, Германии и Китае. Результаты многолетних исследований обобщены под руководством и при непосредственном участии Леонида Михайловича в трех изданных в последние годы монографиях: "Геологические памятники Якутии", "Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия)" и "Фанерозойская тектоническая эволюция Северной Пацифики" (последняя – на английском языке), научное значение которых трудно переоценить.

Л.М. Парфенов неоднократно участвовал в крупных международных совещаниях и симпозиумах, часто приглашался в Англию, Канаду, Японию, Францию и другие страны, где делал научные доклады и осуществлял консультации по вопросам геологии Востока России и Северо-Востока Азии.

Л.М. Парфеновым создана тектоническая школа, отличительной чертой которой является изучение геометрии складчатости и разломов методами современного структурного анализа и творческое применение концепции плитной тектоники в практической работе. Своим энтузиазмом и свежими идеями Леонид Михайлович увлекал сотрудников и умел сплотить их для решения крупных и сложных научных задач. Особое внимание он уделял молодым ученым. Под его руководством многие из них защитили кандидатские и докторские диссертации и получили признание отечественной и мировой геологической общественности. С 1982 г. Леонид Михайлович преподавал в Якутском государственном университете.

Л.М. Парфенов был членом Межведомственного тектонического комитета РАН, Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока СО РАН, диссертационных советов. С 1993 г. и до последнего времени Л.М. Парфенов принимал активное участие в становлении Академии наук Якутии, будучи ее вице-президентом. Л.М. Парфенов осуществлял связь с Сибирским отделением РАН и другими учреждениями РАН, являясь членом Объединенного ученого совета по наукам о Земле СО РАН и членом Общего собрания СО РАН. По его инициативе и под его руководством подготовлена межрегиональная научно-техническая программа "Настоящее и будущее Байкало-Ленского региона", выполняемая совместно с учеными Якутского и Бурятского научных центров СО РАН. Л.М. Парфенов возглавлял Объединенный ученый совет АН РС(Я) по наукам о Земле, координировал научную работу с государственными органами управления республики.

Л.М. Парфенов был неутомимым исследователем. Многолетние полевые работы в сложнейших, зачастую экстремальных условиях выработали в нем сильный характер, твердую волю и огромную любовь к природе Востока России. Он всегда сохранял оптимизм, присущий ему юмор и с громадным интересом воспринимал новые идеи и решения.

Многочисленные друзья, коллеги и ученики Леонида Михайловича глубоко скорбят о безвременной кончине замечательного человека, выдающегося ученого и организатора науки.

Выражаем искреннее соболезнование и глубокое сочувствие родным и близким нашего дорогого Леонида Михайловича Парфенова.

Редколлегия, друзья, коллеги, ученики

ТРОЯН ВАЛЕРИЙ БОРИСОВИЧ

(1939-2002 гг.)

Геологическая общественность России, Дальневосточного региона и Хабаровского края, родные и близкие, друзья и товарищи понесли тяжелую утрату. 29 июля 2002 года на 64 году жизни скоропостижно скончался Валерий Борисович Троян.

Валерий Борисович родился 15 января 1939 г. в Тамбове. Закончив в 1961 году Саратовский государственный университет по специальности геологическая съемка и поиски месторождений полезных ископаемых, он прошел большой трудовой путь от молодого специалиста до крупного геолога-профессионала.

Вся трудовая биография Валерия Борисовича связана с освоением недр Дальнего Востока. С 1961 года он работал в должностях старшего техника-геолога, геолога, старшего геолога, начальника геологических партий Геологосъемочной экспедиции. В 1979 году Валерий Борисович возглавил геологическую службу Хабаровской геологоразведочной экспедиции, а в 1985 году был назначен главным геологом – заместителем генерального директора ПГО "Дальгеология".

С 1992 по 1998 год трудовая деятельность Валерия Борисовича связана с "Дальгеолкомом", где он работал первым заместителем председателя, а с 1996 года председателем "Дальгеолкома".

С 1998 по 2000 год Валерий Борисович возглавлял Комитет природных ресурсов по Хабаровскому краю, а с 2000 года руководил Управлением геологии и использования недр в Департаменте природных ресурсов по Дальневосточному региону в должности заместителя руководителя Департамента.

На всех постах, на которых Валерию Борисовичу пришлось работать, его отличали профессионализм, добросовестность, энтузиазм, глубина проникновения в существо решаемых проблем, забота о нуждах людей, связанных с освоением недр Дальнего Востока, что определяло его неизменно высокий авторитет.

Заслуги Валерия Борисовича в деле освоения недр Дальнего Востока отмечены медалями "За доблестный труд" (1970), "Ветеран труда" (1989) и "За строительство Байкало-Амурской магистрали" (1990), значком "Отличник разведки недр" (1989) и памятным знаком "300 лет горно-геологической службе России" (2000 г.). В 1999 году ему присвоено звание "Заслуженный геолог Российской Федерации". Валерий Борисович имел многочисленные поощрения от руководства всех уровней за трудовые успехи и активную общественную деятельность.

В должности главного геолога, а затем председателя «Дальгеолкома» Валерий Борисович оказал существенное влияние на разведочные работы и оценку таких крупных месторождений, как Ерковецкое бурое угольное, Соболиное и Правоурмийское оловорудные, Кондерское россыпной платины, Миланское цементного сырья, Кульдурское бруситов, подземных вод для хозяйственного и питьевого водоснабжения городов



Тында и Комсомольск-на-Амуре. Все месторождения строительных материалов и подземных вод восточного участка БАМ разведаны и утверждены под его руководством.

Валерий Борисович является автором нескольких листов Геологической карты зоны БАМ и Геологической карты Хабаровского края масштаба 1: 500 000, он ответственный редактор Геологической карты Хабаровского края и Амурской области масштаба 1:2 500 000.

Без отрыва от производства Валерий Борисович в 1979 году защитил диссертацию на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук, опубликовал ряд научных работ, посвященных проблемным вопросам геологии и металлогении Дальневосточного региона. В 1996 году на общем собрании членов Международной академии минеральных ресурсов (МАМР) он был избран членом-корреспондентом.

В период с 1969 по 1973 год Валерий Борисович избирался и работал в качестве депутата Совета депутатов трудящихся Центрального района города Хабаровска.

С 1993 г. В.Б. Троян работал в редколлегии журнала "Тихоокеанская геология". В этот трудный для всей страны и науки, в частности, Валерий Борисович всячески поддерживал сложившиеся научные направления как в академических, так и отраслевых институтах, способствовал публикации совместных монографий, подводивших итоги многолетних исследований больших коллективов.

Валерий Борисович был примерным семьянином, заботливым отцом. Многочисленные друзья и товарищи уважали его за чуткое, внимательное отношение, требовательность и принципиальность, сочетавшиеся с присущими ему тактом и интеллигентной сдержанностью, обаянием.

Таким, полным планов и идей освоения недр Хабаровского края и Дальневосточного региона, он и останется в нашей памяти.

Скорбим о безвременной кончине и выражаем глубокие соболезнования родным и близким Валерия Борисовича Трояна, всем, с кем пришлось ему работать и встречаться на жизненном пути.

Редколлегия, товарищи, друзья