

**Том 23, номер 3**  
**ISSN 0207 - 4028**

**Май-Июнь 2004**

*РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК*

# ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР  
МОИСЕЕНКО В.Г.



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

## СОДЕРЖАНИЕ

<i>Л.Б. Хершберг, Е.В. Михайлик, О.В. Чудаев, Эр.Б. Невретдинов.</i> Рудоносность гайотов структуры Уэйк-Неккер (Тихий океан) .....	3
<i>Л.П. Плюснина, Г.Г. Лихойдов, Ж.А. Щека, И.И. Фатьянов.</i> Физико-химические условия формирования пропилитов района месторождения Многовершинного (Нижнее Приамурье) .....	14
<i>А.В. Татаринов, Л.И. Яловик, Г.А. Яловик.</i> Золотое оруденение в надвиговых структурах Монголо-Охотского коллизионного шва (Пришилкинская и Онон-Туринская зоны) .....	22
<i>С.М. Синица.</i> О происхождении гнейсовой фации сергеевских габброидов (Южное Приморье) .....	32
<i>Г.А. Валуй.</i> Петрологические особенности гранитоидов Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса .....	37
<i>Chen Shuwang, Jinchengzhu, Zhangyunping, Zhang Lidong, Guo Shengzhe.</i> Discussion on the Structural-Volcanic Activities and Biological Events During the Early Cretaceous in the Sihetun Area, Liaoning Province, China .....	52
<i>А.М. Короткий.</i> Эоплейстоценовые отложения речных террас Южного Приморья .....	60
<i>А.А. Свиточ.</i> Морской плейстоцен дальневосточных побережий России (стратиграфия и палеогеография) .....	76
<i>С.Г. Кисляков, Л.П. Эйхвальд.</i> Новые данные о возрасте корельской и ламской свит Западного Приохотья .....	94
<i>Д.А. Лопатина.</i> Растительность и климат эоцена–миоцена Восточного Сихотэ-Алиня по данным палеоботанического анализа .....	98

### Хроника

<i>К.А. Пшеничный, Л.А. Маслов.</i> Международная рабочая группа "Исследование представлений в науках о Земле" .....	113
--	-----

### Юбилей

<i>Борис Иванович Васильев (к 75 –летию со дня рождения)</i> .....	115
--	-----

## CONTENTS

<i>L.B. Hershberg, E.V. Mikhailik, O.V. Chudaev, Er.B. Nevretdinov.</i> Ore potential of the Wake-Necker guyots structure (Pacific Ocean) .....	3
<i>L. P. Plyusnina, G. G. Likhoidov, J. A. Shcheka, I. I. Fatyanov.</i> Physico-chemical conditions of propylite and pyroxene skarn formation of the Mnogovershinnoye deposit (Lower Priamurye) .....	14
<i>A.V. Tatarinov, L.I. Yalovik, G.A. Yalovik.</i> Gold mineralization in thrust structures of the Mongol-Okhotsk collisional suture (Pre-Shilka and Onon-Turin zones) .....	22
<i>S.M. Sinitza.</i> The origin of the gneissic facies of Sergeevskiy gabbroides (Southern Primorye) .....	32
<i>G.A. Valuy.</i> Petrologic features of granitoids of the East Sikhote-Alin volcanic belt .....	37
<i>Chen Shuwang, Jinchengzhu, Zhangyunping, Zhang Lidong, Guo Shengzhe.</i> Discussion on the Structural-Volcanic Activities and Biological Events During the Early Cretaceous in the Sihetun Area, Liaoning Province, China .....	52
<i>A.M. Korotkiy.</i> Eocene-Pleistocene deposits of the river terraces of Southern Primorye .....	60
<i>A.A. Svitoch.</i> Marine Pleistocene of the Russian Far Eastern coasts (stratigraphy and paleogeography) .....	76
<i>S.G. Kislyakov, L.P. Eikhvald.</i> New evidence of the age of the Korelskaya and Lamskaya suites, Western Priokhotye .....	94
<i>D.A. Lopatina.</i> Vegetation and climate of the Eocene-Miocene, Eastern Sikhote-Alin (from paleobotanical analysis data) .....	98

### Chronicles

<i>K.A. Pshenichny, L.A. Maslov.</i> International Working Group "Research into the Conceptions of Earth Sciences" .....	113
--	-----

### Anniversaries

<i>B. I. Vasil'ev (to the 75-th anniversary)</i> .....	115
--	-----

## РУДОНОСНОСТЬ ГАЙОТОВ СТРУКТУРЫ УЭЙК-НЕККЕР (ТИХИЙ ОКЕАН)

*Л.Б. Хершберг, Е.В. Михайлик, О.В. Чудаев, Эр.Б. Невретдинов*

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г.Владивосток*

В статье представлены результаты геолого-геофизических исследований на полигонах I и II, расположенных в западной и восточной частях рудного поля кобальтомарганцевых корок (КМК) структуры Уэйк-Неккер в Тихом океане. Изучено геоморфологическое и геологическое строение нескольких гайотов. Дана характеристика кобальтомарганцевой минерализации. По геохимической специализации КМК гайотов Уэйк-Неккер относятся к богатым Со-Мп рудам.

Показано, что КМК гайотов МА-15, МЖ-35 и МЖ-36 рудоконцентрирующей структуры Магеллановых гор по основным параметрам оценочных кондиций, изложенным в ТЭС, более перспективны для эксплуатационных работ по сравнению с изученными гайотами рудного поля КМК Уэйк-Неккер.

**Ключевые слова:** кобальтомарганцевые корки, гайоты, геолого-геоморфологическое строение, рудоносность, прогноз, Уэйк-Неккер, Тихий океан.

### ВВЕДЕНИЕ

Первые сведения о железомарганцевых образованиях с гайотов Уэйк-Неккер были получены в 1968 и 1970 гг. в специализированных геологических экспедициях – 43 и 48 рейсах и/с "Витязь", где впервые был применен метод геологических полигонов [5]. В частности, был установлен крайне неравномерный характер распространения корок и конкреций, а также их мощностей. Кроме того, показано, что на бровках гайотов распространены корки толщиной до 15 см. Содержание Со в них высокое (0,57–0,59%). На отдельных подводных горах были встречены глыбовые конкреции диаметром 20–30 см. На плоских вершинах, покрытых фораминиферовыми песками, рудные образования отсутствовали. Сплошной покров осадков отмечен и в нижней части склонов с глубин 3500–4000 м. Однако в тот период практическая значимость корок как бы "затенялась" конкреционными рудами, богатыми Ni (1,4%), Cu (1,1%), Со (0,2%) и Мп (27–29%) [6].

Резкий рост цен на кобальтовую руду [14] повлек за собой интенсивное изучение корок, начиная с экспедиции "МИДРАС-81", исследовавшей гайоты Уэйк-Неккер и Лайн [12,13]. Результаты изучения единичных образцов корок и конкреций с гайотов Уэйк-Неккер показали высокие содержания в них кобальта, в среднем 0,79 %.

С целью наращивания ресурсов руд кобальта, марганца и других металлов и выбора объекта для последующего детального исследования богатых ко-

бальтом железомарганцевых корок (кобальтомарганцевых корок – КМК) ВНИИОкеангеологией на нис "Морской геолог" (1986–1987 гг.) были изучены гайоты Уэйк-Неккер и Магеллановых гор в Тихом океане [2]. На более представительном материале было показано, что в КМК гайотов Уэйк-Неккер среднее содержание кобальта составляет 0,62 % [1].

Для заверки данных, полученных в предшествующих рейсах, ПГО "Дальморгеология" на нис "Севморгеология" и нис "Геолог Петр Антропов" в 1992–93 гг. выполнила региональные исследования на двух полигонах структуры Уэйк-Неккер (рис. 1). Геолого-геофизические работы проведены с использованием стандартных методов: многолучевое геоэхолотирование, гидромагнитное и сейсмоакустическое профилирование, фототелепрофилирование, сбор образцов дночерпателями с фотографированием дна и драгами. На каждом гайоте выполнено от 2 до 8 станций драгирования.

Полигон I расположен в западной части поля КМК Уэйк-Неккер и охватывает гайоты НВ-1а, НВ-1б, НВ-1в, НВ-1с в северной его части и НВ-5, НВ-11б, НВ-12, НВ-20 – в южной (рис.1, 2).

Полигон II расположен в восточной части поля КМК Уэйк-Неккер и включает гайоты НГ-32г и НГ-33б (рис.1, 2).

На основании проведенных исследований и литературных данных дана сравнительная характеристика основных оценочных параметров КМК гайотов рудных полей Уэйк-Неккер и Магеллановых гор.



Рис. 1. Схема расположения изученных полигонов I и II рудного поля Уэйк-Неккер.

#### ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

**Полигон I** условно разделен на две части. В южной его половине изучены гайоты НВ-20, НВ-11б, НВ-12, и НВ-5 (рис.1, 2). Это обособленные палеовулканические постройки с относительными превышениями над абиссальной равниной до 4500 м. Пьедесталы гайотов – овальной формы с размерами оснований от 60–110 км до 40–60 км. Площади гайотов по изобате 3000 м варьируют от 240 до 830 км<sup>2</sup>. Плосковершинные поверхности расположены на глубине 1000–1400 м, их площади составляют 13,5–156 км<sup>2</sup> (табл. 1).

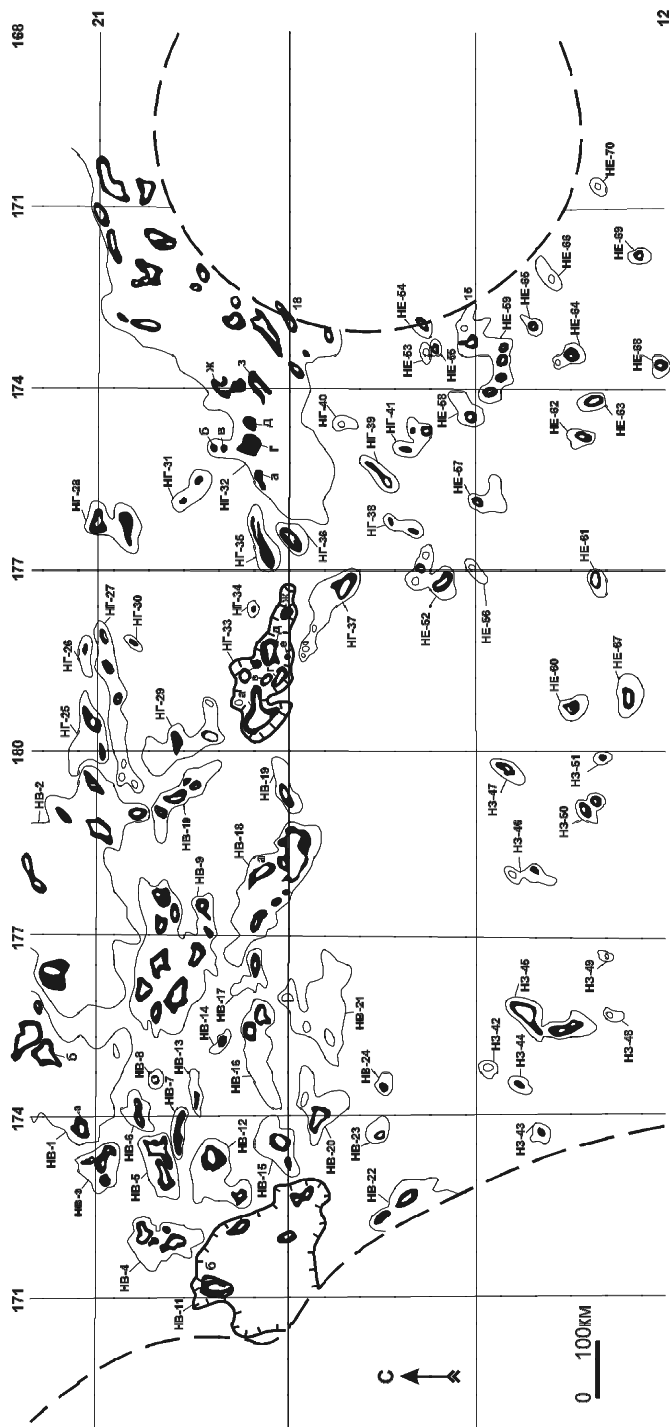
Крутизна склонов гайотов меняется в широких пределах, от субгоризонтальных до 30–40°. От вершин до изобаты 1500 м углы наклона составляют, как правило, 3–4°, ниже крутизна склонов увеличивается от 10 до 40°. Глубже 3000 м склоны выполаживаются до 2–3°. На гайоте НВ-12 склоны начинают выполаживаться от изобаты 2000 м и с глубины 2500 м плавно переходят в межгорную депрессию. На склонах гайотов НВ-20 и НВ-11б наблюдаются локальные поднятия и V-образные желоба шириной до 3 км. Осадки на крутых склонах гайотов, как правило, отсутствуют. На пологих участках, по данным сейсмоакустики, мощность их не превышает 10–15 м.

В северной части полигона I изучены гайоты НВ-1а, НВ-1б, НВ-1в, НВ-3в. Это группа вулканических построек на едином цоколе, сросшихся на уров-

не изобаты 3000 м. Гайоты, как самостоятельные возвышенности, ограничены по основанию изобатами 2000 м (НВ-1б, НВ-1в) и 2500 м (НВ-3в).

Вершинные поверхности гайотов, располагающиеся на глубинах 1200–1500 м, занимают значительные площади. На них распространены достаточно мощные (до 100 м) карбонатные осадки (табл. 1). Крутизна склонов гайотов варьирует в широких пределах, но в целом они положе, чем в южной части полигона. На восточном и южном склонах гайота НВ-3б до изобаты 2500 м крутизна составляет не более 5°. Здесь развиты осадки мощностью до 15 м. Западный и северный склоны отличаются большей крутизной, где углы наклона достигают 10–13°. На гайоте НВ-1в крутизна склонов в северном направлении между изобатами 1500–2000 м составляет 10°, в южном – до 16°. Гайот НВ-1б характеризуется довольно крутыми (до 18°) склонами с примерно одинаковой крутизной во всех направлениях до глубины 2000 м. Глубже рельеф дна выполаживается и мощность осадков увеличивается. На гайоте НВ-1а крутизна склонов до глубин 2500–3000 м во всех направлениях составляет 21–22°, глубже склоны выполаживаются до 3–7°.

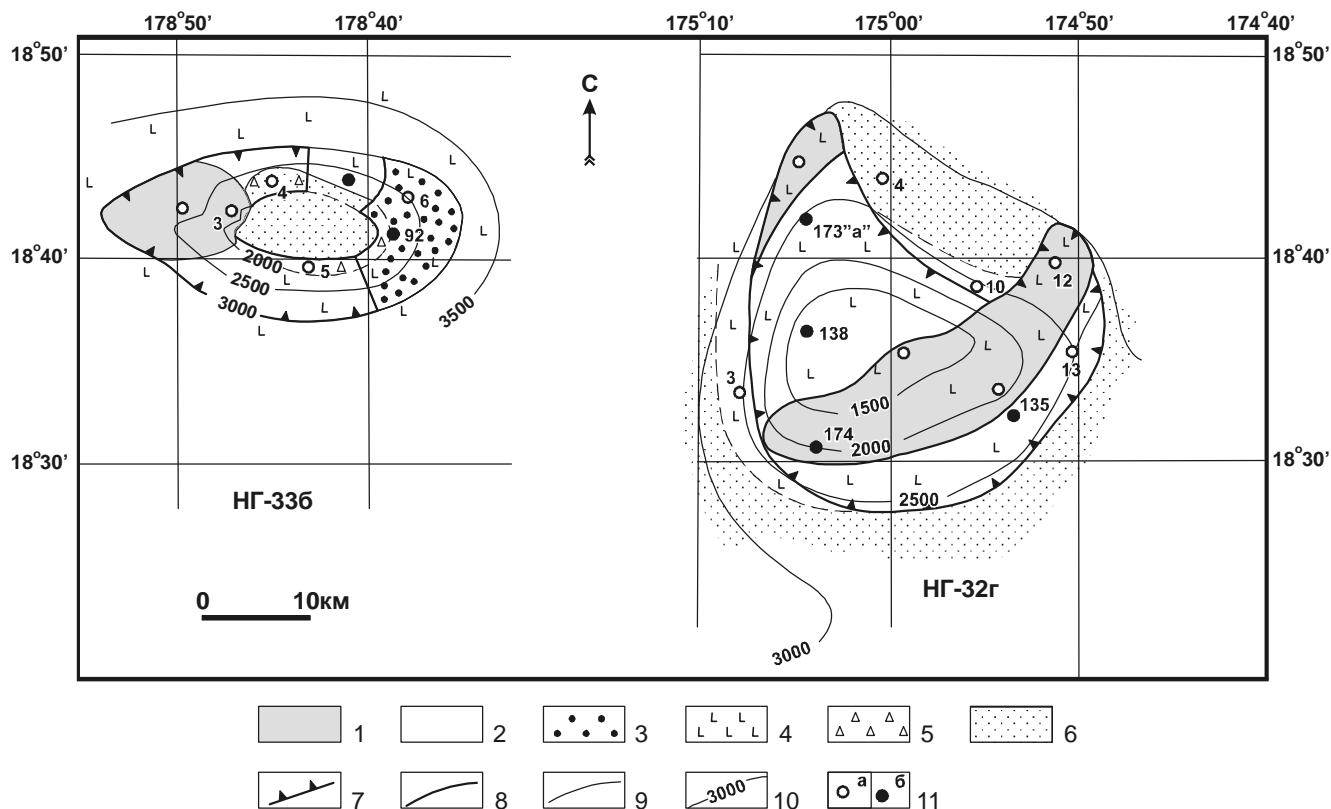
**Полигон II.** Здесь изучены два гайота: НГ-32г и НГ-33б, возвышающиеся над абиссальной равниной на 4200 м и 3600 м, соответственно. Контуры гайота НГ-32г по изобате 3000 м (рис. 3) неправильноокруг-



**Рис. 2.** Схема прогноза КМК рудного поля Уэйк-Неккер западного сектора северной приэкваториальной зоны Тихого океана (ЗСПЗТО).  
 1 – площадь распространения оруденения гайотов до глубины 3000 м; 2 – рудные узлы, рекомендуемые для постановки работ разной степени детальности;  
 3 – номера гайотов; 4 – граница основания рудных узлов гайотов; 5 – границы 200-мильных экономических зон государств.

**Таблица 1.** Геолого-геоморфологическая характеристика гайотов полигона I (Уэйк-Неккер).

№ гайота	Глубина вершины (м)	Площадь вершинной поверхности (км <sup>2</sup> )	Мощность осадочного чехла на вершинной поверхности (м)		Красной вал		Площадь гайота до изобаты 3000 м, (км <sup>2</sup> )	Крутизна склонов в градусах (от – до)
			верхний слой	нижний слой	ширина (км)	высота (м)		
1	2	3	4	5	6	7	8	9
HB-1a	1300	104,0	20-30	30-40	явно не выражен		444	3-22
HB-1б	1200	544,0	15-45	20-60	9	350	694 (в пределах изобаты 2000 м)	5-18
HB-1в	1300	380,0	15-45	20-60	(развит фрагментарно)		550 (в пределах изобаты 2000 м)	1-16
HB-3в	1500	231,0	15-20	40-60	5	250	832 (в пределах изобаты 2500 м)	2-13
HB-5	1400	13,5	отсутствует	редко до 20 м	3	70	306	3-41
HB-12	1400	156,0	50-60	50-60	3	70	302 (в пределах изобаты 2500 м)	2-18
HB-11б	1000	32,0	20-40	20-40	3	70	830	3-15
HB-20	1300	40,8	50-90	50-70	3	100	240	2-22



**Рис. 3.** Геологические схемы распространения кобальтомарганцевых образований на гайотах НГ-32г и НГ-336 (полигон II) с оценкой перспектив КМК. (Составил Л.Б. Хершберг по материалам ПГО "Дальморгеология").

1 – площади развития КМК мощностью более 4 см; 2 – площади развития КМК мощностью 1–4 см; 3 – устойчивые поля развития ККО; 4 – вулканогенный комплекс: базальты, гиалокластиты; 5 – осадочный комплекс: песчаники, гравелиты, известняки, фангломераты; 6 – рыхлые осадки; 7 – контуры оценочных блоков прогнозных ресурсов КМК категории  $P_3$  до глубины 3000 м; 8 – границы полей распространения КМО; 9 – границы между литологическими разностями коренных пород и донных осадков; 10 – изобаты (м); 11 – Станции драгирования, выполненные: а – в 4 рейсе нис "Севморгеология" (1992 г.); б – в 6 и 8 рейсах нис "Морской геолог" (1986–1987 гг.).

лой формы с размерами основания 36×40 км. Отличительной особенностью гайота НГ-32г является слегка выпуклая вершинная поверхность, расположенная на глубине 1000–1500 м и практически лишенная осадков. Углы наклона склонов гайота колеблются от 3° до 25°, причем западный склон более крутой, чем восточный.

Гайот НГ-336 (рис. 3) представляет собой палеовулканическую постройку эллипсоидальной формы с плоской вершиной. Размеры основания гайота по изобате 3000 м составляют 32×15 км. Плоская вершина размером 10×6 км расположена на глубине 1600 м и покрыта слоем карбонатных осадков.

#### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

В геологическом строении гайотов полигона I принимают участие два комплекса пород: вулканогенный и осадочный. В последнем выделены лито-

фицированные фосфатно-карбонатные образования и рыхлые осадки.

Вулканогенные образования, слагающие фундамент гайотов, представлены базальтами. Преобладают пузырчатые афировые щелочные и субщелочные базальты с шаровой отдельностью. Они драгированы на гайотах НВ-116, НВ-1в, НВ-1а с глубин 2469–3010 м. На гайотах НВ-116 с глубины 1056 м с плоской вершины подняты порфиновые оливковые базальты с плитчатой отдельностью. Вулканогенно-обломочные образования представлены гиалокластитам, в меньшем количестве туфами, а также туффитами и туфопесчаниками. Наибольшим развитием они пользуются в южной части полигона. На гайотах НВ-116, НВ-5, НВ-12 и НВ-1а породы этого комплекса подняты с интервалов глубин 1218–1892 м и 2579–3010 м.

Карбонатные и карбонатно-фосфатные породы развиты повсеместно в верхней части склонов на всех изученных гайотах. Установлены отложения ри-

фовой и лагунной фаций. Они представлены коралловыми, органогенно-детритовыми, ракушняковыми, оолитовыми и микритовыми известняками, а также калькаренидами. Породы рифовой фации подняты на всех гайотах полигона с интервала глубин 1386–2210 м, а лагунной – обнаружены на гайотах НВ-20 и НВ-12 на глубинах 1485 и 1852 м, соответственно.

Наиболее широко распространены мелко- и грубообломочные органогенно-детритовые известняки, как правило, со стороны внешнего (океанского) склона рифовой постройки. Они подняты на всех гайотах с интервала глубин 1465–2709 м. Ракушняковые известняки присутствуют на гайотах НВ-12, НВ-5 и НВ-1а в интервале глубин 1426–1852 м. Таким образом, все гайоты полигона I прошли атоллую стадию развития. Одновременно с ростом рифа на гайотах формировались толщи фангломератов с карбонатным заполняющим материалом, которые позже были фосфатизированы. Фангломераты встречены на гайотах НВ-11б и НВ-12 в интервале глубин 1218–2809 м. Кроме того, на пологих склонах гайотов, главным образом, в западинах установлены кокколито-фораминиферовые фосфатизированные известняки в интервале глубин 1218–2809 м.

Рыхлые карбонатные осадки слагают аккумулятивные чехлы на плосковершинных поверхностях и представлены планктоногенными кокколито-фораминиферовыми илами и фораминиферовыми песками.

В геологическом строении гайотов полигона II принимают участие тоже два комплекса пород: вулканогенный и осадочный. Цоколь гайота НГ-32г (рис. 3) сложен щелочными и субщелочными базальтами, поднятыми на всех станциях драгирования. Кроме того, встречены гиалокластиты и туфы, а также единичные образцы базальтовых брекчий с карбонатным заполняющим материалом и фосфатизированных кокколито-фораминиферовых известняков. На некоторых станциях драгированы в небольшом количестве фосфориты с содержанием  $P_2O_5$  от 14,6 до 30,3 %.

Цоколь гайота НГ-33б (рис. 3) также сложен щелочными и субщелочными базальтами. С верхних частей склонов гайота подняты породы осадочного комплекса, которые представлены органогенно-детритовыми и кокколито-фораминиферовыми фосфатизированными известняками, а также алевропесчаниками и фосфоритами с содержанием  $P_2O_5$  до 25,7 %.

#### КОБАЛЬТОМАРГАНЦЕВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ГАЙОТОВ И ИХ РУДОНОСНОСТЬ

Среди кобальтомарганцевых образований изученных гайотов Уэйк-Неккер выделены КМК, корко-

вые конкреционные образования (ККО) и богатые кобальтом конкреции (Со-ЖМК).

ККО и Со-ЖМК распространены спорадически, встречаются, в основном, совместно с КМК. Из 42 станций драгирования ККО подняты на 4 станциях, расположенных на гайотах НВ-11, НВ-5 и НВ-3, а Со-ЖМК – на 6 станциях гайотов НВ-11, НВ-12, НВ-5 и НВ-1б.

КМК развиты по периферии плосковершинных поверхностей гайотов, главным образом, вдоль бровок, а также на склонах до глубины 3000–3500 м на участках выходов коренных пород, лишенных рыхлых осадков. По данным фототелепрофилирования, интервалы глубин с покрытием пород корками свыше 50% расположены на гайоте НВ-20 в пределах 1300–2000 м и 2600–2800 м; на гайоте НВ-11б – 1000–1100 м и 1200–2500 м; на гайоте НВ-12 – 1500–2500 м и 3000–3200 м; НВ-5 – 1400–3000 м. На гайоте НВ-1в интервал составляет в среднем 1500–2000 м, однако на северо-восточных склонах оруденение достигает глубины 3500 м. Перспективная площадь развития КМК на гайотах полигона I до изобаты 3000 м по данным фототелепрофилирования варьирует от 146 до 730 км<sup>2</sup>.

КМК условно подразделяются на рудные и безрудные (толщиной менее 1 см). По данным драгирования рудные корки установлены на 30 станциях из 42, что составляет 71%. Распространены безрудные корки на глубинах свыше 3000 м, а также менее 1500 м, обычно на значительном удалении от бровки гайотов. Субстратом их являются базальты и известняки.

Морфология поверхностного слоя и внутреннее строение КМК удивительно похожи на детально изученные корки гайотов (МА-15, МЖ-35и МЖ-36) Магеллановых гор [3, 4, 8, 11].

На гайотах полигона I преобладают корки двухслойного строения, составляющие 53% поднятых образцов, трехслойные составляют 38%, однослойные – 9%. Преобладающим типом субстрата являются известняки, которые составляют 74% поднятых образцов, базальты и вулканокластиты составляют 15%, брекчии – 6%, без субстрата – 5%.

Небольшой объем рядовых проб КМК позволяет дать лишь предварительную характеристику корок и зависимости их параметров от различных факторов.

Средняя мощность КМК по всем гайотам составляет 4,8 см, на известняках – 4,2 см, на базальтах – 6 см, на гиалокластитах – 5,3 см, на фангломератах – 7,5 см. Максимальные величины средних значений установлены для трехслойных КМК (6,3 см) и корок, залегающих на глубинах до 2000 м (5,0 см). Плотность залегания КМК практически не зависит



от типа субстрата. Наибольшие плотности залегания сухих КМК зафиксированы (табл. 2) на фангломератах (77,8 кг/м<sup>2</sup>), в трехслойных корках (79,3 кг/м<sup>2</sup>) и на глубинах 2500–3000 м (63,3 кг/м<sup>2</sup>). Наиболее высокие средние содержания кобальта в КМК определены на базальтах (0,61 %), в однослойных корках (0,78 %), со средней мощностью до 2 см (0,67 %) и на глубинах до 2000 м (0,59%).

Максимальные средние содержания марганца выявлены на фангломератах (24,5 %), в однослойных корках (22,5 %) и в корках мощностью более 8 см (22,9 %), а также в КМК, распространенных до глубины 2000 м (22,4 %).

Высокие средние содержания никеля установлены для двухслойных корок (0,51%), мощностью более 8 см (0,54%) и распространенных на глубинах до 2000 м. Средние содержания никеля в корках на различных субстратах одинаково (0,50%).

Максимальные средние содержания железа характерны для КМК на фангломератах (17%), в одно-

слойных корках (15,3%), при средней мощности 2–5 см (14,5%), в интервале глубин 2500–3000 м.

Средние содержания меди повышены в КМК на фангломератах (0,16%), в трехслойных корках (0,14%), со средней мощностью более 8 см (0,17%) и на глубинах свыше 2500 м (0,16%).

Наиболее высокими средними содержаниями P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> характеризуются КМК на известняках (5,3%), двух- и трехслойные корки (5,2%), со средней мощностью 5–8 см (5,9%) и в интервале глубин 2000–2500 м (6,4%).

ККО в объеме, достаточном для отбора рядовой пробы, встречены совместно с КМК на гайотах НВ-116, НВ-5 и НВ-3. Они представлены караваеобразными, эллипсоидальными и шаровидными морфотипами с ботриоидальной и бугорчатой структурами поверхности. ККО достигают размера 50×30×20 см. Ядра представлены, в основном, известняками, фосфатизированными известняками, реже туфами. Рудная оболочка двух- и трехслойного строения, общей

**Таблица 2. Содержание химических элементов в кобальтомарганцевых образованиях гайотов полигона I (Уэйк-Неккер).**

Показатели	Кол. проб	Средняя мощность (см)	Средняя плотность залегания сухих КМК (кг/м <sup>2</sup> )	Элементы						
				Co	Ni	Mn	Cu	Fe	Co <sub>усл.</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Субстрат			КМК							
Известняк	22	4,2	51,1	0,60	0,50	21,8	0,12	13,6	1,14	5,3
Базальт	4	6,0	69,5	0,61	0,50	22,8	0,15	14,7	1,18	4,0
Фангломерат	2	7,5	77,8	0,57	0,50	24,5	0,16	17,0	1,17	1,9
Слоность										
1-слойные	2	2,0	17,4	0,78	0,42	22,5	0,09	15,3	1,32	3,90
2-слойные	14	4,6	56,5	0,58	0,51	21,9	0,13	13,8	1,13	5,2
3-слойные	9	6,3	79,3	0,55	0,50	21,7	0,14	13,6	1,09	5,2
Мощность(см)										
до 2	5		16,8	0,67	0,49	21,6	0,098	13,0	1,21	4,1
2–5	10		51,3	0,62	0,49	21,9	0,13	14,5	1,16	4,3
5–8	13		82,7	0,53	0,51	21,7	0,15	13,4	1,07	5,9
более 8	2		125,2	0,43	0,54	22,9	0,17	12,5	1,01	5,6
Глубина залегания (м)										
до 2000	22	5,0	62,6	0,59	0,53	22,4	0,13	13,4	1,15	5,3
2000–2500	3	3,7	46,8	0,55	0,37	18,5	0,13	13,5	1,00	6,4
2500–3000	5	4,7	63,3	0,53	0,40	19,7	0,16	15,5	1,01	4,6
			ККО							
1350–1500	2	7,5	-	0,49	0,60	20,0	0,115	9,6	1,02	10,3
1800–2400	2	10,5	-	0,32	0,39	16,2	0,135	9,3	0,73	6,7
			Со-ЖМК							
	3	4-6	-	0,54	0,48	21,8	0,135	13,4	1,08	6,2

мощностью до 12 см. Строение ККО, как правило, концентрически зональное, асимметричное. Мощность верхней части – 5–8 см. От ядра к поверхности прослеживаются антрацитовый, пористый и бурогольный слой. Средние содержания рудных элементов в ККО приведены в табл. 2.

Со-ЖМК встречены на склонах двух гайотов. На гайоте НВ-11 конкреции распространены на одной станции совместно с КМК и ККО, на гайоте НВ-12 на одной станции совместно с КМК и на одной станции самостоятельно. Преобладают эллипсоидальные и неправильно сфероидальные морфотипы, реже встречаются конкреции таблитчатой формы. Поверхность конкреций гладкая, шагреновая, слабо шероховатая. Преобладают фракции 4–6 см. Чаще всего ядрами служат известняки, встречаются и безядерные Со-ЖМК. Внутреннее строение концентрически-зональное, как правило, двухслойное. Средние содержания химических элементов приведены в табл. 2.

Прогнозная оценка гайотов полигона I на КМК рудного поля Уэйк-Неккер приведена в табл. 3.

Кобальтомарганцевые корки на полигоне II встречены на пяти из восьми станций драгирования. На гайоте НГ-32г преобладают двух- и трехслойные корки на базальтах и гиалокластитах, реже встречаются КМК на брекчиях. Мощность рудных корок колеблется от 1,0 см до 14,0 см, составляя в среднем по гайоту 4,3 см. Содержание кобальта в КМК изменяется от 0,44% до 0,79%, составляя в среднем 0,60%; марганца – от 19,9% до 25,3%, в среднем – 21,3%; никеля – от 0,30% до 0,65%, в среднем – 0,50%; меди – от 0,10% до 0,21%, в среднем – 0,15%.

Концентрация золота не превышает 0,08 г/т, палладия – 0,03 г/т. Содержание платины изменяется от 0,16 до 0,40 г/т, составляя в среднем 0,26 г/т, рутения – от 0,01 г/т до 0,015 г/т, в среднем – 0,013 г/т.

Содержание  $P_2O_5$  меняется от 1,09% до 7,5%, составляя в среднем 3,1%.

ККО встречены на двух станциях совместно с КМК и Со-ЖМК. Преобладают ККО эллипсоидальной формы размером 30×20×10 см. Ядра представлены базальтами и гиалокластитами. Рудная оболочка однослойная, мощностью до 5 см. Содержания металлов в рудном веществе низкие и не превышают: кобальта – 0,37%, марганца – 12,7%, никеля – 0,44%. Количество  $P_2O_5$  достигает 16,3%, составляя в среднем 11,2%.

Со-ЖМК встречены на двух станциях совместно с КМК и ККО, на одной станции совместно с КМК и на одной – обособленно. Конкреции распространены на склонах гайота в интервале глубин

Таблица 3. Прогнозная оценка гайотов полигона I на КМК рудного поля Уэйк-Неккер.

№ ш/п	№ гайота	Верхняя граница оруденения, м	Кол-во станций драгирования		Площадь распространения оруденения с Коэф. = 0,5 до глубины 3000 м, (км <sup>2</sup> )	Мощность корки (см)	Плотность залегающих КМК (кг/м <sup>2</sup> )		Ресурсы руды, (млн т)		Содержание элементов,		Ресурсы кобальта (тыс. т)	Производительность по $Co_{уд.$ (кг/м <sup>2</sup> )
			рудных	безрудных			влажных	сухих	влажных	сухих	Со	$Co_{уд.}$		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1	НВ-1а	1300	5	3	225	2,5	48,6	31,2	10,9	7,0	0,87	1,19	46,9	0,37
2	НВ-1б	1400	2	1	176	4,0	71,7	42,5	12,6	7,5	0,89	1,20	51,8	0,54
3	НВ-1в	1300	-	1	280	5,0	99,5	61,3	26,7	17,2	0,55	1,15	94,6	0,70
4	НВ-3	1450	3	1	380	4,6	89,7	59,8	34,1	22,7	0,50	1,01	113,6	0,60
5	НВ-5	1300	6	2	250	4,8	92,9	58,9	23,2	13,7	0,81	1,16	89,7	0,68
6	НВ-12	1400	6	2	200	3,1	101,4	65,0	20,3	13,1	0,53	1,00	69,4	0,66
7	НВ-11б	1200	5	3	376	6,2	123,4	82,3	46,4	30,9	0,52	1,12	160,7	0,92
8	НВ-20	1300	5	-	280	4,7	92,5	80,0	25,9	18,8	0,56	1,11	94,1	0,67

1200–2730 м. Преобладают эллипсоидальные и причудливо-сфероидальные морфотипы фракции 2–4 см. Ядра чаще всего представлены базальтами, в меньшем количестве встречены безъядерные конкреции. Средние содержания в конкрециях кобальта – 0,52%, марганца – 16,2%, железа – 12,0%, никеля – 0,36%, меди – 0,17%, пятиокси фосфора – 5,8%.

Кобальтомарганцевые образования гайота НГ-336 представлены корками, корковыми конкреционными образованиями и конкрециями.

КМК встречены на четырех из пяти станций драгирования в интервале глубин 1769–2608 м. Мощность рудных корок колеблется от 1,0 см до 14 см, составляя в среднем по гайоту 5,4 см. Преобладающим типом субстрата являются базальты и гиалокластиты, на которых отлагались двух- и трехслойные корки толщиной от 4,5 до 12,0 см. Однослойные корки на известняках мощностью 3,5 см встречены на глубине 1819 м, на алевропесчаниках развиты двухслойные корки мощностью 5,5 см на глубине 1769 м. Кроме того, на каждой станции подняты корки без субстрата. Морфология и внутреннее строение КМК аналогичны изученным на других гайотах. Из поднятых образцов преобладают двухслойные корки. Удельная плотность рудного вещества колеблется в пределах от 1,85 до 1,99 г/см<sup>3</sup>, естественная влажность – от 29,8 до 32,9%, плотность залегания влажных КМК – от 55,7 до 188,2 кг/м<sup>2</sup>, сухих – от 38,4 до 132,1 кг/м<sup>2</sup>.

Содержание кобальта в КМК изменяется от 0,54% в корках на алевропесчаниках до 0,76% в корках без субстрата, в среднем по гайоту составляет 0,66%, что соответствует содержанию кобальта в КМК на вулканических породах. Концентрации марганца колеблются в пределах 20,6%–24,1%, составляя в среднем 22,4%; никеля – 0,33%–0,63%, в среднем 0,3%; меди – 0,092%–0,20%, в среднем 0,11%; цинка – 0,043%–0,069%, в среднем 0,052%; железа – 12,4%–16,5%, в среднем 14,8%. Содержание пятиокси фосфора в КМК меняется от 1,32% до 4,55%, составляя в среднем 2,45%.

Содержание золота не превышает 0,08 г/т, палладия – 0,03 г/т. Количество платины изменяется от 0,06 до 0,40 г/т, составляя в среднем 0,29 г/т, рутения – от 0,01 г/т до 0,02 г/т, в среднем 0,015 г/т.

Корковые конкреционные образования встречаются как совместно с КМК, так и образуют самостоятельные устойчивые поля развития. Такое поле, площадью около 50 км<sup>2</sup>, установлено на восточном склоне гайота. Средняя плотность влажных КМК здесь 239,4 кг/м<sup>2</sup>. На станции 92, выполненной в 8-ом рейсе нис “Морской геолог”, установлена макси-

Таблица 4. Оценка прогнозных ресурсов КМК полигона II по категории P<sub>3</sub>.

№ гайота	Площадь блока (км <sup>2</sup> )	Мощность корки (см)	Плотность залегания КМК (кг/м <sup>2</sup> )		Ресурсы руды (млн т)		Среднее содержание элементов (%)						Ресурсы металлов (тыс. т)				Продуктивность КМК по C <sub>0,усл.</sub> (кг/м <sup>2</sup> )
			влажных	сухих	влажной	сухой	Co	Ni	Mn	Cu	C <sub>0,усл.</sub>	Co	Ni	Mn	Cu		
НГ-32г	350	4,3	77,9	50,9	27,26	17,82	0,60	0,50	21,3	0,15	1,14	106,92	89,10	3795,7	26,73	0,58	
НГ-336	97	5,4	104,7	72,0	10,16	6,98	0,66	0,43	22,4	0,11	1,20	46,07	30,01	1563,5	7,68	0,86	

мальная для поля Уэйк-Неккер плотность залегания влажных ККО – 343,7 кг/м<sup>2</sup>. ККО крупные, мощность рудной оболочки более 10 см. Количество рудных элементов в них близко содержанию в корках. На станциях, где ККО встречены совместно с корками, они, в основном, имеют размер 20×30×50 см, двух-, трехслойную рудную оболочку мощностью 5–10 см. Средние содержания рудных элементов значительно ниже, чем в корках, а содержание Р<sub>2</sub>О<sub>5</sub> выше и достигает 9,1%.

Со-ЖМК встречены на двух станциях совместно с КМК и ККО и на одной – с ККО. Конкреции распространены в интервале глубин 2200–2700 м. По форме они неправильно-сфероидальные, с гладкой и шагреновой поверхностью. Диаметр конкреций варьирует от 2 до 10 см, преобладают фракции 2–4 см. Ядра чаще всего представлены базальтами. Средние содержания кобальта в конкрециях – 0,57%, марганца – 17,6%, никеля – 0,52%, меди – 0,096%.

Оценка прогнозных ресурсов и главных полезных компонентов КМК гайотов полигона II приведена в табл. 4.

Таким образом, концентрации основных рудных и сопутствующих компонентов в КМК на гайотах полигонов I и II близки по основным параметрам оценочных кондиций к таковым для КМК гайотов Магеллановых гор [7, 9, 10].

#### АНАЛИЗ ПРОВЕДЕННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ И ПРОГНОЗ

По результатам проведенных исследований выполнена прогнозная оценка рудных залежей (отдельных гайотов) полигонов I и II рудного поля Уэйк-Неккер в сравнении с детально изученными гайотами МА-15, МЖ-35 и МЖ-36 рудной структуры Магеллановых гор (табл. 5).

По основным оценочным параметрам ТЭС [10]: минимальной промышленной плотности залегания сухих КМК (55,0 кг/м<sup>2</sup>), минимального промышленного содержания кобальта условного (1,5%), минимальной промышленной продуктивности КМК по кобальту условному (0,825 кг/м<sup>2</sup>), содержанию кобальта (0,50%) и другим параметрам на рис. 4 выделены объекты разной степени перспективности в ЗСПЗТО. При сравнении (табл. 5) становится очевидным, что площади распространения КМК (согласно основным оценочным параметрам ТЭС) на гайотах МА-15, МЖ-35 и МЖ-36 рудоконцентрирующей структуры Магеллановых гор более перспективны, чем на полигонах I и II рудного поля Уэйк-Неккер.

Таблица 5. Сравнительная характеристика основных оценочных параметров КМК гайотов структуры Магеллановых гор и полигонов I и II рудного поля Уэйк-Неккер.

Наименование	2	3	4	5	6	7	8
	Средняя плотность залегания сухих КМК (кг/м <sup>2</sup> )	Ресурсы руды сухих КМК (млн т)	Среднее содержание Со (%)	Со <sub>усл.</sub>	Ресурсы Со (тыс.т)	Продуктивность КМК по Со <sub>усл.</sub> (кг/м <sup>2</sup> )	Данные ТЭС по основным оценочным параметрам
1							
Структура рудного поля КМК Магеллановых гор							Плотность залегания КМК – 55,0 кг/м <sup>2</sup>
Гайот "Дальмергес"	76,4	53,18	0,58	1,64	306,07	1,25	
Гайот "ИОАН"	87,9	80,84	0,54	1,61	434,76	1,42	Минпром по Со усл. – 1,5%
Гайот "Роскомцебра"	100,7	24,74	0,56	1,55	133,37	1,56	Минпром продуктивность КМК по Со <sub>усл.</sub> – 0,825 кг/м <sup>2</sup>
Структура рудного поля КМК Уэйк-Неккер							
Полигон I	59,9	129,9	0,55	1,11	720,7	0,66	
в т.ч. гайот НВ-116	82,3	30,9	0,52	1,12	160,7	0,92	
Полигон II	61,5	24,8	0,63	1,17	153,0	0,72	
в т.ч. гайот ПГ-33г	72,0	6,98	0,66	1,20	46,07	0,86	



**Рис. 4.** Схема рудной провинции западного и восточного секторов приэкваториальной зоны Тихого океана (составил Л.Б. Хершберг по материалам [1, 6, 7, 10] и ПГО “Дальморгеология”).

1 – Тихоокеанский пояс мирового мегапояса конкрециеобразования; 2 – пояс конкрециеобразования ЗССПЗТО; 3 – разломы; 4 – поля КМК и ЖМК в Тихоокеанском секторе Мирового мегапояса конкрециеобразования и их номера: I – Магелланово рудное поле, II – Маркус-Уэйк, III – Уэйк-Неккер, IV – Маршалловы острова, V – острова Лайн, VI – Гавайские острова, VII – Клариян-Клиппертон; 5 – рудные узлы и поля кобальтовомарганцевой, никель-платиновой и редкоземельной геохимической специализации; 6 – рудное поле Клариян-Клиппертон, преимущественно никель-медной геохимической специализации; 7 – степень перспективности рудных узлов, полей, проявлений и месторождений по основным показателям КМК – ресурсам сухой руды, средней плотности залегания сухих КМК, продуктивности по условному кобальту ( $Co_{усл.}$  кг/м<sup>2</sup>): а – высокая, с ресурсами сухой руды КМК > 20 млн т на оконтуренное проявление месторождения при производительности эксплуатационного предприятия в 1 млн т/год, средней плотности залегания сухих КМК > 55 кг/м<sup>2</sup>, продуктивности по условному кобальту ( $Co_{усл.}$ ) > 1,0 кг/м<sup>2</sup>,  $Co_{усл.}$  – 1,5%; б – перспективная, с ресурсами сухой руды КМК 5–20 млн т (0,25–1 млн т/год), средней плотности залегания сухих КМК около 55 кг/м<sup>2</sup>, продуктивности КМК по  $Co_{усл.}$  – 0,825 кг/м<sup>2</sup>,  $Co_{усл.}$  > 1,0%; в – с неясными перспективами. 8 – объекты (гайоты) КМК России в международном районе морского дна, рекомендованные для постановки поисково-разведочных работ в батиметрическом интервале 1300–3000 м. 9 – расстояние от порта Находки до районов работ (км). 10 – границы 200-мильных экономических зон государств.

Анализ основных оценочных параметров по детально изученным гайотам Магеллановых гор и исследования, проведенные на полигонах I и II Уэйк-Неккер, свидетельствуют о возможности получения соответствующих кондиционных параметров и прироста ресурсов сухой руды до 200 млн т (в общем объеме) за счет сгущения сети опробования в рудных узлах Уэйк-Неккер, что обуславливает постановку поисковых работ в перспективе.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований Президиума РАН “Мировой океан: геология, геодинамика, физика, биология” (грант 03-1-0-08-009) и Министерства промышленности, науки и технологий РФ (договор 43.634.11.0003/ДВГИ).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев С.И. Металлогения железомарганцевых образований Тихого океана. СПб.: Недра, 1994. 191 с.

2. Аникеева Л.И., Ванштейн Б.Г., Смекалов А.С. и др. Железомарганцевые конкреции гор Маркус-Неккер // Докл. АН СССР. 1990. Т. 310, № 3. С. 664–668.
3. Богданов Ю.А., Сорохгин О.Г., Зоненшайн Л.П. и др. Железомарганцевые корки и конкреции подводных гор Тихого океана. М.: Наука, 1990. 229 с.
4. Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность / Ред.: Говоров И.Н., Батулин Г.Н. М.: Наука, 1995. 368 с.
5. Железо-марганцевые конкреции Тихого океана / Ред. Безруков П.Л. М.: Наука, 1976. 301 с.
6. Кобальтбогатые руды Мирового океана / Ред. Андреев С.И. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. 167 с.
7. Кобальтомарганцевые корки Мирового океана: Метод. документы / Ред.: Мирчинк И.М., Андреев С.И. и др. Петропавловск-Камчатский, 1994. 167 с.
8. Мельников М.Е., Школьник Э.Л., Пуляева И.А., Попова Т.В. Результаты детального изучения оксидной железомарганцевой и фосфоритовой минерализации на гайоте ИОАН (Западная Пацифика) // Тихоокеан. геология. 1995. № 5. С. 4–20.
9. Пуляева И.А. Этапы формирования железомарганцевых корок Магеллановых гор Тихого океана: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Геленджик, 1999. 23 с.
10. Технично-экономические соображения (ТЭС) о целесообразности постановки поисково-разведочных работ на кобальтомарганцевые корки в пределах поля Магеллановы горы (с проектом оценочных кондиций) / Ред.: Глумов И.Ф., Мирчинк И.М. Камчат. Фил. АО "Дальморгеология", Петропавловск-Камчатский, 1994. 89 с.
11. Хершберг Л.Б., Михайлик Е.В., Чудаев О.В., и др. Особенности геологического строения и рудоносность гайота Роскомнедра Магеллановых гор (Тихий океан) // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21, № 1. С. 96–110.
12. Halbach P., Manheim F.T., Otten P. Co-rich ferromanganese deposits in the marginal seamount regions of the Central Pacific Basin – results of the Midpac' 81 // Erzmetall. 1982. Bd.35. N. 9. S. 447–453.
13. Halbach P., Manheim F.T. Potential of cobalt and other metals in ferromanganese crusts on seamounts of the Central Pacific Basin // Mar. Mining. 1984. N 4. P.319–346.
14. Manheim F.T. Marine cobalt resources // Science. 1986. V. 232. P. 600–608.

Поступила в редакцию 26 января 2004 г.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

**L.B. Hershberg, E.V. Mikhailik, O.V. Chudaev, Er.B. Nevretdinov**  
**Ore potential of the Wake-Necker guyots structure (Pacific Ocean)**

The paper presents the results of the geological and geophysical study at trial sites I and II, located in the western and eastern parts of the cobalt-rich manganese crusts (CMC) field of the Wake-Necker structure (Pacific Ocean). The morphology, geology and CMC mineralization of some guyots were studied. Geochemical peculiarities of Co-Mn ore type mineralization were characterized. However, Magellan Guyots CMC are more perspective based on parameters of commercial value as compared with Wake-Necker Guyots CMC.

**ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПРОПИЛИТОВ РАЙОНА  
МЕСТОРОЖДЕНИЯ МНОГОВЕРШИННОГО (НИЖНЕЕ ПРИАМУРЬЕ)**

*Л.П. Плюснина, Г.Г. Лихойдов, Ж.А. Щека, И.И. Фатьянов*

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

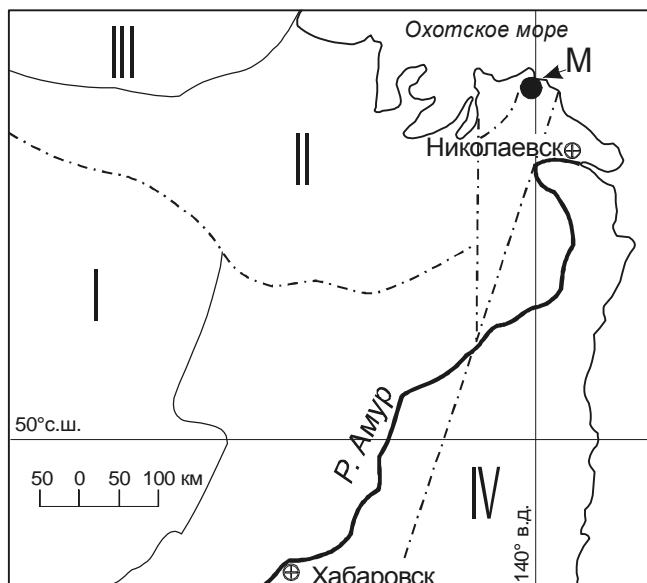
Основываясь на составе природных минеральных ассоциаций, главным образом пропилитов, Многовершинного месторождения изучены реакции гидролиза с участием эпидота и/или геденбергита, альбита, других минералов. Выбранные минеральные ассоциации определяют в ходе взаимодействия с флюидом поведение золота при образовании месторождений. Растворимость золота при 300 и 400 °С ( $P_{\text{общ}} = 1$  кбар) в модельном флюиде была изучена экспериментально в присутствии выбранных твердофазовых буферов. Гидротермальная среда моделировалась растворами 1mNaCl переменной кислотности. Ряд физико-химических параметров были рассчитаны методом минимизации свободной энергии Гиббса систем с помощью пакетов программ "Селектор-С" и "Гиббс". В итоге установлена буферная емкость изученных минеральных ассоциаций и рассчитаны значения рН и фугитивности кислорода в изученном Р-Т диапазоне. Установлено, что растворимость золота растет с температурой ( $\lg m_{\text{Au}}$ ): от -7,54 до -7,26 и вплоть до -6,69 при температуре выше 360 °С благодаря спонтанному формированию геденбергита в условиях роста рН среды. Показано, что пропилиты представляют эффективный геохимический барьер, осаждение золота на котором происходит в случае, когда валовое его содержание в гидротермальном флюиде достигает (мг/литр): 0,004 и 0,011 при 300 и 400 °С ( $P=1$  кбар), соответственно. Аналогично, в присутствии геденбергита эти величины возрастают до 0,02 и 0,06.

**Ключевые слова:** золото, растворимость, эпидотовые пропилиты, эксперимент, расчет, Многовершинное месторождение, Нижнее Приамурье.

**ВВЕДЕНИЕ**

Большинству золоторудных и полиметаллических месторождений, расположенных в пределах вулканотектонических структур, свойственны проявления различных метасоматических процессов. Яркой иллюстрацией служит золото-серебряное Многовершинное месторождение, расположенное в Нижнем Приамурье на северном окончании Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (рис. 1). Рудное поле приурочено к Улской андезитоидной вулканоструктуре – составной части Бекчиулского вулканоплутона. Главные особенности его строения, состав минеральных ассоциаций и зон околорудных изменений были рассмотрены ранее [1, 4, 15–17 и др.]. По этим данным покровные и субвулканические андезиты, вмещающие месторождение, подверглись площадной пропилитизации и кислотному выщелачиванию. Интенсивно пропилитизированы и дорудные дайки гранодиорит-порфиоров, тогда как более поздние гранитоиды Бекчиулского плутона такого рода изменений не испытали. Эпидотовые пропилиты

формируют довольно однородный фон, на котором выделяются локальные участки более интенсивной пропилитизации вплоть до появления метасоматических тел и жил эпидозитов. Эпидотовые пропилиты сменяются по границам с кварцево-рудными жилами зонами адуляр-серицит-хлоритового состава, которые являются результатом преобразования эпидотовых пропилитов под воздействием кислых гидротерм. Наряду с метасоматитами стадии кислотного выщелачивания на Многовершинном месторождении в подчиненном количестве (5–10 %) развиты скарноподобные тела, осложняющие строение рудолокализирующих структур. Обычно они образуют маломощные линзовидные тела небольшой протяженности и сложены пироксенами салитового (диопсид-геденбергитового) состава, железистым гранатом, эпидотом, актинолитом с примесью гематита, карбоната и кварца [17]. Скарноподобные тела отсутствуют в участках жильно-метасоматических зон, залегающих среди терригенных пород фундамента вулканической постройки. Наибольшего развития они до-



**Рис. 1.** Упрощенная геолого-географическая схема расположения Многовершинного месторождения (составлена по данным [8]).

М – месторождение Многовершинное; I – Буреинский массив; II – Монголо-Охотская складчатая система; III – Сибирский кратон; IV – Сихотэ-Алинская складчатая система; штрих-пунктиром обозначены главные дизъюнктивные нарушения.

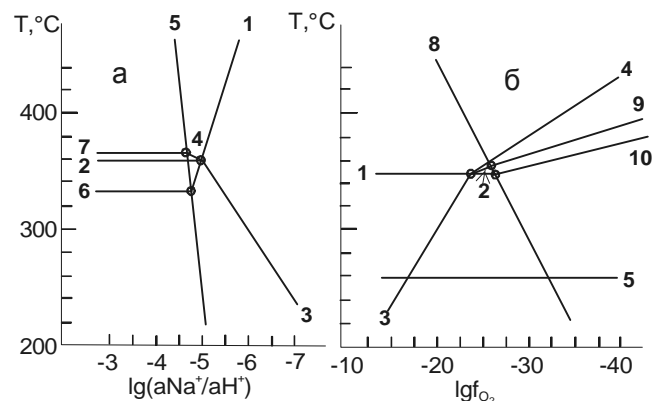
стигают на верхних и средних уровнях жильно-метасоматических зон, расположенных в вулканитах. Наличие скарновых ассоциаций является отличительной чертой Многовершинного месторождения, что позволяет отнести его по классификации В.Д. Мельникова [7] к "полипородной" скарново-пропилитовой формации золоторудных месторождений.

Надежная количественная характеристика массопереноса золота гидротермальными растворами, дренирующими подобные породы, до настоящего времени отсутствует. Известно, что в процессе формирования месторождений взаимодействие водопорода фиксирует рН растворов, контролируя, таким образом, растворимость металлов и их отложение [20]. Вулканиты основного и среднего состава, взаимодействуя с кислыми гидротермальными растворами, нейтрализуют последние и стимулируют осаждение рудных минералов [5]. В связи с этим мы предлагаем рассмотреть модель взаимодействия гидротермальных золотоносных хлоридных растворов с типичными ассоциациями минералов эпидотовых пропилитов и пироксеновых скарнов в системе Ca-Na-Fe-Al-Si-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-Cl-O<sub>2</sub>.

Взаимодействие эпидот-полевошпатовой ассоциации с надкритическими хлоридными растворами было рассмотрено при температуре выше 450°C

для геологических систем методом термодинамических расчетов [18]. Поля устойчивости эпидотовых ассоциаций в растворах NaCl и KCl переменной кислотности были изучены экспериментально при 250–500 °C и P<sub>общ</sub> = 1 кбар [11, 12]. В результате установлено, что взаимодействие этих ассоциаций с хлоридными растворами переменной кислотности (1,8 < рН < 8,6) формирует слабощелочные среды, основность которых меняется в зависимости от температуры в диапазоне 6,6 < рН < 7,4. Как оказалось, в этих условиях буферизуется и окислительный потенциал, который, в свою очередь, связан с массопереносом рудных компонентов.

Устойчивость эпидотовых пропилитов в растворах хлоридов калия и натрия ограничена реакциями гидролиза эпидота, приведенными в табл. 1. Топология этой системы представлена на диаграммах (рис. 2), где поля устойчивости минеральных ассоциаций ограничены по температуре, величине активности натрия и фугитивности кислорода [10]. На основании геологических и экспериментальных данных было показано, что по мере роста температуры и щелочности среды эпидот-кварцевая ассоциация замещается альбит-геденбергитовой [11]. Переход между этими породами происходит в природе при повышенном градиенте физико-химических параметров. Существенную роль в осаждении золота, как и любого металла, в присутствии тех или иных пород играет его растворимость. В рамках этих представлений полезно оценить растворимость золота в хлоридной среде, буферизуемой типичными минеральными ассоциациями эпидотовых пропилитов и геденбергит-альбитовых скарнов. Изучение растворимости золота в подобных условиях позволяет оценить его поведение при переходе от эпидотовых про-



**Рис. 2.** Топология системы Na-K-Ca-Mg-Fe-Al-Si-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O в координатах T – lg(aNa<sup>+</sup>/aH<sup>+</sup>) (а) и T – lgfO<sub>2</sub> (б).

Цифры у линий равновесия соответствуют номерам реакций в табл. 1



**Таблица 1. Минеральные равновесия в системе Na-K-Ca-Fe-Mg-Al-Si-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-O<sub>2</sub>, при вполне подвижном поведении Na и K.**

№	Реакция*
1	$Ep_{33} + 3Qtz + 0,5H_2O + 2CO_2 + 2Na^+ = 2Ab + 0,5Hem + 2Cal + 2H^+$
2	$4,8Ep + 3Act + 10,6 H_2O + 15,6 CO_2 = 4Chl + 15,6Cal + 27,34Qtz + 0,234Hem + 0,942O_2$
3	$3Act + 9,6Ab + 2,164Hem + 8,2H_2O + 6CO_2 + 9,6H^+ = 4Chl + 6Cal + 41,74Qtz + 1,006O_2 + 9,6Na^+$
4	$4,333Ep + 3Act + 0,94Ab + 10,36H_2O + 14,66CO_2 + 0,94H^+ = 4Chl + 14,66Cal + 28,74Qtz + 1,02O_2 + 0,94Na^+$
5	$3Ab + K^+ + 2H^+ = Ms + 6Qtz + 3Na^+$
6	$Ep + 1,5H_2O + 6CO_2 + 2K^+ = 2Ms + 1,5Hem + 6Cal + 3Qtz + 2H^+$
7	$3Ep + 4Chl + 19,544Qtz + 1,002O_2 + 5,2K^+ = 3Act + 5,2Ms + 3,664Hem + 6,7H_2O + 5,2H^+$
8	$2Mag + 0,5O_2 = 3Hem$
9	$4,8Ep + 3Act + 10,06H_2O + 15,6CO_2 = 4Chl + 15,6Cal + 27,34Qtz + 0,156Mag + 0,98O_2$
10	$Ep + 3Qtz + 0,5H_2O + 2CO_2 + 2Na^+ = 2Ab + 2Cal + 0,333Mag + 0,084O_2 + 2H^+$

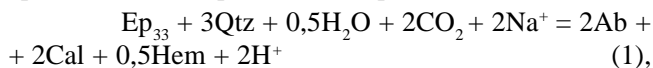
Примечание. \* – здесь и ниже аббревиатура минералов соответствует рекомендациям [21].

пилитов к геденбергит-альбитовым скарнам, уточнить особенности мобилизации, отложения и переноса в соответствующих геологических обстановках.

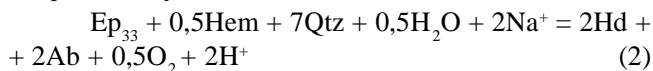
Целью настоящей работы явилось моделирование процессов взаимодействия типичных минеральных ассоциаций эпидотовых пропилитов и геденбергит-эпидотовых скарнов с золотосодержащими хлоридными растворами путем физических экспериментов и термодинамических расчетов.

#### МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Поле устойчивости эпидота ограничено в натриевой системе реакцией гидролиза:



где 33 означает железистость эпидота (величину мольного отношения  $[Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al)] \cdot 100$  %). Ассоциация  $Ep + Ab + Cal + Qtz$  замещалась в ходе опытов (раствор 1mNaCl + 10<sup>-3</sup>mNaOH) при температуре выше 360°C ассоциацией, содержащей геденбергит,  $Hd + Ep + Ab + Qtz$ , которая характерна уже для скарнов [11]. Этот процесс осуществляется путем гидролиза с участием окисления–восстановления:



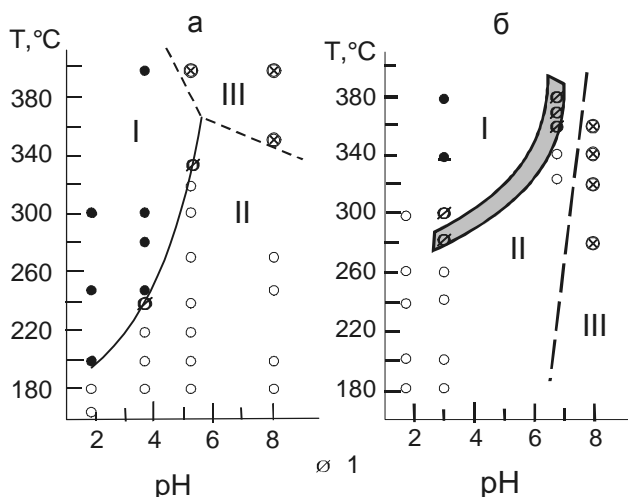
При моделировании поведения золота в хлоридных растворах (250–500°C,  $P_{общ} = 1$  кбар) в качестве буфера pH и  $f_{O_2}$  выбраны реакции (1) и (2). Они ограничивают устойчивость эпидота по температуре, величине pH и активности Na<sup>+</sup>. Предварительно мы рассчитали взаимодействие металлического Au с ассоциациями  $Ep_{33} + Ab + Cal + Qtz + Hem + Mag$  (1) и  $Ep_{33} + Hd + Ab + Qtz + Hem + Mag$  (2) в растворах 1mNaCl переменной кислотности. Использовался программный комплекс "Селектор-С" [3] со встроенной базой данных SUPCRT98. Количественное соотношение твердых фаз и раствора отвечало модальному в физическом эксперименте. В соответствии с

возможностями использованной базы данных, в расчетах были учтены следующие формы золота в растворе: Au<sup>+</sup>, Au<sup>3+</sup>, AuCl<sup>0</sup>, AuCl<sub>2</sub><sup>-</sup>, AuCl<sub>3</sub><sup>2-</sup> и AuCl<sub>4</sub><sup>-</sup>. В отсутствие гидроксидных комплексов Au, только концентрации AuCl<sup>0</sup>, AuCl<sub>2</sub><sup>-</sup> и AuCl<sub>3</sub><sup>2-</sup> оказались выше принятого "порога чувствительности = 10<sup>-18</sup>mAu", и лишь при более высокой температуре появлялся ион Au<sup>+</sup> в значимых концентрациях.

Взаимодействие золотосодержащих хлоридных растворов с ассоциациями (1) и (2) с помощью физического эксперимента мы изучили на изотермах 300 и 400 °C при общем давлении 1 кбар. В этом случае тонкоизмельченная смесь твердых фаз (200 мг) каждой из названных ассоциаций вводилась с одним из растворов (1mNaCl, 1mNaCl+10<sup>-3</sup>mHCl, 1mNaCl+10<sup>-3</sup>mNaOH) в золотые ампулы (9×0,2×80 мм). Непосредственный контакт между реагентами оптимизировал, таким образом, условия проведения опытов. Количество раствора, в соответствии с коэффициентом заполнения ампул, менялось от 3 до 3,5 мл. Источником золота при растворении служили стенки ампул. Экспозиция опытов была установлена кинетическими сериями и составляла при 300 °C – 21 и 400 °C – 15 суток. Отбор, обработка и анализ закаленных растворов выполнялись способом, подробно описанным в [6]. Концентрация золота определялась атомно-абсорбционным методом на приборе фирмы Hitachi с точностью ±20 % отн. Фазовый состав буферной ассоциации контролировался после опытов с помощью рентгена на ДРОН-3.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

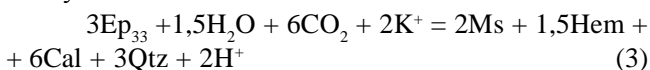
Экспериментальное изучение реакции (1) в растворах NaCl переменной кислотности позволило построить количественную диаграмму T – pH (рис. 3а), иллюстрирующую поля устойчивости эпидот-кварцевой (I), альбит-кальцит-гематитовой (II) и альбит-геденберитовой ассоциаций (III) в натриевой системе.



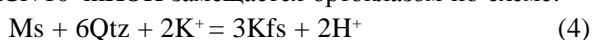
**Рис. 3.** Граница устойчивости эпидота в натриевой (а) и калиевой (б) системах.

Поля устойчивости: (а) I – Ep+Qtz, II – Ab-Cal-Hem, III – Ab+Crx; (б) I – Ep, II – Ms+Cal+Qtz+Hem, III – Kfs. Затемнена область неопределенности; кружками обозначены опыты, выполненные в названных полях устойчивости, 1 – опыты в условиях равновесия.

Поскольку на месторождении эпидот наряду с альбитом нередко ассоциирует с мусковитом и ортоклазом, интерес представляет степень влияния на устойчивость таких ассоциаций химических потенциалов не только Na, но и K (табл.1). Устойчивость эпидота в растворах KCl ограничена реакцией с участием мусковита:



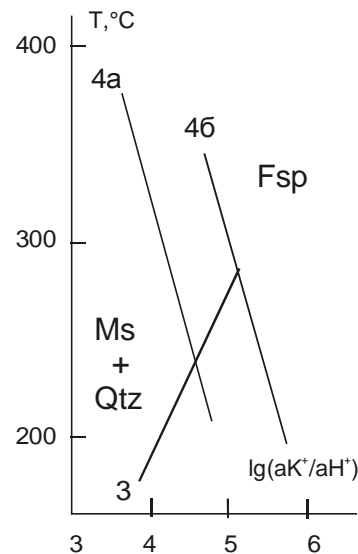
Изучение реакций (1) и (3) позволило построить количественные диаграммы в координатах T – pH [12], в том числе и в калиевой системе (рис. 3б). В ходе экспериментов было установлено, что мусковит в растворе 1mKCl+10<sup>-3</sup>mKOH замещается ортоклазом по схеме:



Появление калиевого полевого шпата в опытах отмечено при 280°C [12]. Положение линии равновесия (4) в координатах T – lg([K<sup>+</sup>]/[H<sup>+</sup>]) рассчитано по зависимости:

$$2RT \ln \left( \frac{[\text{K}^+]}{[\text{H}^+]} \right) = \Delta G^T + \Delta V_{298}^S \times (P-1) - 6RT \ln f_{\text{CO}_2} - 1,5 RT \ln f_{\text{H}_2\text{O}},$$

(в предположении, что активность Ep<sub>33</sub> = 1), где R – газовая постоянная, T – абсолютная температура, ln[K<sup>+</sup>]/[H<sup>+</sup>] – натуральный логарифм отношения активностей ионов K и H, ΔG<sup>T</sup> – изменение свободной Гиббса реакции при данной T, ΔV<sub>298</sub><sup>S</sup> – изменение стандартного мольного объема твердых участников реакции, P – давление в барах, f<sub>i</sub> – фугитивность га-

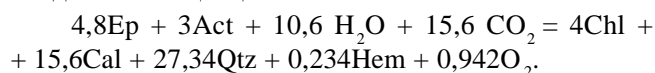


**Рис. 4.** Устойчивость эпидот-мусковитовой ассоциации (3) в зависимости от температуры и активности калия в растворе.

4а – эпидот-ортоклазовое равновесие, по данным Montoya, Hemley [22]; 4б – то же, по данным Покровского [14].

зов. Расчетная линия равновесия (3) вплоть до пересечения с равновесием реакции (4) показана по данным разных авторов на рис. 4. Мусковит-ортоклазовое равновесие (4) изучено экспериментально [22] и рассчитано В.А. Покровским [14]. Полученные этими авторами результаты различаются температурой появления калиевого полевого шпата. Однако первое появление Kfs в наших опытах совпадает с результатами расчета В.А. Покровского. Таким образом, Ep<sub>33</sub> в ассоциации с мусковитом или серицитом фиксирует температуру ниже 280°C, а его парагенезис с ортоклазом свидетельствует о более высоких температуре и активности калия. Экспериментально установлено, что эпидот в 1mKCl+10<sup>-2</sup>mHCl и более кислых растворах неустойчив. Это ограничивает буферную емкость ассоциации (3) средой с более высокой основностью – в нашем случае 1mKCl+10<sup>-3</sup>HCl, 1mKCl или 1mKCl+10<sup>-3</sup>mKOH.

Из числа реакций, приведенных на рис. 2 и в табл. 1, изучена также гидратация–карбонатизация эпидота в ассоциации с актинолитом:



Эта реакция интересна тем, что характеризует продукты пропилитизации в ходе как региональных, так и околорудных изменений. Данное равновесие не зависит от активности щелочей и устанавливается при 330±30 °C (P<sub>общ</sub> = 1кбар) в условиях фугитивности кислорода, задаваемой буфером CuO-

$\text{Cu}_2\text{O}$ , и низкого парциального давления углекислоты, генерируемого растворимостью кальцита. При более низкой  $f_{\text{O}_2}$ , в присутствии гематит-магнетитового буфера (НМ) температура равновесия увеличилась ( $365 \pm 10$  °С), в то время как железистость эпидота уменьшалась (до 20 мол. %). С ростом фугитивности кислорода и  $\text{CO}_2$  поле устойчивости хлорит-карбонат-кварцевой ассоциации расширяется параллельно увеличению температуры и активности углекислоты. Это объясняет широкое развитие хлорит-серицит-карбонатных парагенезисов среди продуктов гидротермальных изменений пород на Многовершинном месторождении.

Следуя результатам физического эксперимента и расчетов, можно считать, что эпидот-альбитовые парагенезисы формируются в интервале 220–330 °С, эпидот-актинолитовые – 330–370, эпидот-серицитовые – 220–280, эпидот-ортоклазовые – 280 и выше и эпидот-геденбергитовые – 360 °С и выше. Эти цифры достаточно близки температуре формирования, устанавливаемой методом ДТА для ассоциаций: актинолит-эпидот-альбитовой – 340–370 °С, эпидот-хлорит-карбонатной – 260, эпидот-ортоклазовой – 330–400 °С [1]. Необходимо иметь в виду, что температурный диапазон полей устойчивости модельных ассоциаций, установленный расчетом или экспериментально, на каждом конкретном месторождении может оказаться значительно уже, поскольку конкретные условия формирования обладают большей степенью вариантности как интенсивных, так и экстенсивных параметров.

Анализ рН закаленных растворов в изученных системах и его значений "in situ", вычисленных путем минимизации свободной энергии Гиббса, позволяют считать ассоциацию  $\text{Ep}-\text{Ms}-\text{Cal}$  буферной, которая поддерживает диапазон  $6,5 < \text{pH} < 6,9$  при 200–280 °С. Эпидот-ортоклазовая ассоциация является буферной при температурах выше 280 °С в условиях более щелочных растворов. Таким образом, присутствие эпидотсодержащих ассоциаций в растворах  $\text{NaCl}$  и  $\text{KCl}$  формирует слабощелочные среды с практически идентичными кислотно-основными свой-

ствами, что позволило нам ограничиться изучением растворимости золота лишь в натриевой системе.

Физико-химическая характеристика среды, сформированной по достижению равновесия между растворами  $\text{NaCl}$  и парагенезисом (1) представлена в табл. 2. Благодаря растворению твердых фаз с  $\text{Ca}$  и  $\text{Na}$ , эта ассоциация базифицирует изначально кислые растворы. Растворимость  $\text{Ca}$  увеличивается с повышением кислотности исходных растворов, что способствует их нейтрализации. При этом рН среды в диапазоне 250–400 °С возрастает вслед за температурой от 6,58 до 7,37. Буферные свойства этой ассоциации сохраняются вплоть до исходного состава  $1\text{mNaCl}+10^{-2}\text{mHCl}$ . Дальнейший рост кислотности исходных растворов интенсифицирует растворение альбита, эпидота и кальцита, которые исчезают в наиболее кислом из числа изученных растворов ( $1\text{mNaCl}+0,1\text{mHCl}$ ), фиксируя тем самым границу буферной емкости ассоциации (1). Что касается фугитивности кислорода, то эта ассоциация поддерживает несколько более высокую величину по сравнению с известным буфером НМ. Это объясняет неустойчивость магнетита, наблюдаемую в ходе расчетов и физических экспериментов.

Параметры взаимодействия более высокотемпературной геденбергитовой ассоциации (2) с хлоридными растворами, установленные расчетным путем, даны в табл. 3. Они подтвердили буферные свойства этого парагенезиса в отношении рН и  $f_{\text{O}_2}$  среды при 300–500 °С. Магнетит и в этом случае неустойчив, что объясняет высокую концентрацию железа в растворе на всех изотермах. Сравнение табл. 2 и 3 фиксирует некоторое различие параметров среды в равновесии с этими ассоциациями. Так, появление геденбергита свидетельствует о формировании более щелочной среды при повышенной фугитивности кислорода. Растворимость золота в этих условиях, судя по расчетам, заметно увеличивается при 400 °С и выше. Но следует иметь в виду приблизительный характер расчетов в связи с отсутствием сведений о гидроксидных комплексах  $\text{Au}$ , тогда как роль их в слабощелочной среде очевидна [2]. В связи с этим

**Таблица 2. Параметры раствора  $1\text{mNaCl}$  в равновесии с ассоциацией  $\text{Ep}_{33}-\text{Ab}-\text{Cal}-\text{Qtz}-\text{Hem}-\text{Au}$  ( $P_{\text{общ}} = 1$  кбар).**

Параметр	250	300	350	400 °С
pH	6,58	6,62	6,99	7,37
$\lg f_{\text{O}_2}$	-27,31	-23,31	-20,32	-17,69
$\lg m\text{Ca}^{\text{aq}}$	-4,86	-5,22	-5,47	-5,65
$\lg m\text{Si}^{\text{aq}}$	-2,04	-1,82	-1,63	-1,48
$\lg m\text{Fe}^{\text{aq}}$	-1,84	-1,84	-1,84	-1,84
$\lg m\text{Au}^{\text{aq}}$	-11,85	-10,72	-9,97	-9,27

**Таблица 3. Параметры раствора  $1\text{mNaCl}$  в равновесии с ассоциацией  $\text{Ep}_{33}-\text{Hd}-\text{Ab}-\text{Qtz}-\text{Hem}-\text{Au}$  ( $P_{\text{общ}} = 1$  кбар).**

Параметр	300	350	400	450	500 °С
pH	7,71	7,34	7,11	7,03	7,18
$\lg f_{\text{O}_2}$	-24,20	-20,24	-16,85	-14,70	-13,18
$\lg m\text{Ca}^{\text{aq}}$	-3,57	-3,46	-3,33	-3,16	-2,70
$\lg m\text{Si}^{\text{aq}}$	-1,76	-1,90	-1,89	-1,70	-1,59
$\lg m\text{Fe}^{\text{aq}}$	-1,53	-1,56	-1,57	-1,56	-1,47
$\lg m\text{Au}^{\text{aq}}$	-11,82	-10,40	-9,15	-8,12	-7,40

**Таблица 4.** Средние значения валовой растворимости Au и величины pH закаленных растворов в среде, буферизуемой ассоциациями  $Er_{33}\text{-Ab-Cal-Qtz-Nem}$  (1) или  $Er_{33}\text{-Nd-Ab-Qtz-Nem}\pm\text{Mag}$  (2) при  $P_{\text{общ}} = 1$  кбар.

Исходный раствор	1			2		
	pH	IgmAu	N	pH	IgmAu	N
300°C						
1mNaCl+10 <sup>-3</sup> mHCl	5,60	-7,80	4	5,80	-7,12	2
1mNaCl	6,40	-7,76	3	6,80	-6,89	2
1mNaCl+10 <sup>-3</sup> mNaOH	6,60	-7,22	3	7,00	-6,83	2
400°C						
1mNaCl+10 <sup>-3</sup> mHCl	6,30	-7,40	4	-	-6,53	3
1mNaCl	6,40	-7,12	4	-	-6,61	2
1mNaCl+10 <sup>-3</sup> mNaOH	7,00	-6,69*	2	-	-6,39	5

*Примечание.* Атомно-абсорбционный метод на приборе фирмы "Hitachi", аналитический центр ДВГИ РАН;

N – число опытов; \* – спонтанное появление Nd в опытах с ассоциацией (1).

валовая растворимость золота характеризуется экспериментом более достоверно.

Буферные свойства рассмотренных ассоциаций подтверждаются химическим анализом закаленных растворов, результаты которых после опытов на изотермах 300 и 400 °C приведены в табл. 4. Так, расхождения между концентрациями золота на изотерме в равновесии с буферной ассоциацией незначительны, не зависят от pH исходных растворов ( $3,8 < \text{pH} < 7,4$ ) и находятся в пределах ошибки эксперимента. Увеличение концентрации золота, наблюдаемое при 400 °C в исходных растворах 1mNaCl+10<sup>-3</sup>mNaOH, вызвано нестабильностью ассоциации (1). Об этом говорят появление в продуктах опыта геденбергита и рост щелочности среды. Таким образом, взаимодействие ассоциации  $Er\text{-Nd}\text{-Ab}\text{-Qtz}\text{-Nem}$  с растворами NaCl обуславливает несколько более высокую растворимость Au по сравнению с (1). Аналогичные соотношения были получены также и в ходе расчетного моделирования. Однако в физическом эксперименте валовая растворимость Au гораздо выше расчетных значений. Это свидетельствует о несомненном участии гидроксидных и, возможно, гидрооксохлоридных комплексов золота, которые из-за отсутствия соответствующих констант в ходе расчетов не учтены.

Природные гидротермальные растворы включают обычно и серу, которая в состоянии существенно увеличить растворимость золота [6, 9 и др.]. Околорудные пропилиты также нередко содержат вкрапленность сульфидов, что говорит об их взаимодействии с соответствующими флюидами. В этой связи определенный интерес представляет введение серы в

рассмотренную систему, в частности, путем добавления сульфидов в ассоциацию твердых фаз. Из числа рудных минералов в эпидотовых пропилитах обычно пирит, магнетит и гематит [15]. Вместе они составляют известную ассоциацию РНМ, буферизующую как окислительно-восстановительный потенциал, так и кислотность среды [20]. Совмещение силикатной и рудной буферных ассоциаций должно сказываться на физико-химических параметрах среды и, в конечном итоге, на растворимости золота. Для оценки этого обстоятельства было рассчитано взаимодействие рассмотренных растворов NaCl с усложненной ассоциацией  $Er + Ab + Nem + Cal + Qtz + Mag + Py$  при 250–400 °C [13]. Результаты свидетельствуют в пользу заметно более высокой растворимости Au в этой обстановке. Следует все же отметить, что величина валовой растворимости золота определяется присутствием  $Au^+$ ,  $AuCl^0$ ,  $AuCl_2^-$ ,  $AuCl_3^{2-}$ ,  $Au(HS)_2^-$ ,  $AuHS^0$ , однако порядок концентрации при этом практически определяется единственным комплексом –  $AuHS^0$ . Все это позволяет считать результаты расчетов лишь ориентиром, и пока достоверные количественные данные предоставляет лишь физический эксперимент.

Поскольку Многовершинное месторождение относится к малосульфидному типу, результаты расчетов в системах с сульфидными более подробно здесь не обсуждаются. Можно лишь заметить, что сведения о растворимости Au, измеренной экспериментально в относительно близких по составу и Р-Т условиям системах с серой, не противоречат полученным нами в аналогичных условиях [13]. Так, в растворе 1mNaCl, в присутствии ассоциации  $Er\text{-Qtz}\text{-Ab}\text{-Cal}\text{-Nem}\text{-Mag}\text{-Py}$  растворимость золота составляет (IgmAu): -6.56 и -6.20 при 300 и 400 °C ( $P_{\text{общ}} = 1$  кбар), соответственно. Концентрация Au, измеренная в среде 0,5mKCl, буферизуемой ассоциациями РНМ и  $Kfs\text{-Ms}\text{-Qtz}$  (силикатный буфер Хемли), составляет в тех же единицах -5,60 и -5,45 при 400 ° и 450 °C ( $P_{\text{общ}} = 0,5$  кбар), соответственно [19]. Результаты опытов и расчетов говорят о том, что сульфидсодержащие эпидотовые ассоциации нейтрализуют растворы заметно слабее и золото из них выщаживается менее эффективно. Присутствие сульфидов заметно подкисляет растворы, способствуя мобилизации металлов во флюид. Поскольку имеющиеся термодинамические константы гидросульфидных комплексов золота далеки от совершенства, решение такого рода вопросов требует экспериментальной оценки растворимости золота, особенно в сложных системах с серой и хлором. При оценке степени и характера влияния конкретных парагенезисов околоруд-

ных пропилитов с наложенной сульфидной минерализацией необходимо учитывать соотношение процессов сульфидизации и отложения золота во времени.

Следует отметить плодотворность сочетания теоретического моделирования с физическим экспериментом. Так, расчеты позволили определить "in situ" величину рН и окислительный потенциал среды, сформированной взаимодействием эпидотовых пропилитов с золотоносными хлоридными растворами. В закаленных растворах рН, как обычно, оказалось несколько ниже рассчитанного "in situ". Окислительный потенциал определялся в наших условиях расчетным путем. С другой стороны, величина валовой растворимости Au более корректно установлена в ходе физического эксперимента. Несмотря на ориентировочный характер расчетов, их результаты можно использовать для иллюстрации схемы соотношения индивидуальных комплексов золота в составе валовых величин растворимости в общих чертах.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Путем экспериментального моделирования и термодинамических расчетов установлены температурные интервалы формирования следующих ассоциаций: 220–330 °С – эпидот-альбитовых, 220–280 – эпидот-мусковитовых, 330–370 – эпидот-актинолитовых пропилитов, 360–500 °С – эпидот-альбит-пироксеновых. Общая последовательность метасоматических процессов на месторождении Многовершинном представляется следующей: эпидотовые пропилиты, как результат площадной пропилитизации; кварцевые и кварц-серицит-полевошпатовые жилы, сингенетичные с отложением золота, скарны с частичным перераспределением золота.

Показано, что взаимодействие минеральных ассоциаций эпидотовых пропилитов с кислыми хлоридными растворами формирует слабощелочную среду, кислотность которой в зависимости от температуры меняется в пределах  $6,6 < \text{pH} < 7,4$ . Это ведет к уменьшению растворимости Au и Si, их взаимной коагуляции и осаждению в виде золото-кварцевых жил, характерных для многих близповерхностных вулканогенных месторождений. Буферные свойства ассоциации  $\text{Ep} + \text{Ab} + \text{Cal} + \text{Qtz} + \text{Hem} \pm \text{Mag}$  ограничены ее устойчивостью в диапазоне 220–400 °С (1 кбар), и в этих РТ-условиях кислотность среды не превышает эквивалент 0,01MНCl.

Присутствие ассоциации (1) нейтрализует изначально кислые рудоносные растворы, что приводит к осаждению золота, если его концентрация выше пороговой – 0,004 мг/л при 300 °С / 1 кбар и 0,011 мг/л при 400 °С. Очевидно, что снижение температуры

растворов в присутствии эпидотовых пропилитов увеличивает степень осаждения золота.

Взаимодействие хлоридных растворов с эпидот-альбит-геденбергитовой минеральной ассоциацией формирует слабощелочную среду с повышенным окислительным потенциалом. Это способствует некоторому увеличению растворимости золота и повышению пороговой концентрации до 0,02 и 0,06 мг/л, при 300 и 400 °С (1 кбар), соответственно.

Таким образом, эпидотовые пропилиты представляют эффективный геохимический барьер для золота, что делает их перспективными на поиски золотого оруденения.

Авторы благодарны рецензенту, В.Л. Русинову, за обсуждение статьи и высказанные полезные замечания. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 02-05-64275) и ДВО РАН (грант 03-2-0-00-005).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Зиньков А.В. Измененные породы вулканогенных месторождений Нижнего Приамурья и их прогнозно-оценочная информативность: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1986. 23 с.
2. Зотов А.В., Баранова Н.Н., Дарьина Т.Г. Устойчивость гидрокоомплекса  $\text{AuOH}^{\circ}(\text{p-p})$  в воде при 300–500 °С и давлении 500–1500 атм. // Геохимия. 1985. № 1. С. 105–109.
3. Карпов И.К., Чудненко К.В., Бычинский В.А., Кулик Д.А., Павлов А.Л., Третьяков Г.А., Кашик С.А. Минимизация свободной энергии Гиббса при расчете гетерогенных равновесий // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 4. С. 3–21.
4. Константинов М.М., Аристов В.А., Вакин М.Е. Условия формирования и основы прогноза крупных золоторудных месторождений. М.: Изд-во ЦНИГРИ, 1998. 155 с.
5. Коржинский Д.С. Особенности постмагматических процессов в вулканических формациях // Рудоносность вулканогенных формаций. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 52–64.
6. Лихойдов Г.Г., Некрасов И.Я. Растворимость золота в комплексной водной сульфидно-хлоридной среде при 300–500 °С и  $P_{\text{общ}} = 1$  кбар. // Геохимия. 2001. № 4. С. 394–403.
7. Мельников В.Д. Золоторудные гидротермальные формации. Владивосток: Дальнаука, 1984. 130 с.
8. Натальин Б.А., Алексеенко С.Н. Сдвиговые дислокации Амурского комплекса и их значение для меловой геодинамики востока Азии // Тихоокеан. геология. 1994. № 1. С. 46–53.
9. Некрасов И.Я. Геология, минералогия и генезис золоторудных месторождений. М.: Наука, 1991. 302 с.
10. Плюснина Л.П. Физико-химический режим околорудной пропилитизации в сравнении с флюидным режимом метаморфизма вулканогенных колчеданных комплексов // Эксперимент в минералогии. М.: Наука, 1988. С. 8–21.
11. Плюснина Л.П. Экспериментальное исследование устойчивости эпидота в хлоридно-карбонатных растворах // Геохимия. 1990. № 1. С. 26–36.
12. Плюснина Л.П., Некрасов И.Я. Экспериментальное ис-

- следование устойчивости ассоциаций эпидота в калиевых хлоридных растворах. // Докл. РАН. 1991. Т. 317, № 6. С. 1470–1473.
13. Плюснина Л.П., Лихойдов Г.Г., Ханчук А.И. Растворимость золота в хлоридных растворах, взаимодействующих с эпидотовыми пропилитами. // Докл. РАН. 2003. Т. 389, № 3. С. 394–397.
  14. Покровский В.А. Экспериментальное изучение равновесия  $1,5Ab + 0,5KCl = 0,5Ms + 3Qtz + 1,5NaCl$  при 300–500°C и давлении 1 кбар. // Докл. РАН. 1982. Т. 389, № 3. С. 438–441.
  15. Русинов В.Л. Метасоматические процессы в вулканогенных толщах. М.: Наука, 1989. 210 с.
  16. Фатянов И.И., Хомич В.Г. Строение и особенности образования жильно-метасоматических зон золото-серебряного месторождения Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса // Геологические условия локализации эндогенного оруденения. Владивосток: Дальнаука, 1989. С. 86–100.
  17. Фатянов И.И., Хомич В.Г. Структурно-вещественные элементы жильно-метасоматических зон Многовершинного золото-серебряного месторождения (Нижнее Приамурье) // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2001. Ч. 2. Вып. 2. С. 322–331.
  18. Bird D.K., Helgeson H.C. Chemical interaction of aqueous solutions with epidote-feldspar mineral assemblages in geologic systems // Amer. Journ. Sci. 1981. V. 281. P. 576–614.
  19. Gibert F., Pascal M.-L., Pichavant M. Gold solubility and speciation in hydrothermal solutions: Experimental study of the stability of hydrosulphide complex of gold ( $AuHS^{\ominus}$ ) at 350 to 450°C and 500 bars. // Geochim. Cosmochim. Acta. 1998. V. 62. P. 2931–2947.
  20. Hemley J.J., Hunt J.P. Hydrothermal ore-forming processes in the light of studies in rock-buffered systems: II – Some geological applications. // Econ. Geol. 1992. V. 87. P. 23–43.
  21. Kretz R. Symbols for rock-forming minerals // Amer. Mineralogist. 1983. V. 68. P. 277–279.
  22. Montoya J.W., Hemley J.J. Activity relations and stabilities in alkali feldspar and mica alteration reaction // Econ. Geol. 1975. V. 70. P. 577–589.

Поступила в редакцию 3 ноября 2003 г.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

*L. P. Plyusnina, G. G. Likhoidov, J. A. Shcheka, I. I. Fatyanov*

### **Physico-chemical conditions of propylite and pyroxene skarn formation of the Mnogovershinnoye deposit (Lower Priamurye)**

Based on the composition of natural mineral associations (mainly propylites) of the Mnogovershinnoye gold deposit, hydrolysis reactions with epidote and/or hedenbergite, albite and other minerals have been studied. The selected mineral associations are determined through interaction with a fluid governing gold behavior in the course of deposit formation. Solubility of gold in the model fluid was measured at 300 and 400°C ( $P_{tot} = 1$  kb) with the selected solid buffers involved. The hydrothermal medium was modeled by 1m NaCl solutions of different acidity. Some physico-chemical parameters were simulated by Gibbs free energy minimization method using the "Selector-C" and "Gibbs" software packages. As a result, the buffering capacity of the studied associations was ascertained, and the values of pH,  $O_2$  fugacity were calculated in the studied P-T range. The measured gold solubility increases with temperature (lgmAu): from -7.54 to -7.26, and to -6.69 at temperatures over 360°C due to spontaneous formation of hedenbergite, initiating pH increase in the medium. It is concluded that propylites present an effective geochemical barrier on which gold deposition occurs when the total Au content in a hydrothermal fluid exceeds (mg/L) 0.004 and 0.011 at 300 and 400°C (1 kb), respectively. Similarly, with hedenbergite present, the values rise to 0.02 and 0.06, respectively.

## ЗОЛОТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В НАДВИГОВЫХ СТРУКТУРАХ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО КОЛЛИЗИОННОГО ШВА (ПРИШИЛКИНСКАЯ И ОНОН-ТУРИНСКАЯ ЗОНЫ)

*А.В. Татаринов, Л.И. Яловик, Г.А. Яловик*

*Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ*

Главенствующая роль в локализации оруденения Карийского, Пильненского, Погромного, Илинского и других месторождений золота, расположенных в Пришилкинской и Онон-Туринской зонах, принадлежит надвиговым структурам. Большая часть рудных скоплений сосредоточена в породах динамометаморфического комплекса надвиговых структур различных морфогенетических типов: зон автокластического, полимиктового и серпентинитового меланжа, лозанжа, милонитовых швов надвигов. Надвиговые структуры перспективны для поисков крупнообъемных месторождений, характеризующихся большими запасами золота при сравнительно невысоких его содержаниях в рудах.

**Ключевые слова:** коллизионный шов, надвиг, меланж, катаклазит, милонит, оруденение, Монголо-Охотский разлом, Забайкалье.

### ВВЕДЕНИЕ

Монголо-Охотский глубинный разлом в настоящее время рассматривается как коллизионный шов (сутура), по которому сочленяются Сибирский кратон и Монголо-Охотский подвижный пояс [6]. Многолетними исследованиями в его пределах установлены широкое развитие офиолитов, шарьяжно-надвиговый стиль тектонического развития в мезозое [3, 11, 16], а также показано, что западная его часть представляет собой шовную структуру, отделяющую Яблоновый кратонный террейн от турбидитового Монголо-Охотского (рис. 1).

Ю.А. Зорин с соавторами [7] указали на закономерную связь проявлений золоторудной минерализации, возникших в юрское время, с постколлизионными породными комплексами, приуроченными к надвиговым структурам Монголо-Охотской сутуры. По данным [2], окончательное становление структур золоторудных месторождений, первоначально возникших в другой геодинамической обстановке, на значительном удалении от современного положения сутурной зоны, связано с длительным процессом формирования Монголо-Охотской сутуры, с ее аккреционно-коллизионной и постаккреционной историей.

С.В. Максиков [12] и И.Г. Рутштейн [14] выяснили, что толщи пород ононской и кулиндинской свит, широко развитые в Монголо-Охотском коллизионном шве и считавшиеся ранее стратифицированными подразделениями рифея или среднего палеозоя, являются динамометаморфитами. Была установ-

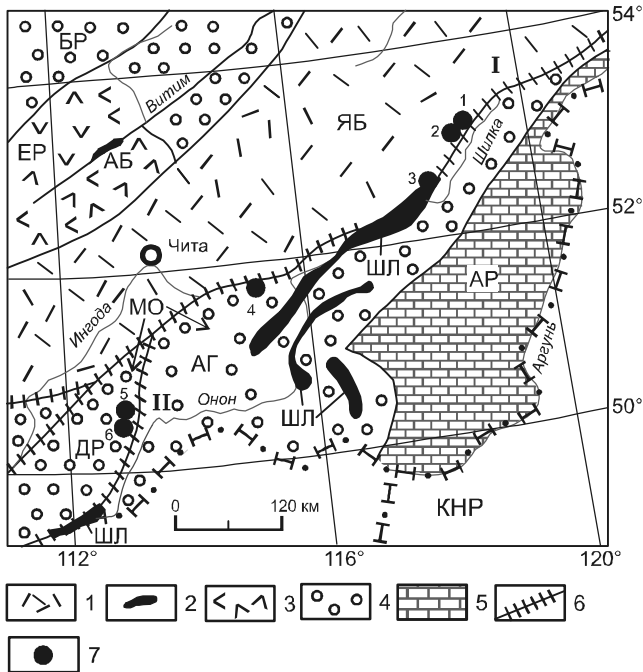
лена пространственная приуроченность многих золоторудных месторождений к Агинско-Борщовочному динамометаморфическому поясу, составной частью которого является Пришилкинская ветвь Монголо-Охотского шва [15].

В предлагаемой статье рассмотрены результаты изучения связи золотого оруденения с надвиговыми структурами различных морфогенетических типов, установленными авторами в золоторудных полях Пришилкинской и Онон-Туринской зон.

### КАРИЙСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Приурочено к шарьяжу, перекрывающему Молодовскую офиолитовую зону. Самой крупной структурой рудного поля является Карийско-Богочинский надвиг, ограничивающий тектонический покров. Фрагменты его подошвы, представленные мощной (до 100–150 м) зоной автокластического меланжа и тектонобрекчий, выходят в руслах р.р. Кара и Лев. Богоча (рис. 2). Эта чашеобразная синформная структура, протяженность которой в северо-восточном направлении составляет около 10 км, служит естественной границей Карийского поля по латерали и на глубину. Автохтон сложен докембрийскими метаморфическими и магматическими породами гранит-зеленокаменного фундамента.

Все объекты золоторудного поля (зоны, залежи) сосредоточены в пределах упомянутого шарьяжа, который неравномерно разбит на чешуи серий надвигов и пологих срывов, нередко многошовных, обра-



**Рис. 1.** Схема размещения изученных золоторудных полей в западной части Монголо-Охотского коллизионного шва (использована карта террейнов [23]).

1–5 – террейны: 1 – кратонный Яблоновый (ЯБ); 2 – океанические (ШЛ – Шилкинский, АБ – Абага); 3 – островодужный Еравнинский (ЕР); 4 – турбидитовые (БР – Баргузинский, МО – Монголо-Охотский с субтеррейнами: АГ – Агинским и ДР – Даурским); 5 – шельфовый Аргунский (АР); 6 – Монголо-Охотский коллизионный шов и зоны: I – Пришилкинская, II – Онон-Туринская. 7 – Золоторудные месторождения и проявления: 1 – Пильненское, 2 – Карийское, 3 – Молодовское, 4 – Погромное, 5 – Дыбысинское, 6 – Илинское.

зующих структурный каркас Карийского поля. Наиболее крупные надвиги – Ивановский, Таратушинский и Право-Карийский. На северном фланге рудного поля обнаружены выходы пород автохтона, представленных нижнепротерозойскими диоритами, габбродиоритами, габбро, плагиогранитами, пироксенитами.

На юго-западном фланге Кара-Чачинского покрова-лополита, сложенного мезозойскими гранитами амуджикано-сретенского комплекса, надвиги преимущественно юго-западного падения расчленили рудовмещающую толщу на ряд чешуй, с которыми связана золоторудная минерализация участка Волгинского.

Северный фланг Карийского поля, включающий рудные участки Сульфидный, Новинка и Дмитриевский, в тектоническом плане представляет собой чешуйчато-надвиговую структуру, сформированную

серией субпараллельных надвигов северо-восточного падения.

Кроме швов пологих надвиговых структур рудоносными являются также крутопадающие сдвиговые тектонические нарушения. Распространение последних на глубину ограничено шовными зонами надвигов. Крутопадающие разрывы представляют собой трещины скола и отрыва, возникшие в результате действия тектонических сил сжатия в северо-западном направлении. По ним происходили правосторонние взросо-сдвиговые перемещения. Трещинные полости большей частью выполнены бластомилонитами, раскристаллизованными псевдотахилитами, рудной кварц-магнетит-сульфидной минерализацией.

Морфогенетические особенности золоторудной минерализации на Карийском поле и условия ее локализации в основном определяются характером проявления надвиговой тектоники. Авторами выделены два типа золотоносных надвиговых структур:

1) зоны автокластического меланжа (средне-блокового, мелкоблокового и линзовидно-пластинчатого);

2) минерализованные швы надвигов (многошовных или эшелонированных сколов и одношовных).

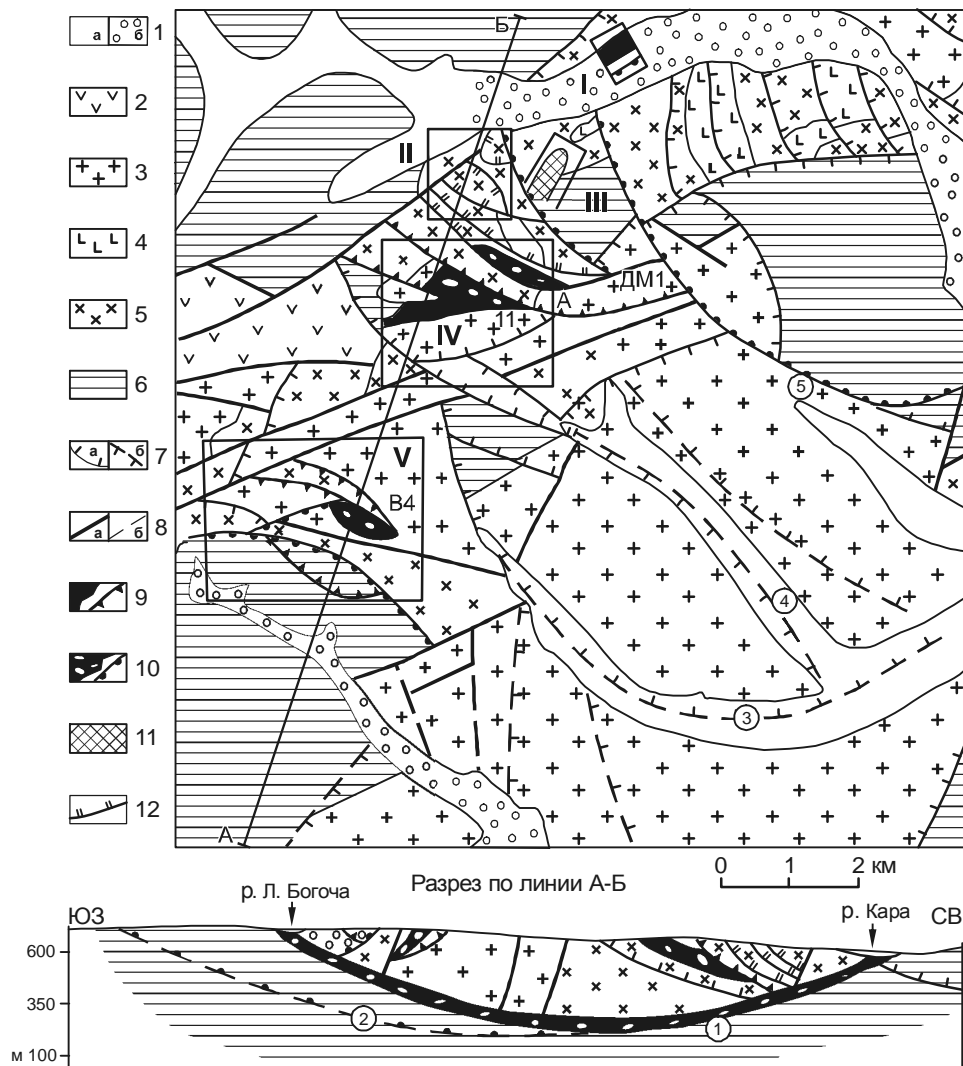
#### Золотоносные зоны автокластического меланжа

Под автокластическим меланжем обычно подразумеваются брекчии (от мелкообломочных до глыбовых), матрикс которых представлен осадочными или метаморфическими породами и содержит различной формы монопородные, реже полипородные обломки, блоки – чаще всего в виде "закатышей", облекаемых скорлуповатой "рубашкой" матрикса [1]. В нашем случае условно к автокластическому меланжу отнесены зоны тектонических брекчий по породам габбро-диорит-гранитного ряда, характерными особенностями которых являются:

1) одинаковый или более кислый состав пород цементирующего динамометаморфического комплекса по отношению к блокам-отторженцам; 2) скорлуповатые отдельности блоков, обладающих сглаженными формами поверхности; 3) наличие бластомилонитовых, реже милонитовых "рубашек" или кайм вокруг тектонических отторженцев.

Примерная схема последовательности формирования золотоносных зон автокластического меланжа в гранитоидах: будинаж; раздавливание будин на мелкие блоки; тектоническое перемещение и окатывание обломков с образованием бластомилонитовых





**Рис. 2.** Геолого-структурная схема и разрез Карийского золоторудного поля (использованы данные В.В. Заулицкого и С.П. Летунова, 1986; Г.Д. ЕКуклина, 1992)

1 – четвертичные обломочно-песчано-глинистые отложения (а – с убогой золотоносностью, б – отработанные богатые россыпи золота); 2 – нижнеюрские эффузивные и туфогенные образования (куйтунская свита); 3 – мезозойские граниты амуджикано-среденского комплекса; 4–5 – нижнепротерозойские породы: 4 – диориты, габбродиориты, пироксениты; 5 – плагиограниты, гранодиориты, кварцевые диориты; 6 – архейские гнейсы, кристаллосланцы, амфиболиты; 7–8 – разрывы: 7 – пологие надвиги, 8 – крутопадающие сдвиги: а – установленные, б – предполагаемые; 9–12 – золотоносные надвиговые структуры: 9 – линзовидно-пластинчатый, 10 – блоковый; 11 – золотоносный блок габброидов в автокластическом меланже; 12 – минерализованные швы малоамплитудных надвигов и срывов.

I – V – детально изученные рудные участки: I – Амурская дайка, II – Сульфидный, III – Новинка, IV – Дмитриевский, V – Волгинский. Арабскими цифрами и буквами указаны золоторудные зоны, упоминаемые в тексте статьи. Цифры в кружках – надвиги: 1 – Карийско-Богочинский, 2 – Право-Богочинский, 3 – Ивановский, 4 – Таратушихинский, 5 – Право-Карийский.

или милонитовых оторочек; образование рудных минеральных парагенезисов в оторочках и трещинах блоковых отторженцев, а также в межблоковых динамометаморфитах.

На Карийском рудном поле рассматриваемый тип рудоносных структур является доминирующим.

Зоны автокластического меланжа маркируют подошвы Карийско-Богочинского шарьяжа и отдельных чешуй. Большей частью отработанные к настоящему времени, наиболее протяженные и высокопродуктивные россыпи золота, известные на площади Карийского поля (Карийская, Таратушихинская, Богочинс-

кая) являются продуктами гипергенной дезинтеграции и переработки золотоносных зон автокластического меланжа в долинах водотоков.

### Среднеблоковый подтип

Золотоносный среднеблоковый автокластический меланж состоит из глыб размером десятки и сотни метров, в то время как мелкоблоковый представлен обломками размером до 10 м. Участок среднеблокового автокластического меланжа, сохранившийся от переработки поздними надвигами, выявлен в северной части Карийского рудного поля. Он представлен ориентированной в северо-восточном направлении цепочкой блоков габброидов и диоритов, зажатых между швами субпараллельных надвигов. Эти тектонические отторженцы цементируются аподиоритовыми и апогранодиоритовыми катаклазитами (таблица). Участок Новинка состоит из крупного (1250×800×300 м) линзовидного блока зоны автокластического меланжа, сложенного габбро, габброанортозитами, габбродиоритами и диоритами.

Поверхностными и подземными горными выработками здесь вскрыта и прослежена золоторудная прожилково- жильная минерализация, локализованная в просечках (трещинах скола и отрыва) блока и окружающих его катаклазитах со стороны эродированного висячего бока. И только скважинами колонкового бурения, отдельными подземными горными выработками подсечена рудная минерализация в оторочке линзовидного тела основных пород, а также в рассекающих его зонах трещиноватости и расщепления. Внутриблоковая жильная минерализация, выполняющая тектонические трещины, иногда имеет прерывистый характер, а рудные тела, разведанные как сплошные жилы, состоят из отдельных золотосодержащих линз и прожилков кварц-актинолит-магнетитового, кварц-магнетитового или реже кварц-сульфидного состава. Оторочки, несущие прожилково-вкрапленную минерализацию сложены породами милонитовой фации (милониты, бластомилониты, гиаломилониты, псевдотахилиты).

### Мелкоблоковый подтип

Типичные примеры данной разновидности золоторудных структур – зоны А и 11 участка Дмитриевского, отдельные части зоны В4 участка Волгинского. В зоне А, вскрытой карьером на глубину 20–25 м, автокластический меланж представлен округлыми глыбами габбро, габбродиоритов размерами от 0,8×1,5 м до 4,5×3,0 м, отороченными в краевых частях очковыми бластомилонитами, катаклазитами и милонитами с вкрапленно-прожилковым оруденением. Цементирующая матрица меланжа – катаклазиты гранит-диоритового состава.

Таблица. Краткая минералого-петрографическая характеристика золотоносных пород динамометаморфического комплекса рудных полей Пришилкнской зоны.

Первичные породы	Динамометаморфиты	Текстурно-структурные особенности	Характеристика состава
Кварцевые диориты и гранодиориты	Псаммитовые катаклазиты	Массивные. Псаммитовая, реже микрографическая структура	Плагиоклаз олигоклаз-андезиноклаз состава (40–60%), биотит (до 12%), актинолит (5–15%), кварц (5–10%), ортоклаз (5–15%), адуляр, альбит, мусковит, серицит, хлорит, эпидот, сфен, циркон, апатит, турмалин, магнетит, ильменит, ларит, арсенопирит, псевдотахилитовые стекла.
Габброиды			То же + реликты андезина, роговой обманки и клинопироксена
Габбро, габбродиориты, диориты, гранодиориты	Брекчиевые катаклазиты (тектоно-брекчии)	Брекчиевая очково-линзовидная, порфиорокласическая текстура. Среднезернистая и крупнозернистая структура матрикса	До 50% – оструготельные и стглаженные обломки первичных пород. Цементирующий субстрат: слюдисто-магнетитовый (апогаббровые тектонобрекчии), слюдисто-актинолитовый с магнетитом и сульфидами (апогаббро-диоритовые тектонобрекчии), кварц-каллишатовый с турмалином и сульфидами (апогранодиоритовые тектоно-брекчии). Присутствуют во всех разновидностях самородное золото, иногда самородные висмут и мышьяк
Катаклазиты по породам габбро-диорит-гранитной серии	Милониты, гиаломилониты, раскристаллизованные псевдотахилиты Бластомилониты	Массивная, линейная полосчатая текстура. Фиброгранобластовая, гранобластовая, пойкилобластовая структура Порфиробластовая текстура	Альбит (до 80%), кварц (до 10%), серицит (3–5%), турмалин (до 1%), сульфиды (до 1%), псевдотахилитовые стекла. Присутствует самородное золото
			Порфиробласты – микроклин, кварц, турмалин. Состав основной массы: кварц-полевошпатовый, хлорит-актинолитовый, альбит-хлорит-актинолитовый. Присутствуют сульфиды (до 3%), апатит, магнетит, самородное золото

По данным эксплуатационных работ (переработано 60 тыс. тонн горной массы, включая безрудные блоки зоны автокластического меланжа), среднее содержание извлеченного золота по зоне А (без учета технологических потерь) составило 2,26 г/т.

В золотоносной зоне В4 цементирующий субстрат автокластического меланжа сложен оруденелыми катаклазитами, бластомилонитами и милонитами, превращенными в условиях гипергенеза в глину, глинисто-железистые образования. Окатанные блоки горных пород здесь состоят из гранодиоритов. Размеры их в основном колеблются от 0,2×0,5 м до 1,5×2,0 м. Расстояния между ними варьируют от 0,5 до 7–8 метров.

#### *Линзовидно-пластинчатый подтип*

Рассматриваемый подтип золотоносных структур автокластического меланжа характеризует участок Амурская дайка и некоторые рудные зоны Дмитриевского участка. На ранней стадии изученности участок Амурская дайка рассматривался состоящим из одной рудной залежи – минерализованной дайкой грорудитов [5].

В результате разбуривания площади участка выяснилось, что золоторудная минерализация широко распространена и за пределами известного рудного тела, а ее размещение контролируется элементами строения зоны линзовидно-пластинчатого автокластического меланжа. На участке Амурская дайка данный подтип золотоносных структур представлен серией линзовидных тел, мощностью 14–50 м, сложенных породами габбро-диоритового состава, промежутки между которыми выполнены оруденелыми (прожилково-вкрапленная пирит-арсенопиритовая минерализация) березитизированными бластомилонитами, милонитами и катаклазитами. Мощность рудоносных динамометаморфитов достигает 35–60 м.

На участке Дмитриевском, в пределах зоны 11, блоки неизмененных горных пород в зоне линзовидно-пластинчатого автокластического меланжа разделены в разной степени минерализованными березитизированными бластомилонитами и милонитами по диоритам, с наложенной золотоносной линзово-прожилковой кварц-турмалин-сульфидной минерализацией. Просечки в них выполнены рудным кварцем.

На участке Волгинском в зоне В 4 рудоносного мелкоблокового меланжа отмечаются фрагменты линзовидно-пластинчатого. Строение зоны последнего определяется сочетанием тонких линз и пластин, сложенных измененными гранитами и диоритами, сцементированными бластомилонитами, милонитами. В динамометаморфитах локализованы жил-

ки и линзы кварца, вкрапленно-прожилковые образования кварц-турмалин-сульфидного состава, несущие золото.

### **Минерализованные швы надвигов**

#### *Подтип минерализованных многошовных надвигов*

Данный структурный подтип оруденения широко распространен на Дмитриевском участке, где золотосодержащие многошовные надвиги вскрыты целым рядом скважин колонкового бурения. Швы надвигов представлены бластомилонитами, милонитами, псевдотахилитами, в разной степени калишпатизированными и березитизированными, содержащими прожилково-вкрапленную кварц-турмалин-сульфидную минерализацию с золотом. Мощность рудоносных зон, образуемых сериями сближенных швов надвигов, изменяется от 20 до 150 м. В зоне Дм1 в раздуве мощностью 105 м насчитывается 7 надвиговых швов, выполненных милонитами, калишпатитами и березитами. Диапазон изменений ее мощности составляет 20–130 м. Рудная минерализация в динамометаморфитах связана с проявлениями сульфидов, магнетита, кварца, амфибола, хлорита, эпидота, графита и карбоната. Золотоносными являются калишпатиты по динамометаморфитам, состоящие из калишпата (70%), альбита (10–15%), кварца (5–10%), пирита (3–5%) и арсенопирита (0,5%), а также актинолит-кварцевые образования.

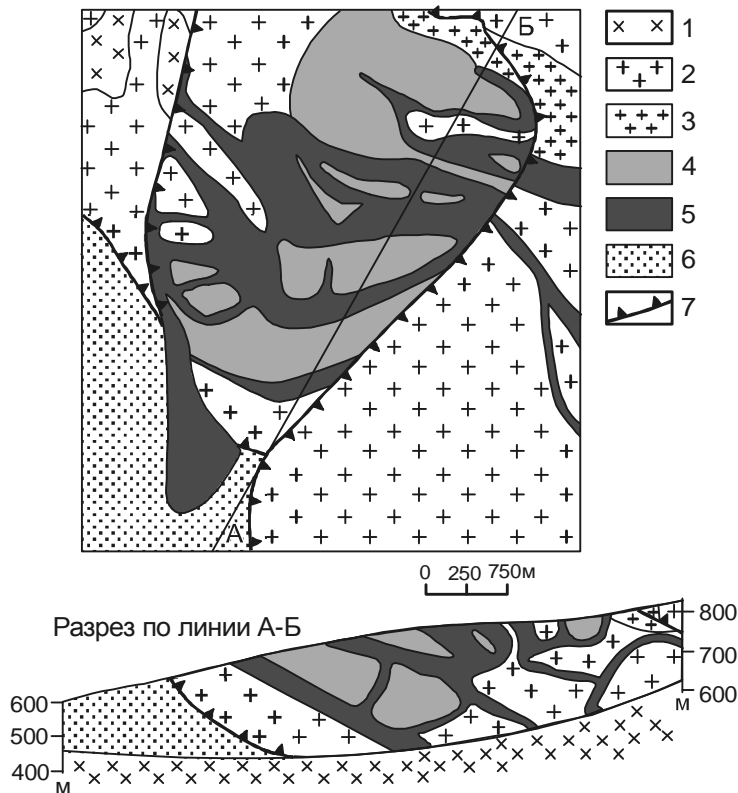
Рудный парагенезис – турмалин, эпидот, хлорит, биотит, флюорит, пирит, арсенопирит, магнетит, галенит, халькопирит, пирротин, сфалерит, самородное золото.

#### *Подтип одношовных надвигов*

Обычно фиксирует подошвы некоторых чешуй, слагающих аллохтон Карийского рудного поля. Данный структурный подтип оруденения распространен на участках Сульфидном и Дмитриевском. При этом характер проявления золоторудной минерализации тот же, что и в зонах многошовных надвигов, только масштабы ее значительно меньше. Обычно мощность таких зон не превышает 10 м. Нередко наблюдаются постепенные переходы между минерализованными многошовными и одношовными надвигами по простиранию (зона Дм1).

### **ПИЛЬНЕНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ**

Структура Пильненского молибден-золоторудного поля определена как минерализованная зона среднеблокового автокластического меланжа (рис. 3), представляющая собой подошву эродированного шарьяжа. Она состоит из сравнительно



**Рис. 3.** Схема геологического строения и разрез Пильненского золоторудного поля

1 – биотито-роговообманковые граниты; 2 – биотитовые граниты; 3 – кварц-альбитовые аплитовидные милониты; 4 – катаклазированные лейкократовые граниты, катаклазиты и милониты по ним; 5 – золотоносные окварцованные динамометаморфиты зоны автокластического меланжа; 6 – дезинтегрированная золотоносная зона автокластического меланжа, частично отработанная как русловая россыпь; 7 – надвиги.

крупных (30–400 м) блоков, частью обладающих линзовидной формой, расположенных в матрице – продукте динамометаморфизма. Блоки большей частью представлены биотитовыми гранитами, гранодиоритами и лейкогранитами. Реже встречаются тектонические глыбы габбрового, габбродиоритового и диоритового состава. Цементирующий субстрат автокластического меланжа представлен аплитовидными кварц-альбитовыми милонитами, различными по составу брекчиевыми и псаммитовыми катаклазитами с гидрослюдой, гиаломилонитами и псевдотахилитами.

Золотое оруденение на Пильненском рудном поле главным образом сосредоточено в межглыбовом пространстве автокластического меланжа. Мелкие жилы, гнезда кварц-турмалинового, кварц-гидрослюдистого (аргиллизиты), кварц-сульфидного состава чаще всего обрамляют глыбы, повторяя их криволинейные очертания. Кроме того, небольшая часть рудного материала формирует маломощные (как правило, не более 0,5 м) крутопадающие жилы – просечки в самих блоках. Характер, интенсивность, морфологические особенности золотого оруденения преимущественно определяются размерами, формой, степенью динамометаморфической переработки блоков автокластического меланжа. Наиболее продуктивны-

ми на золото являются участки динамометаморфитов в подошвах полого залегающих линзовидных будин гранитов. В этих участках локализуются сравнительно протяженные (десятки метров), линейно вытянутые жильно-прожилковые золоторудные тела.

Наиболее низкий уровень концентраций золота свойственен неизменным и слабо измененным в процессе динамометаморфизма блокам гранитоидов, а также некоторым разновидностям катаклазитов и милонитов, развивающимся по биотитовым гранитам. Содержания золота более 1 г/т характеризуют группу образований, включающих березитизированные оторочки вокруг тектонических блоков гранодиоритов, аплитовидные, гидрослюдистые и окварцованные милониты, турмалин-кварцевые тектонические брекчии, жильный кварц с сульфидами.

Верхние горизонты Пильненского рудного поля до глубины 5–7 м представлены зоной окисления и бедны золотом (содержания в основном не превышают 0,5–1 г/т). По имеющимся наблюдениям не фиксируется зона вторичного обогащения, и не обнаружено явление укрупнения золота в зоне окисления. С глубины 8–15 м от дневной поверхности начинают появляться межблоковые участки шириной 20 и более метров с промышленным содержанием золота.

### МЕСТОРОЖДЕНИЕ ПОГРОМНОЕ

Вскрытые и изученные наиболее продуктивные рудные тела месторождения Погромного сложены фельзитоподобными кварцитовидными раскристаллизованными псевдотахилитами и гиаломилонитами, известными среди геологов как "кварциты" или "вторичные кварциты". Они локализованы в зоне полимиктового меланжа. Последний представлен глыбами, отторженцами различной размерности, состоящими из серпентинитов, пироксенитов, габбро, анортозитов, амфиболитов, мраморизованных известняков, динамосланцев по "серым гнейсам", частично подвергнутых поздним динамометаморфическим преобразованиям на уровне катакластической и милонитовой фаций. Цементирующий зеленосланцевый субстрат зоны меланжа участками брекчирован, серицитизирован, окварцован, содержит гидрослюда, характеризуясь высоким фоном золотоносности, нередко с промышленными концентрациями золота (штокверковый тип оруденения). Наиболее богатое золотое оруденение, в виде зон мощностью 1–2 м и протяженностью в десятки метров, конформных границ дайкообразных тел динамометаморфитов, связано с наложенными тонкими прожилками кварца и сульфидов. Мощность тел фельзитоподобных динамометаморфитов достигает 80 м, протяженность по простиранию 250–400 м. Разведочными выработками они прослежены на глубину 50–65 м от дневной поверхности. Белые и светло-серые рудоносные динамометаморфиты состоят из калишпата (50–85%) и кварца. Присутствуют также серицит, альбит, эпидот, циркон, гранат, сфен, кальцит, апатит и монацит. Из рудных минералов отмечены лимонит (по пириту), пирит, арсенопирит, галенит, молибденит, шеелит и высокопробное (914–919) золото. Структура – фельзитоподобная криптозернистая, текстура – пятнистая, брекчиевидная. Среди них установлены реликты серых порфиroidных blastомилонитов в виде редких небольших линз. Границы между blastомилонитами и кварц-полевошпатовыми породами постепенные. Порфиробласты в blastомилонитах представлены плагиоклазом и кварцем. При переходе в кварцитоподобные раскристаллизованные кварц-калишпатовые псевдотахилиты, размеры порфиробластов в blastомилонитах, как правило, постепенно уменьшаются от 8–10 до 1–3 мм, и порода приобретает полосчатую текстуру.

### МОЛОДОВСКОЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЕ

Авторами установлена продуктивность на золото и серебро несущей ильменит-титано-магнетитовое оруденение линзы (160×900 м) гранатовых рого-

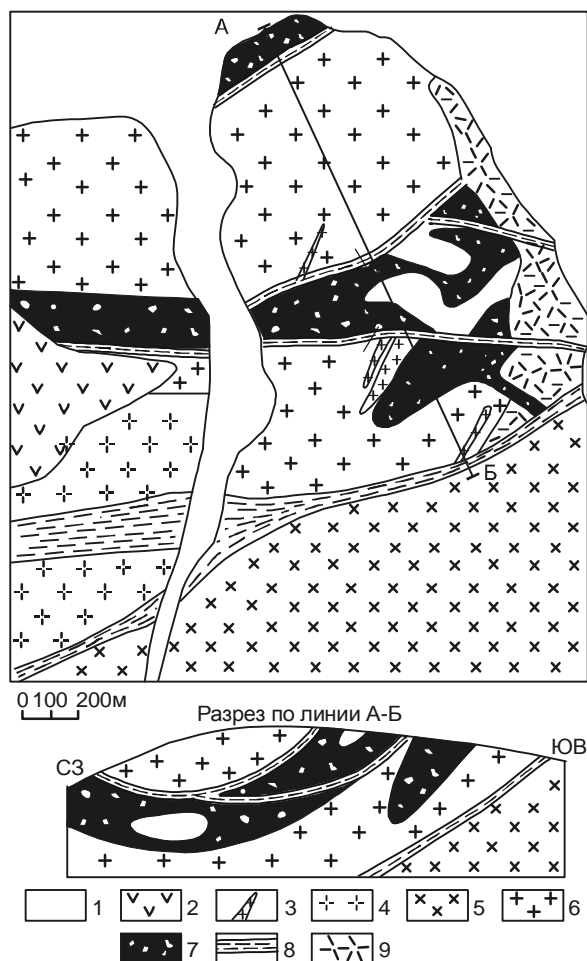
вообманковых амфиболитов и горнблендитов, залегающей в серпентинитовом меланже Молодовской офиолитовой зоны. Большая часть тектонических отторженцев горных пород в серпентинитовом меланже представлена мелкими (до 0,3×15 м) глыбами, сложенными тремолит-актинолитовыми с гранатом породами и заключенными в цементирующий субстрат тальк-антигоритового состава. Содержания золота в гранатовых амфиболитах достигают 1,5–2 г/т, пробность его 880–940. Повышенная золотоносность характеризует и горнблендиты. Большая часть (40%) частиц самородного золота имеет размеры 3–5 мкм и лишь около 10% их объема приходится на класс 15–20 мкм. Золото в амфиболитах и горнблендитах ассоциирует с углеродистым веществом.

### ИЛИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Илинское золоторудное поле является фрагментом рудоносной чашеобразной шовной зоны Байца-Дыбыксинского надвига, маркирующего подошву шарьяжа, сложенного гранодиоритами и гранитами (рис. 4). Породы параавтохтона представлены теми же самыми биотитовыми порфиroidными гранодиоритами и гранитами даурского комплекса (Р-Т), что слагают покров. Мощность шовной зоны чашеобразного надвига около 200 м.

Главными составляющими структурной модели Илинского рудного поля являются: мелко- и средне-блоковый, переходящий на глубине в линзовидно-пластинчатый, автокластический меланж и частично лозанж, в интерпретации [4]. Небольшие участки развития структуры лозанжа, представляющие собой мозаичные скопления ромбоздрических и тетраэдрических блоков – дуплексов [9] порфиroidных гранитов, установлены на южном фланге меланжевой структуры. Дуплексы гранитов размерами от первых до десятков метров возникли в результате хрупких деформаций при сдвиговых перемещениях, сопровождающих формирование надвиговой структуры. Они разделены брекчиевыми динамокластитами (тектономикститами), выполняющими прямолинейные сколовые трещины субширотного, северо-восточного и северо-западного простираний. Цемент брекчиевых динамокластитов сложен псаммитовыми и микробрекчиевыми апогранитными катакластитами, в отдельных участках переходящими в алевролитоподобные и фельзитоподобные милониты и гиаломилониты.

В кровле зоны автокластического меланжа преобладает мелкоблоковая его разновидность, состоящая из сглаженных блоков различной формы, размерами от 0,5 до 10–15 м по длинной оси, сложенных



**Рис. 4.** Схема геологического строения и разрез Илинского месторождения золота (использованы картографические материалы Л.Н. Тюкавкиной и В.С. Ходукина, 1982)

1 – четвертичные аллювиальные отложения; 2 – туфы, туфолавы, риолиты алханайской серии ( $J_3$ ); 3 – дайки аплитов и гранит-порфиров ( $J_2$ - $J_3$ ?); 4 – катаклазированные порфиroidные биотитовые граниты кыринского комплекса ( $J_2$ ); 5 – амфибол-биотитовые гранодиориты и граниты кыринского комплекса ( $J_2$ ); 6 – биотитовые гранодиориты даурского комплекса (P-T); 7 – зона автокlastического меланжа, участками переходящего в лозанж; 8 – зоны милонитизации и тонкого брекчирования; 9 – blastsомилониты.

слабо затронутыми процессами динамометаморфизма катаклазированными гранитами. Цементирующий блоки субстрат представлен повторно брекчированными и измененными псаммитовыми и микробрекчиевыми катаклазитами, реже милонитами. Псаммитовые катаклазиты местами сохраняют первичную структуру и петрографический состав исходных гранитов, будучи сложены кварцем (40–45 %), плагиоклазом (20–25 %), калишпатом (10–12 %), се-

рицитом (до 10 %) и альбитом (5–7%). Также в них присутствуют (в сумме 8–10 %) углеродистое вещество, магнетит, рутил, пирит, халькопирит и другие минералы. В процессе образования катаклазитов кварц гранитов подвергался грануляции, а полевые шпаты замещались мелкочешуйчатыми агрегатами серицита, кварцем и шахматным альбитом.

Золотая минерализация Илинского рудного поля в основном приурочена к березитизированному динамометаморфическому матриксу лозанжа и автокlastического меланжа, а также к осложняющим эти структуры поздним одношовным надвигам. Золото-пиритовая прожилково-вкрапленная минерализация в Илинском поле большей частью связана с аргиллизитами (гидроберезитами), состоящими из кварца, серицита, гидрослюда, альбита и сульфидов (пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит). Образованию аргиллизитов в цементирующем динамометаморфическом субстрате зон автокlastического меланжа и лозанжа предшествовало формирование кварц-турмалиновых, кварц-турмалин-пиритовых метасоматических образований [10].

#### ДЫБЫКСИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Структура Дыбыксинского рудного поля, являющаяся частью шовной зоны Дыбыкса-Славянского надвига, аналогична таковой Илинского месторождения, с той лишь разницей, что здесь автокlastический меланж представлен преимущественно средне-блоковой морфоструктурной разновидностью, а дуплексы позднего лозанжа, наложенного на его цементирующий динамометаморфический субстрат, сложены кварц-полевошпатовыми метасоматитами. Кроме того, на Дыбыксинском рудном поле, по сравнению с Илинским, наблюдается более разнообразный петрографический состав слагающих меланж блоков горных пород (граниты, гранодиориты, диориты). Дуплексы в структуре лозанжа разделены слабо раскрытыми минерализованными тектоническими трещинами скалывания. Эти оруденелые трещины давно известны во многих массивах гранитов Забайкалья и описаны в литературе как диаклазы [13].

По динамометаморфитам катаклазитовой и милонитовой фаций автокlastического меланжа Дыбыксинского рудного поля развиваются поздние кварц-полевошпатовые, кварц-амфиболовые (ферроактинолит-грамматит), биотит-апатитовые и кварц-турмалиновые метасоматиты. Промышленно значимые золотоносные минеральные ассоциации представлены двумя типами [10]: 1) гнездово-штокверковым безсульфидным кварц-амфиболовым с дисперсным золотом; 2) штокверковым (тонко-прожилково-

вкрапленным) убогосульфидным золото-биотит-апатитовым с дисперсным и самородным золотом.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Золоторудные поля Пришилкинской и Онон-Туринской зон принадлежат к шарьяжно-надвиговому типу месторождений. Они сформировались в завершающий этап (юра–мел) коллизии микроконтинентов в пределах Монголо-Охотской сутуры. В Якутии шарьяжно-надвиговую структуру имеет Бадранское золоторудное поле [17]. Рудные поля шарьяжно-надвигового типа известны в Южном Верхоянье и на Чукотке [8], но генезис их структур интерпретируется по-разному. Типичный, с хорошо изученной структурой золоторудный объект, приуроченный к шарьяжу – Токичанское месторождение [18]. В.Ю. Фридовским [19] установлена пространственно-генетическая связь со складчато-надвиговыми структурами различных типов месторождений золота позднеюрского мелового возраста в Верхояно-Черском коллизии орогене, обладающем определенным сходством геодинамического развития с Монголо-Охотским коллизийным швом. А.Д. Щеглов [20] выделил формационный тип месторождений золота, представленный зонами милонитизации и расланцевания с рассеянной вкрапленностью и тонкими золото-кварцевыми прожилками на примерах ряда изученных месторождений Финляндии, Португалии, Египта и других стран. В горах Южного Тянь-Шаня и Северного Цинляня (КНР) к настоящему времени уже выявлено более десятка месторождений золота, приуроченных к динамометаморфитам милонитовой фации.

Повышенное внимание, которое в последние годы за рубежом уделяется изучению золотоносности динамометаморфических комплексов коллизийных структур [21, 22], прежде всего обусловлено хорошими перспективами обнаружения в них крупнообъемных месторождений, характеризующихся большими запасами золота при сравнительно невысоких его содержаниях в рудах. С этой точки зрения, золоторудные поля Пришилкинской и Онон-Туринской зон Монголо-Охотского коллизийного шва являются объектами, заслуживающими дальнейшего изучения и, в частности, переоценки ресурсного потенциала.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамович И.И., Бурдэ А.И., Вознесенский В.Д. и др. Геодинамические реконструкции: (Методическое пособие для региональных геологических исследований). Л.: Недра, 1989. 278 с.
2. Гордиенко И.В., Кузьмин М.И. Геодинамика и металлогения Монголо-Забайкальского региона // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 11. С. 1545–1562.
3. Гусев Г.С., Песков А.И. Новые данные о рифейских офиолитах Пришилкинского сегмента Монголо-Охотского шва // Докл. РАН. 1993. Т. 333, № 2. С. 220–223.
4. Диагностика и картирование чешуйчато-надвиговых структур: Метод. пособие. СПб.: Роскомнедра ВСЕГЕИ, 1994. 191 с.
5. Евсеев Ю.П. Металлогения Усть-Карского рудного района и локальный прогноз золотого оруденения: Автореф. дис.... канд. геол.- минер. наук. М., 1975. 25 с.
6. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 327 с.
7. Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Рутштейн И.Г. и др. Геодинамика западной части Монголо-Охотского складчатого пояса и тектоническая позиция рудных проявлений золота в Забайкалье // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 11. С. 1578–1586.
8. Константинов М.М., Беневольский Б.И., Новиков В.П. и др. Новые золоторудные месторождения России // Разведка и охрана недр. 1993. № 8. С. 15–18.
9. Кутейников Е.С., Кутейникова Н.С. Стресс-структуры и метаморфизм в зонах сдвигов // Структура линейных зон стресс-метаморфизма. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1990. С. 56–64.
10. Лапин Б.Н., Широких И.Н. Геология, метасоматизм и золотое оруденение Восточного Забайкалья (Алханайский район). Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1981. 164 с.
11. Любалин В.Д. Опыт палеодинамической реконструкции в зоне Монголо-Охотского линейного шва // Отчет. геология. 2000. № 2. С. 51–57.
12. Максиков С.В. Геология динамометаморфических образований Борщовочного хребта (Восточное Забайкалье). Автореф. дис.... канд. геол.- минер. наук. Томск, 1999. 21 с.
13. Пресняков Е.А. Роль диаклаза в оруденении Восточного Забайкалья // На геологическом фронте Восточной Сибири. Сб.1. М.: Иркутск: ОГИЗ, 1933. С. 84–96.
14. Рутштейн И.Г. Агинско-Борщовочный диафорит-сланцевый пояс, Восточное Забайкалье // Докл. РАН. 1997. Т. 353, № 1. С. 87–89.
15. Рутштейн И.Г. Новое в общей схеме рудогенеза Восточного Забайкалья // Геологическая и минерагеническая корреляция в сопредельных районах России, Китая и Монголии (Материалы IV междунар. симпозиума. 16–20 окт. 2001 г. Чита, Россия). Чита, 2001. С. 73–75.
16. Сизых В.И., Белоголовкин А.А. Новые данные о чешуйчато-надвиговом строении Монголо-Охотского линейного шва на примере Верхнешилкинского глубинного разлома // Докл. АН СССР. 1987. Т. 295, № 4. С. 936–940.
17. Татаринов А.В., Яловик Л.И. Роль динамометаморфизма в формировании золотого оруденения Бадранского поля Верхне-Индигоирского района // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири: (Тез. докл.). Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 1995. С. 120–121.
18. Татаринов А.В., Яловик Л.И. Особенности формирования и формационная принадлежность Токичанского золоторудного поля (Верхне-Колымский район) // Структурно-вещественные комплексы докембрия Восточной Сибири. Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 1998. С. 257–268.

19. Фридовский В.Ю. Золотоносные структуры Верхояно-Черского коллизионного орогена // Изв. вузов. Геология и разведка. 1998. № 3. С. 52–62.
20. Щеглов А.Д. О новом типе месторождений золота и перспективах их открытия // Разведка и охрана недр. 1997. № 11. С. 10–11.
21. Glen R.A. Thrust and thrust-associated mineralization in the Lachlan orogen // Econ. Geol. 1995. 90. N 6. P.1402–1429.
22. Ferkous K., Leblanc M. Gold mineralization in the West Hoggar shear zone, Algeria // Miner. deposita. 1995. 30. N 3–4. P. 211–224.
23. Parfenov L.M., Bulgatov A.N., Gordienko J.V. Terranes and Accretionary History of the Transbaikalian Orogenic Belts // Inter.Geol. Rev. 1995. V. 37. P. 736–751.

Поступила в редакцию 29 мая 2003 г.

Рекомендована к печати Ю.И. Бакулиным

*A.V. Tatarinov, L.I. Yalovik, G.A. Yalovik*

**Gold mineralization in thrust structures of the Mongol-Okhotsk collisional suture (Pre-Shilka and Onon-Turin zones)**

Thrust structures play the leading role in localization of gold mineralization (Kariyskoye, Pilnenskoye, Pogromnoye, Ilynskoye deposits, etc.), which occur in the Pre-Shilka and Onon-Turin zones. Most of the ore bodies are concentrated in rocks of the dynamometamorphic complex of thrust structures of various morphogenetic types, i.e. zones of autoclastic, polymictic and serpentinite melange, lozange, mylonite junctures of multi- and monojuncture thrusts.

The thrust structures are promising for search for large deposits characterized by great gold reserves as compared with insignificant gold content in the ores.



**О ПРОИСХОЖДЕНИИ ГНЕЙСОВОЙ ФАЦИИ СЕРГЕЕВСКИХ ГАББРОИДОВ  
(ЮЖНОЕ ПРИМОРЬЕ)**

*С.М. Сеница*

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

Приводятся данные, на основе которых делается вывод, что сергеевские габбро-гнейсы, или габбро-амфиболиты сформировались в процессе плутонообразования, а не после него, под воздействием наложенных процессов.

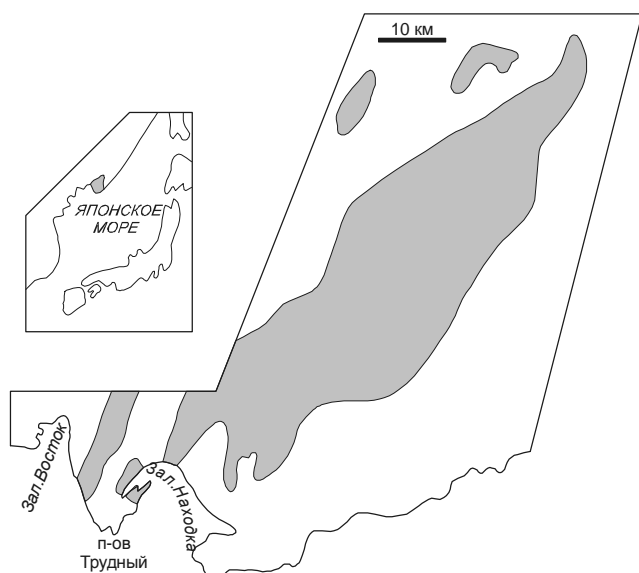
**Ключевые слова:** габброиды, габбро-амфиболиты, мигматиты, диафторез, Сергеевский комплекс, Приморье.

**ВВЕДЕНИЕ**

В отношении так называемых сергеевских габброидов, которые слагают большую часть одноименного террейна на юге Приморья [5] (рис. 1), нет определенности в вопросе о том, первичны их наблюдаемые свойства или вторичны, т.е. сложились они в процессе плутонообразования или более или менее значительное время спустя, под воздействием наложенных процессов. Доминирует представление, согласно которому в наблюдаемом виде эти породы представляют собой метаморфические производные

обычных габброидов [1, 4, 6, 7], в соответствии с чем предлагается термин "габброиды" в данном случае использовать с приставкой "мета-".

То, что рассматриваемые породы испытали наложенные преобразования, несомненно. Проявлениями таких преобразований явились, в частности, какталаз и милонитизация, с которыми сочеталось развитие диафторических минеральных новообразований (серицит, хлорит, пренит, соскюрит, цоизит, эпидот, карбонат). Кливаж милонитизированных габброидов соориентирован с кливажом филлитизированных слоистых пород от девона до юры, развитых вблизи габброидных массивов. Так что диафторез и сопутствующая деформация проявились не раньше позднего мезозоя, тогда как сами габброиды не моложе девона (они и более молодые сравнительно с ними гранитоиды на западном берегу полуострова Трудный выступают из-под базальных слоев девонских отложений). Таким образом, наложенный характер указанных изменений устанавливается вполне определенно. Предметом дискуссии остается вопрос о значении тех свойств рассматриваемых пород, которые наблюдаются в участках, где диафторические изменения и сопутствующая деформация проявились минимально. Представление, альтернативное указанному выше, было предложено нами ранее [3]. Здесь вопрос рассматривается с привлечением дополнительных данных.



**Рис. 1.** Выходы сергеевских габброидов на юге Приморья. Габброиды затенены. В окружении габброидных выходов – более молодые отложения (от девона до юры) и гранитоиды.

**СЕРГЕЕВСКИЕ ГАББРОИДЫ В  
НЕДИАФТОРИРОВАННОМ ВИДЕ**

**Состав**

По своему химизму породы сергеевского комплекса отвечают ряду габбро – кварцевый диорит

(таблица). Их минеральный состав однообразен. Породообразующие минералы представлены, главным образом, плагиоклазом (основной андезин с 45–48 % анортита, в некоторых зернах видна прямая непрерывная зональность с изменением состава от 52–56 % анортита в ядре до 26–30 % на периферии) и зеленой роговой обманкой ( $C:N_{\text{g}}=20^\circ$ ,  $-2V=75^\circ$ ). В небольших количествах часто присутствуют биотит и кварц.

### Структурно-текстурные свойства

Структура сергеевских габброидов средне-крупнозернистая, участками (в шширообразных обособлениях или в ветвящихся жилообразных телах) – пегматоидная с размером зерен на порядок большим, чем за пределами таких участков. Зерна породообразующих минералов иногда имеют неправильную субизометрическую форму. Но нередко проявлена тенденция к правильной огранке. В особенности это относится к плагиоклазу, зерна которого в таких случаях приобретают форму широких, несколько удлиненных таблиц. Иногда правильную – призматическую столбчатую – форму принимают и зерна роговой обманки.

В некоторых выходах зерна обоих главных породообразующих минералов распределены более или менее равномерно. Но нередко наблюдаются и неоднородности. В одних случаях это полосчатость,

обусловленная чередованием слойков (от долей  $dm$  до нескольких  $dm$  толщиной) с различным соотношением светлого и темного минералов. В других – шширообразные участки (до нескольких метров в поперечнике), в которых обогащенная роговой обманкой масса пронизана жилками плагиоклазита.

Характерной чертой пород сергеевского комплекса является ориентированная текстура, обусловленная взаимопараллельным расположением линзочек и цепочек выделений темноцветных минералов. Тенденцию к предпочтительной ориентировке местами обнаруживают и таблицы плагиоклаза. Степень совершенства ориентированной текстуры варьирует в широких пределах, вплоть до переходов от тонкосланцеватых разностей к массивным. Такой переход можно наблюдать, в частности, на западном берегу полуострова Трудный, в 1,5 км к северу от мыса Пассека. Здесь среди габброидов располагается крупный (несколько сот  $m^2$  на выходе) останец интродуцированных габброидами супракристалльных пород – сланцеватых амфиболитов, содержащих прослойки кальцифиров. Контакт – послойно-инъекционного типа. В зоне контакта наблюдается пережаемость контактирующих пород пластообразными телами, ориентировка которых согласуется с положением общей для тех и других пород транзитной сланцеватости. В микроструктуре габброидов видны следы твердофазной деформации, выраженной, в частности, в изгибании выделений темноцветных вокруг зерен плагиоклаза. С удалением от контакта на протяжении нескольких десятков метров параллельная гнейсовая текстура габброидов становится менее совершенной, местами она вообще незаметна макроскопически. В габброидах здесь присутствуют субизометрические тела горнблендитов, пронизанные разноориентированными недеформированными жилками плагиоклазита.

### Ориентировка гнейсовой текстуры и ее взаимоотношение с текстурой диафторических тектонитов

Переход от гнейсовой текстуры недиафторированных габброидов к милонитовой сланцеватости диафторических тектонитов можно наблюдать на западном побережье полуострова Трудный, на южном берегу безымянной бухты, расположенной в 3,6 км к северу от мыса Пассека. Этот переход совершается на протяжении нескольких десятков метров с востока на запад, в направлении к контакту габброидов с перекрывающими их девонскими туфо-терригенными отложениями. В зоне перехода наблюдается сочетание гнейсовой текстуры с наложенным кливажом (рис. 2). Гнейсовая текстура располагается субверти-

**Таблица. Химический состав пород сергеевского комплекса.**

Компонент	4104	4075/5	4040	4003	4050/1
SiO <sub>2</sub>	48,37	48,98	54,34	56,10	59,98
TiO <sub>2</sub>	1,12	1,28	0,70	1,02	0,80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,72	19,80	17,42	17,67	16,46
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,27	4,43	4,00	2,60	2,59
FeO	7,12	5,47	2,91	4,25	2,83
MnO	0,22	0,13	0,15	0,13	0,06
MgO	8,16	2,90	3,74	3,75	4,33
CaO	8,01	6,04	9,86	6,62	4,02
Na <sub>2</sub> O	3,83	4,85	3,84	3,52	4,29
K <sub>2</sub> O	1,01	1,51	0,61	2,92	2,23
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,25	0,23	0,14	0,19	0,11
H <sub>2</sub> O	0,05	0,22	0,05	0,04	0,07
Ппп	1,52	4,39	2,52	1,50	1,90
Сумма	99,65	100,23	100,28	100,31	99,67

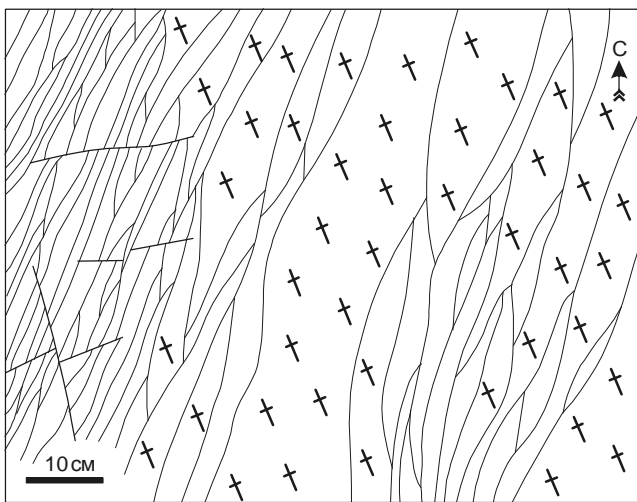
*Примечание.* 4104 – роговообманковое габбро, карьер у с. Фроловка; 4075/5 – биотит-роговообманковое габбро, западный берег п-ова Трудный, 1,8 км к северу от м. Пассека; 4040 – биотит-роговообманковый габбродиорит, руч. Изотовщина (лев. приток р. Икрянки); 4003 – биотит-роговообманковый диорит, р. Лев. Икрянка, у устья кл. Макарова; 4050/1 – биотит-роговообманковый кварцевый диорит, гора Орел. Анализы выполнены в ДВГИ ДВО РАН аналитиком Л.А. Авдевиной.

кально при ССЗ-ЮЮВ простирании. Сланцеватость же и кливаж наложенных тектонитов круто наклонены к ВЮВ и простираются в ЮЮЗ-ССВ направлении. Такие пространственные соотношения указанных разновидностей параллельных текстур сохраняются на всем протяжении выходов габброидов на западном берегу полуострова (рис. 3).

На большей части территории распространения габбро-гнейсов, в междуречье рек Партизанская и Киевка, параллельные текстуры этих пород, судя по данным, приведенным на существующих геологических картах района, в основном имеют (ЮЗ-СВ) позднемезозойское направление. По-видимому, первичная гнейсовая текстура здесь была переработана и переориентирована в ходе позднемезозойской деформации. Так что судить о первичной структуре габброидного плутона не представляется возможным.

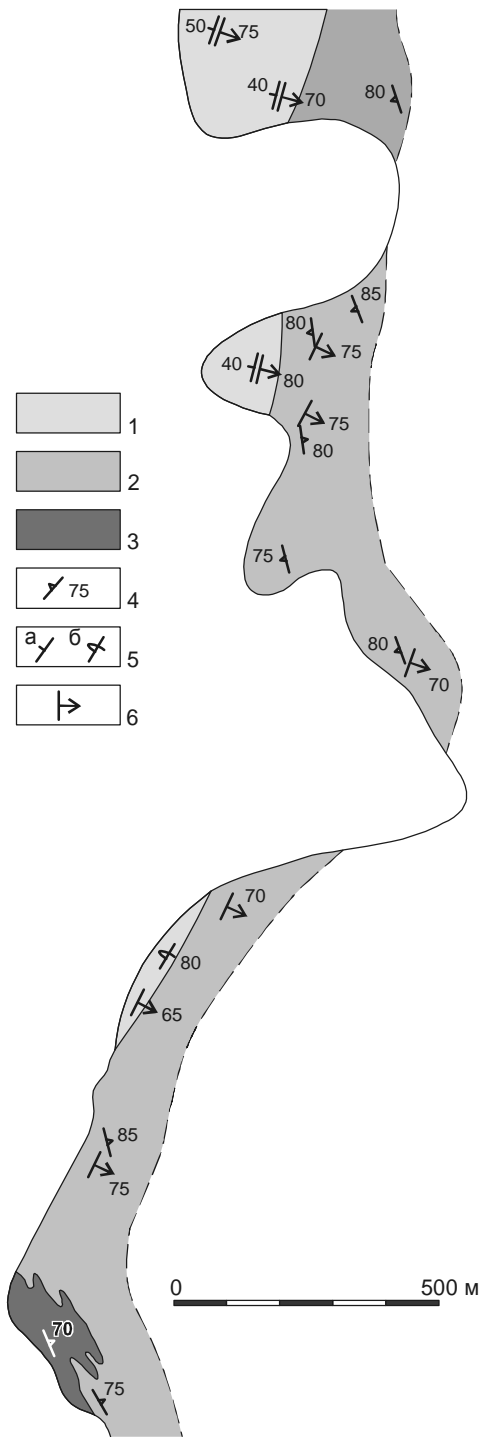
**О времени становления гнейсовой текстуры относительно процесса плутонообразования**

Сергеевские средне-крупнозернистые гнейсовидные габброиды интродуцированы небольшими телами мелкозернистых массивных габброидов (макаровский комплекс по С.В. Коваленко [1]). Эти габброиды, подобно сергеевским, плагиоклаз-амфиболовые. Различия в составе – большее содержание амфибола в макаровских и отсутствие в них биотита и кварца. Дайки макаровских габброидов срезают гнейсовую текстуру вмещающих пород, не проявляя при этом признаков деформации (рис. 4). Макаровс-



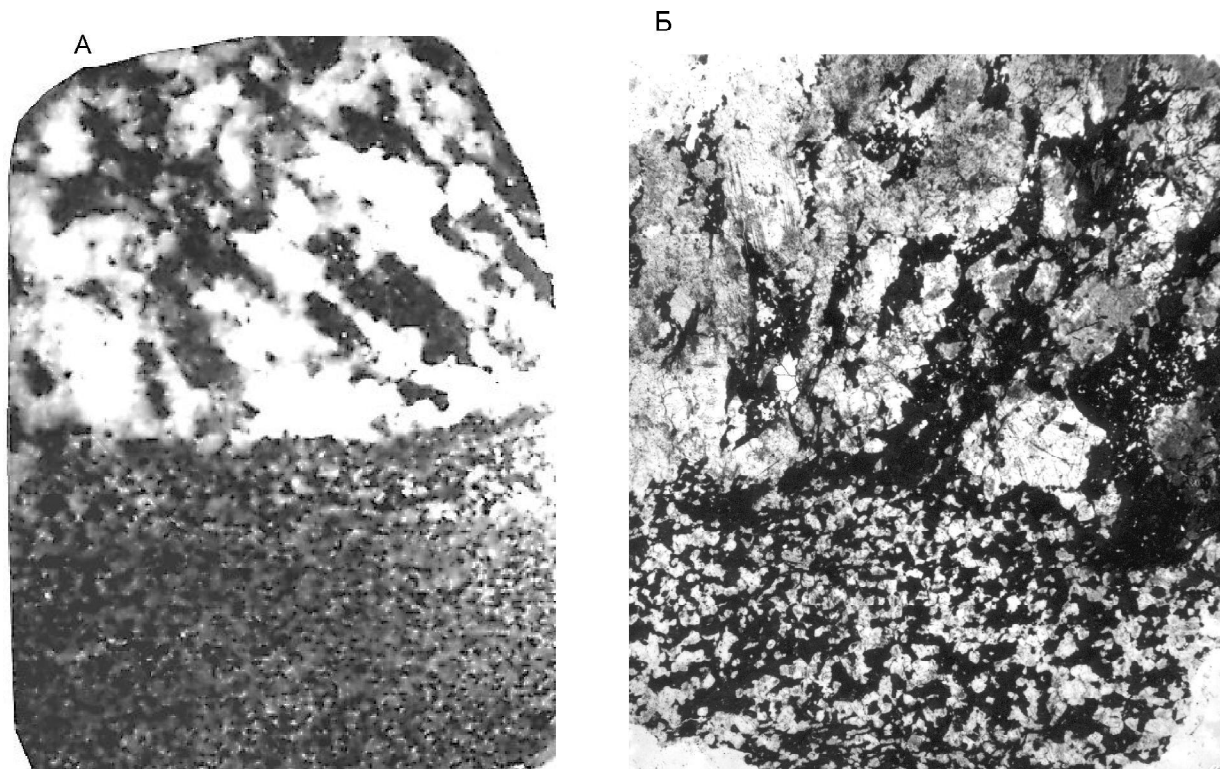
**Рис. 2.** Позднемезозойский кливаж разлома в додевонском гнейсовидном габброидорите.

Рис. по фото. Субгоризонтальная поверхность. Южный берег безымянной бухты в 3,6 км к северу от мыса Пассека. Пояснения в тексте.



**Рис. 3.** Геологическая карта части западного побережья п-ова Трудный.

1 – девонские туфо-терригенные отложения; 2 – габброиды; 3 – амфиболиты с прослоями кальцифиров; 4 – простирание и угол падения додевонской параллельной текстуры амфиболитов и габбро-гнейсов; 5 – элементы залегания слоистости в девонских отложениях (а – нормальное залегание, б – опрокинутое залегание); 6 – элементы залегания позднемезозойского кливажа.



**Рис. 4.** Контакт сергеевского (вверху) и макаровского (внизу) габбро.

А – аншлиф, Б – шлиф. Увел.×7.

кие габброиды, по-видимому, являются производными той же магмы, что и сергеевские. Если это так, то, следовательно, гнейсовая текстура сергеевских габброидов оформилась до полной консолидации габброидного плутона.

#### **Габброиды и мигматиты**

Среди мигматитов Сергеевского террейна по геологическому положению и составу лейкосомы выделяются два типа. Мигматиты одного из них тяготеют к выходам богатых микроклином мусковитовых гранитов (тафуинский комплекс, по С.В. Коваленко [1]). Они развиты, в частности, на побережье залива Восток, в районе поселка Авангард, а также в районе перевала Америка. Субстратом здесь являются слюдяные гранатсодержащие сланцы с прослоями амфиболитов. Лейкосома представлена полным набором жил, типичным для гранит-мигматитовых ядер зональных плутонометаморфических комплексов [2] с последовательностью от низкотемпературных образований до высокотемпературных, а затем – обратной: жилы кварцевые → кварцево-полевошпатовые → гранитные → кварцево-полевошпатовые → кварцевые. Тафуинской мигматизацией местами затронуты и сергеевские габброиды. Это наблюдается, в

частности, на берегу залива Восток (район пос. Ливадия). Здесь представлена та же жильная серия (кроме ранних, догранитных, кварцевых жил), что и в кристаллических сланцах. Сами габброиды здесь гранитизированы. В них широко развиты вторичные биотит и кварц, появляется микроклин. Структура породы становится кристаллобластовой.

Мигматиты другого типа развиты в габброидах повсеместно, в том числе и в зоне тафуинской мигматизации, где они представляют собой более раннюю фазу. Состав их лейкосомы однообразен: плагиограниты и плагиоаплиты. Степень насыщения габброидов жилами этих пород варьирует, причем такие вариации не обнаруживают связи с близостью или удаленностью таких участков по отношению к тем или иным гранитоидным плутонам. Минеральный состав и структурно-текстурные свойства габброидов также не обнаруживают связи со степенью насыщения этих пород лейкосомой. Жилки плагиоаплита, инъецирующие сергеевские габброиды, проникают и в макаровские габброиды, находящиеся в сергеевских в виде даек (такая картина наблюдалась, в частности, на берегу р. Лев. Икрянка выше устья кл. Макарова). Это обстоятельство представляет особый интерес в связи с рассматриваемой проблемой. Дело

в том, что вопрос, были ли сергеевские габброиды метаморфизованы в процессе плагиомигматизации, может быть предметом дискуссии. В случае же с макардовскими габброидами вопрос решается однозначно. Эти однородные массивные породы не обнаруживают свойств, которые можно было бы трактовать в том смысле, что они претерпели наложенные преобразования – деформацию и перекристаллизацию. Таким образом, сергеевские плагиомигматиты не отвечают тому общепринятому со времен классических работ Я.И. Седергольма (автора термина "мигматиты") представлению о мигматизации, согласно которому этот процесс представляет собой определенную (высокую) степень преобразования пород субстрата. По-видимому, в сергеевских мигматитах и палеосоме (субстрат), и неосоме ( жильный материал) когенетичны и представляют собой дериваты единого магматического очага. Поэтому если и использовать в данном случае термин "мигматиты" (что обычно делается), то употреблять его следует с приставкой "авто-".

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В наблюдаемых свойствах сергеевских габброидов, кроме той части последних, которая оказалась в мигматитовом ореоле тафуинских гранитов, нет явных признаков того, что эти породы подверглись на-

ложенным преобразованиям до позднемезозойского диафтореза. Габброиды, по-видимому, приобрели свой гнейсоподобный облик в процессе внедрения. Этот процесс протекал в сопровождении деформации, которая затухала по мере консолидации плутона.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Коваленко С.В., Давыдов И.Д. Новые данные о строении и возрасте древних метаморфических комплексов Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. 1990. Т. 315, № 4. С. 929–933.
2. Синица С.М. Распространение и последовательность жильных образований в зональных метаморфических комплексах // Докл. АН СССР. 1975. Т. 223, № 4. С. 969–971.
3. Синица С.М., Ханчук А.И. Первичные гнейсовые фации габброидов (на примере Южного Приморья) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 317, № 6. С. 1446–1449.
4. Уткин В.П. Горст-аккреционные системы, рифто-грабены и вулканоплутонические пояса юга Дальнего Востока России. Статья 3. Геодинамические модели синхронного формирования горст-аккреционных систем и рифто-грабенов // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 6. С. 35–58.
5. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., Гонохова Н.Г. Геология и полезные ископаемые Приморского края: Очерк. Владивосток: Дальнаука, 1995. 66 с.
6. Шипулин Ф.К. Интрузивные породы Юго-Восточного Приморья и связь с ними оруденения. М.: Изд-во АН СССР, 1957. Вып. 8. 282 с. (Тр. ИГЕМ).
7. Шкодзинский В.С. Габброиды междуречья Сучана и Судзухе // Информ. сб. ПГУ. 1964. № 5. С. 45–51.

Поступила в редакцию 15 июля 2003 г.

Рекомендована к печати Л.В. Эйришем

*S.M. Sinitsa*

#### **The origin of the gneissic facies of Sergeevskiy gabbroides (Southern Primorye)**

New evidence is to conclude that Sergeevskiy gabbro-gneisses or gabbro-amphibolites formed as such rather during pluton formation than after it, under the influence of superimposed processes.

## ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДОВ ВОСТОЧНО-СИХОТЭ-АЛИНСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА

*Г.А. Валуй*

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

Гранитоиды южной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса образуют три группы тел, закристаллизованных на небольшой (< 3–4 км) глубине, разделённых пространственно и отличающихся своими петрологическими особенностями. Интрузивы восточной части (на побережье Японского моря – 1 группа) образуют крупные (десятки километров) многофазные тела, сложенные равномерно-зернистыми породами диорит-гранодиорит-гранитного состава, которые кристаллизовались при 650–750°C, являются производными I-типа расплавов и относятся к магнетитовой серии.

Массивы западной части пояса – в пределах Дальнегорского района (2 группа) и Краснореченского поднятия (3 группа) – однофазны, сложены порфировидными породами гранодиорит-монцодиоритового состава, относящимися к ильменитовой серии. Они кристаллизовались при 750–800°C и 850–900°C, соответственно, и образуют небольшие тела (первые километры в Дальнегорском и десятки метров в Краснореченском), сопровождаются боросиликатными и полиметаллическими в Дальнегорском и оловянно-полиметаллическими месторождениями в Краснореченском районе, тогда как в интрузивах прибрежной группы известны незначительные магнетит-скарновые и молибденовые рудопроявления.

**Ключевые слова:** гранитоиды, монцонитоиды, ильменитовые и магнетитовые граниты, I-тип расплавов, дифференциация, Восточно-Сихотэ-Алинский пояс.

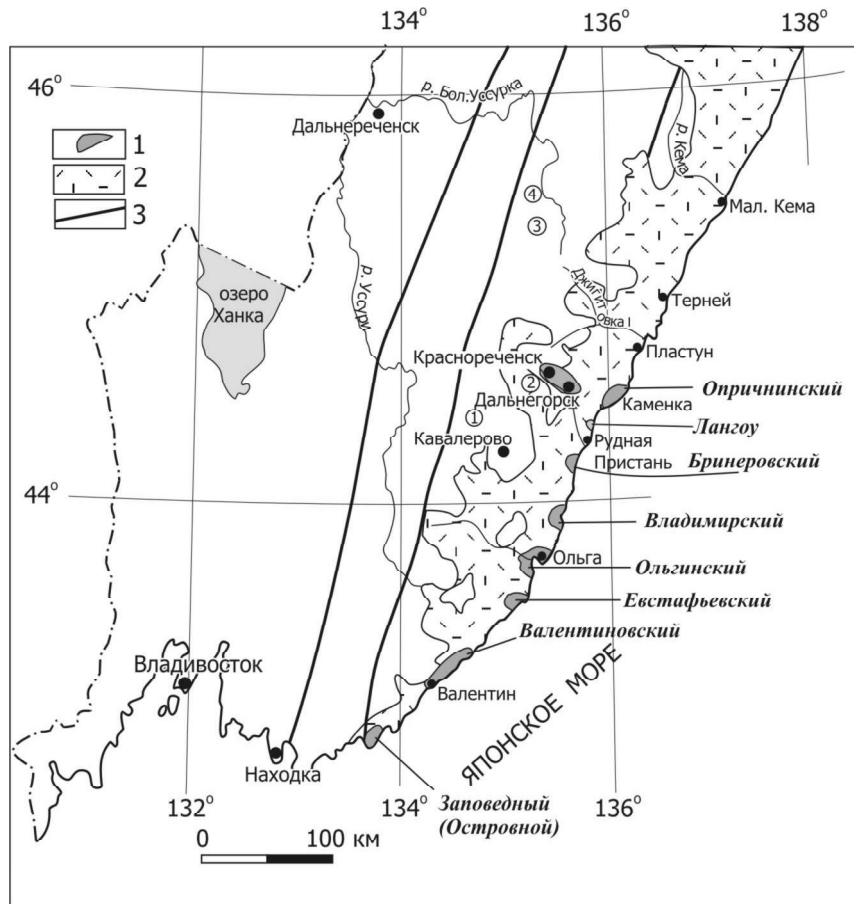
Интрузивы Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (ВСАВП), обнаженные вдоль всего побережья Японского моря (от Тернея до мыса Островного) являются типичными представителями формации субвулканических гранитов, по Ю.А. Кузнецову [11], вулканоплутонической формации, по Е.К. Устиеву [18], или вулканоплутонических ассоциаций, по Г.Б. Ферштатеру [20], широко распространенных в вулканических поясах, обрамляющих Тихий океан.

Массивы побережья Японского моря характеризуют интрузивный магматизм вдоль простирания Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, а интрузивы Дальнегорского района и Краснореченского поднятия позволяют проследить его изменение в поперечном направлении. Геолого-петрологические исследования, проведенные автором, показали, что гранитоиды Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса образуют три группы тел, закристаллизованных на небольшой (< 3–4 км) глубине, разделённых пространственно и отличающихся своими петрологическими особенностями.

### ИНТРУЗИВЫ ПОБЕРЕЖЬЯ ЯПОНСКОГО МОРЯ (1 ГРУППА)

Гранитоидные интрузивы восточной части вулканического пояса образуют зону северо-восточного простирания и отделены друг от друга полями верхнемеловых эффузивов (рис. 1). Все они имеют лакколитоподобную форму и сильно вытянуты вдоль берега моря, достигая 20–60 км в длину при ширине 5–10.

Чётких геологических фактов, свидетельствующих о глубине формирования интрузивов, нет. Есть приблизительные подсчеты мощности “покрышки”. М.А. Фаворская [19] оценивает глубину их формирования в 500 м, Ф.К. Шипулин [21] – в 1–2 км. По мнению автора, глубина формирования массивов определяется мощностью верхнемеловых эффузивов, которая в пределах Прибрежной зоны колеблется от 3000 до 5000 м [6], т.е. максимально возможная глубина должна быть не более 3–4 км. Петрологические данные показывают, что литостатическое давление, определяемое по  $P_{H_2O} < P_{общ.}$ , не превышало 1–1.5 кбар, т.е. глубина не превышала 3–4 км.



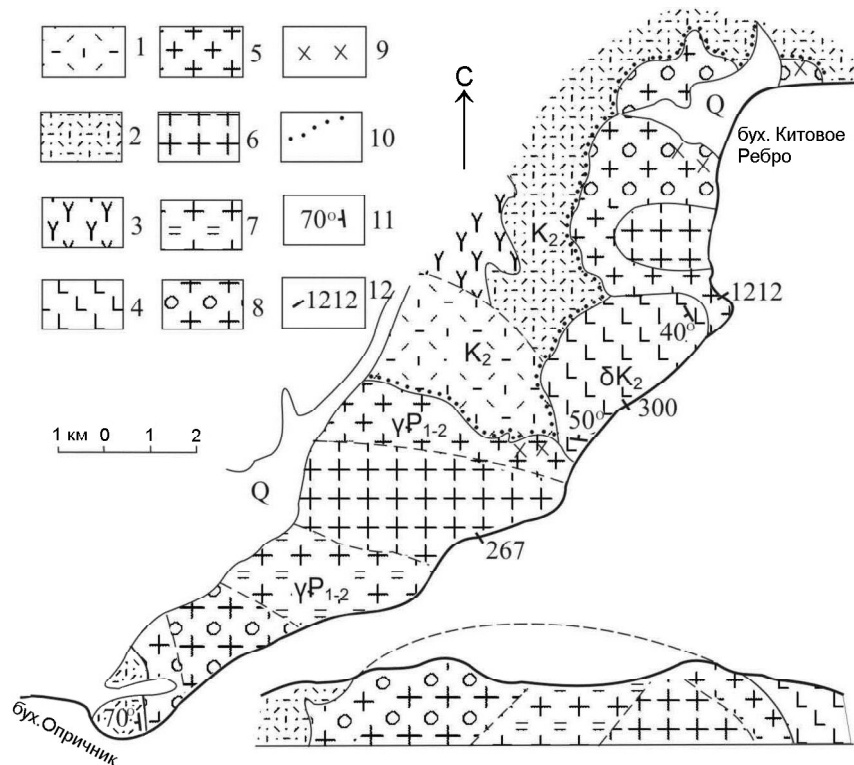
**Рис. 1.** Схема размещения гранитоидных интрузивов в южной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса.

1 – гранитоиды, 2 – вулканиты, 3 – разломы. Цифрами в кружках показано расположение интрузивов: 1 – Берёзовско-го, 2 – Северо-Якутинского, 3 – Верхне-Арминского, 4 – Средне-Арминского.

Массивы отличаются друг от друга по глубине становления. Опричининский интрузив, имеющий гранофировые приконтактовые фации, сформировался на глубине менее 3 км, а южнее расположенные Владимирский, Ольгинский и Валентиновский – на глубине 3–4 км. Глубина эрозионного среза невелика, чаще всего обнажаются прикровлевые части интрузивных тел. Сложены они различными разновидностями пород, из которых каждая образует одну фазу, прорывающую предыдущие с образованием на контактах зон закалки, гнезд пегматитов и зон обогащения темноцветными минералами в виде полос и линз. Первая фаза – диориты (88–74 млн лет) – проявлена в Опричининском, Ольгинском и Валентиновском массивах; вторая фаза – гранодиориты (65–60 млн лет) – во всех массивах, кроме Опричининского. Для второй фазы характерно наличие включений пород гранодиоритового состава округлой формы, равномерно рассеянных в породе или образующих лин-

зобразные скопления или горизонты. Третья фаза – крупнозернистые граниты (58–53 млн лет) – почти без включений, но с гнездами пегматитов и аплитопегматитовыми телами, проявлена во всех массивах. Четвертая фаза представлена миароловыми гранитами (43–48 млн лет) в Ольгинском массиве и щелочными гранитами мыса Орлова (41 млн лет) – в Валентиновском. Пятая фаза – гранит- и гранодиоритпорфиры и аплитопегматитовые тела – имеет место во всех массивах.

Таким образом, по данным калий-аргонового метода, гранитоидные массивы формировались в течение длительного времени от позднего мела (88–74 млн лет – диориты) до палеоцен-эоцена (65–41 млн лет – гранодиориты и граниты) почти синхронно на всём протяжении Прибрежной зоны. Несмотря на общие черты, каждый из изученных массивов по своему индивидуален. Детальная характеристика их приводится в ряде монографий [1, 2, 19, 20].



**Рис. 2.** Геологическая карта Опричнинского массива. Составлена автором и С.А. Коренбаумом с использованием материалов В.И. Рыбалко и А.В. Канунниковой [2].

1 – лавы, 2 – туфы, 3 – туфолавы риолитов, 4 – кварцевые диориты; 5–8 – граниты: (5– гранофировые, 6 – средне- и крупнозернистые, 7 – полосчатые, 8 – с гранодиоритовыми включениями); 9 – приконтактовая гранит-порфировая фация; 10 – ороговикование и окварцевание; 11 – направление и угол падения контактов; 12 – места отбора образцов.

В качестве примера прибрежных интрузивов приводим описание Опричнинского массива.

### Опричнинский интрузив

Опричнинский (Мутухинский) массив расположен на побережье Японского моря к северу от пос. Каменка Дальнегогорского района, простираясь на 20 км от бухты Опричник на юге до бухты Китовое Ребро на севере (рис. 2). Ширина массива колеблется от 3 до 7 км в южной части в бассейне р. Опричнинки. В пределах массива четко выделяется 3 части: южная и северная сложены гранитами, центральная – в разной степени гранитизированными диоритами.

Южный контакт Опричнинского массива с вмещающими кислыми эффузивами является типично интрузивным, с многочисленными апофизами, отходящими во вмещающие породы, северный – задернован. Контакты гранитов с диоритами более пологие (угол  $45^\circ$ ), чем с эффузивами (угол  $60-70^\circ$ ). Диориты на контактах с гранитами превращены в монцониты.

По геологическим данным породы интрузива имеют палеоцен-эоценовый возраст. Результаты опре-

деления абсолютного возраста К-Аг методом подтверждают геологические наблюдения и показывают, что диориты формировались в течение позднего мела в интервале 89–74 млн лет, а граниты – в течение палеогена (южное поле – 69–64, северное – 57–53 млн лет).

Диориты – это средне- и крупнозернистые породы, состоящие из плагиоклаза ( $An_{50-38-20}$ ) – 50–60 об.%, роговой обманки (10–15%), пироксена (до 5%), кварца (10–15%), КПШ ( $2V=52-58^\circ$ ) – 5–10 об.%. Из аксессуарных присутствуют магнетит со структурами распада – пластинками ильменита, апатит, ильменит, циркон, фергусонит, касситерит.

В зависимости от структуры гранитов в пределах массива выделены две фации: краевая – с преобладанием гранофировой и центральная – с преобладанием гипидиоморфнозернистой структуры. Гранофировые граниты наиболее широко развиты у контактов с эффузивами в полосе шириной 1.5 – 2 км и с диоритами в полосе шириной около 50 м. С удалением от контактов роль гранитов с гранофировой структурой уменьшается. Гранофировые срастания становятся все более крупнозернистыми, количество

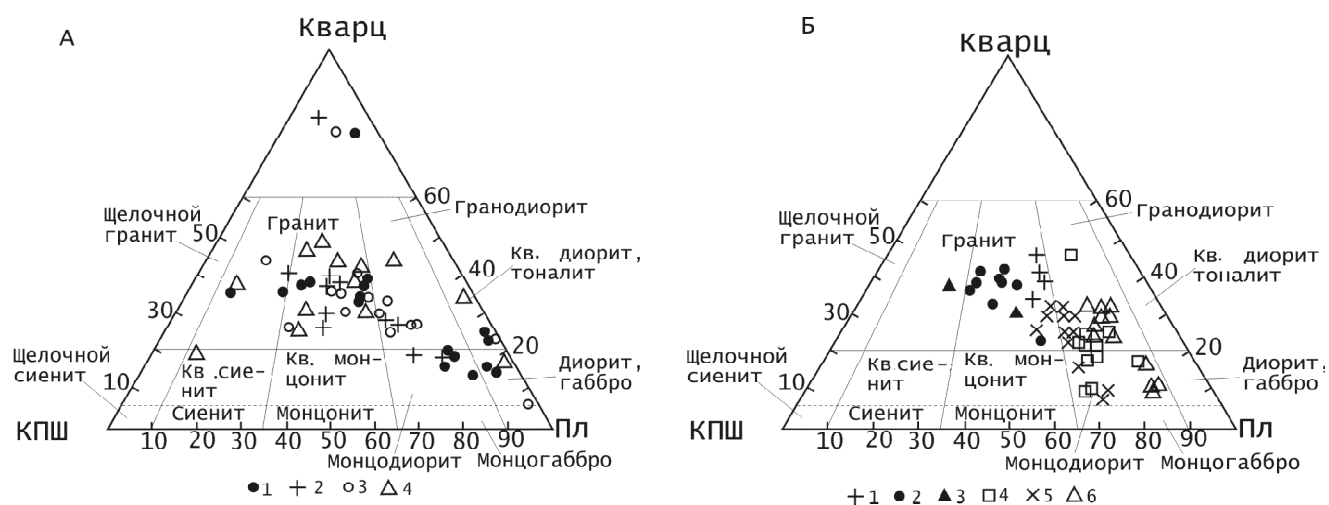


их уменьшается и структура породы все более приближается к гранитной равномернозернистой. Для приконтактовых фаций гранитов характерно присутствие значительных количеств включений – шпировых выделений пород гранит-гранодиоритового состава и своеобразной, только им присущей структуры – призматическизернистой. Детальная характеристика включений приведена в [1, 2, 5].

Граниты состоят из кварца (30–35 об.%), КПШ ( $Or_{58} Ab_{38} An_4$  – 25–36 %), плагиоклаза –  $An_{35-30}$  –  $An_{20-18}$  (27–37 %), биотита (5–14 %), роговой обманки (до 6 %) и акцессорных – магнетита, апатита, циркона. Количественно-минеральный состав по-

род массива показан на рис. 3 А, химический – в табл. 1, рис. 4.

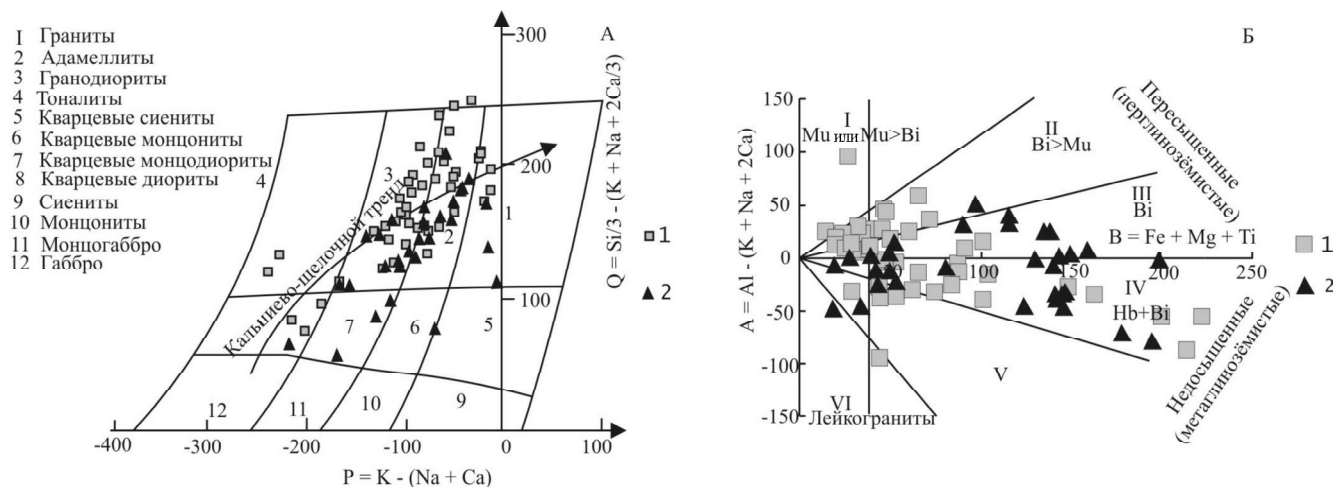
Среди гранофиловых гранитов южной части наблюдается зона полосчатых гранитов мощностью 2–3 м и протяжением 3 км. Полосчатая зона проявляется в чередовании темных (90 см) и светло-серых (10 см) полос, ритмично повторяющихся в береговых обнажениях. Цвет полос обусловлен количеством гранофиловых сростков (75–81% в темных и 80–87% в светлых) и порфирированных выделений плагиоклаза, количество которых в темных полосах колеблется от 15 до 23 %, в светлых – от 8 до 18 об.% [3].



**Рис. 3.** Количественно-минеральный состав гранитоидов ВСАВП.

А – интрузивы восточной части (1 – Опричнинский, 2 – Владимирский, 3 – Ольгинский, 4 – Валентиновский).

Б – интрузивы западной части (Дальнегорский массив: 1 – адамеллиты, 2 – граниты, 3 – гранит-порфиры; интрузивы Краснореченского поднятия: 4 – кл. Лапшина, 5 – кл. Жёлтого, 6 – кл. Солнечного).



**Рис. 4.** Положение точек составов гранитоидов на классификационных диаграммах [24]: 1 – восточной и 2 – западной части ВСАВП. А – Q-P; Б – A-B.

Таблица 1. Химический (%) и микроэлементный (г/г) состав гранитоидов восточной части Восточно-Сихотэ-Алинского пояса (1 группа).

№№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
№№ проб	B-300	B-267	B-1212	B-1472	B-1475a	B-431	B-720	B-710	B-819	B-565-1	B-765	B-551	B-596a	B-1014 A	B-909 A	B-995	B-934	B-1053 A
SiO <sub>2</sub>	60.84	74.06	72.26	66.10	72.50	66.18	72.58	74.58	65.42	67.70	71.60	73.44	75.10	53.45	65.28	71.88	73.02	70.90
TiO <sub>2</sub>	0.90	0.28	0.35	0.55	0.24	0.90	0.36	0.29	0.49	0.32	0.33	0.31	0.18	1.56	0.70	0.30	0.26	0.48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.87	12.45	13.52	14.85	13.42	15.11	14.31	12.99	15.77	14.05	13.91	13.52	12.60	18.18	14.31	14.31	12.66	14.31
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.59	3.17	2.69	3.23	1.68	1.38	0.94	0.78	1.03	2.87	1.40	0.23	1.31	2.42	0.78	1.11	1.54	2.02
FeO	5.11	1.07	1.69	1.25	0.33	2.76	1.53	1.68	3.82	2.09	1.90	1.84	1.08	7.04	7.16	1.88	2.02	1.13
MnO	0.14	0.07	0.08	0.06	0.06	0.05	0.12	0.11	0.12	0.06	0.06	0.02	0.05	0.14	0.13	0.03	0.06	0.06
MgO	3.95	0.52	0.10	2.61	1.07	1.43	0.86	0.76	1.71	0.40	0.68	0.57	0.76	3.19	1.52	0.57	0.54	0.20
CaO	6.15	0.73	1.74	4.28	1.80	3.59	2.12	1.72	3.64	2.48	1.89	0.67	1.59	6.73	3.04	2.64	1.60	0.72
Na <sub>2</sub> O	3.42	4.06	3.65	2.75	2.52	3.71	3.24	2.64	2.92	3.85	4.22	4.45	3.16	3.75	3.24	2.68	3.72	4.66
K <sub>2</sub> O	1.70	3.44	3.48	2.88	4.24	3.54	2.73	3.00	3.39	4.20	3.32	3.75	3.45	1.55	2.66	3.50	3.71	4.03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.60	0.11	0.02	-	-	0.29	0.36	0.40	0.22	0.01	0.03	0.04	0.28	0.44	0.20	0.12	0.12	0.01
H <sub>2</sub> O <sup>*</sup>	0.04	0.07	0.32	-	-	0.20	0.12	0.06	0.18	0.56	0.24	0.22	0.10	0.12	0.52	0.14	0.20	0.19
п.п.п.	0.32	0.44	0.30	1.26	1.65	0.88	0.41	0.56	1.02	1.60	0.25	0.76	0.40	1.58	1.43	0.53	0.44	0.75
Rb	51	73	96	82	149	57	107	134	110	92	93	-	158	38	129	410	125	126
Sr	398	98	187	360	145	222	217	162	400	206	154	-	124	420	242	89	159	34
Ba	437	911	1131	652	803	943	538	254	696	642	723	-	247	448	431	294	654	79
Zr	117	130	128	149	212	204	61	67	145	141	134	-	89	79	215	147	92	319
Nb	14	23	28	4	11	19	23	26	12	21	6	-	29	11	32	19	21	41
La	24	38	75	29	58	31	34	60	29	32	36	-	49	26	59	24	36	67
Ce	35	65	67	49	93	59	42	63	42	52	62	-	63	44	84	24	58	123
Nd	11	5	33	2	27	0	0	37	18	0	23	-	43	18	19	9	21	34
Y	21	23	25	15	18	25	20	25	16	30	14	-	28	26	29	67	23	33
Ni	44	7.2	9.4	30	12	9	4	2	-	5	11	4	3	39	6	2	1	2
Co	7.2	0.5	1.1	14	3	15	5	2	-	9	2	2	2	36	11	1	2	1
Cr	47	47	54	63	20	19	5	3	-	9	5	7	7	16	9	0	1	0
V	62	1.1	4.9	17	56	60	38	7	-	29	38	9	4	40	62	6	4	1
Cu	60	7.5	12	53	36	15	23	19	-	30	19	33	9	52	16	10	12	11
Zn	45	32	16	51	32	28	19	12	-	41	5	22	79	162	45	20	0	30
Pb	16	37	10	35	110	18	26	35	-	64	7	44	79	11	24	35	47	40
Sn	6	6.3	4.7	3	16	3	6	3	-	7	3.5	7	3	4.0	4	5	1	5
Mo	30	60	60	1	22	10	1	1	-	1	1	2	2	1.0	0	1	1	2
B	9	2	2	10	680	3	3	3	-	4	0.5	13	6	6.3	3	3	3	3
F	41	240	160	-	-	140	140	28	-	190	390	32	320	79	470	120	28	280

Примечание. Массивы: Опричнинский (1 – диорит, 2 – гранит южной, 3 – гранит северной части); Бринеровский (4 – гранодиорит, 5 – турмалинодержущий гранит); Владмировский (6 – гранодиорит, 7 – гранит, 8 – гранит аллитовидный); Ольгинский (9 – кварцевый диорит, 10 – гранодиорит, 11 – гранит, 12 – млароловый гранит, 13 – аллитовидный гранит); Валентиновский (14 – диорит, 15 – гранодиорит, 16 – гранит крупнозернистый, 17 – гранит аллитовидный, 18 – щелочной гранит).

Анализы выполнены в лабораториях ДВГИ ДВО РАН химическим методом (аналитики Л.А. Авдвинина, Ю.С. Бабаева, Р.Н. Грицай, Л.В. Недашковская, С.П. Славкина) и количественным спектральным методом (аналитики: Л.И. Азарова, Т.В. Ланкова, В.Е. Сахно). Редкие элементы определены рентгенофлуоресцентным методом в ЦХЛ "ПО Приморгеология".

Таким образом, южное поле гранитов Опричинского интрузива представляет собой прекрасно обнаженный “модельный” лакколит зонального строения: приконтактовая фация (4 км по горизонтали) сложена гранофировыми гранитами с автолитами, которые затем сменяются ритмично-расслоенными гранитами (3 км), представляющими собой внешнюю часть зоны конвективного перемешивания [2, 3], без автолитов. Центральная часть лакколита сложена равномернозернистыми гранитами с гнездами пегматитов и аплит-пегматитовыми телами. Автолиты здесь отсутствуют, т.е. в центральной части лакколита происходит нормальная эволюция гранитного расплава, заканчивающаяся пегматитами. А в приконтактной зоне “застойного” расплава, где конвективного перемешивания не происходит, образуются фации гранитов с автолитами [5].

#### **ИНТРУЗИВЫ ДАЛЬНЕГОРСКОЙ ВУЛКАНОСТРУКТУРЫ (2 ГРУППА)**

В пределах Дальнегорского района наблюдаются проявления магматических пород двух серий: известково-щелочной, представленной диорит-гранодиорит-гранитной ассоциацией, и субщелочной, представленной монцодиорит-гранодиоритовой ассоциацией. Первая обнажается в центральной и юго-восточной частях района в пределах Дальнегорской вулcano-тектонической структуры, образуя центральные и локальные интрузивно-купольные поднятия, составляющие 2-ю группу интрузивов. Вторая ассоциация распространена в северо-западной части района в пределах Краснореченского сводово-глыбового поднятия. Она образует 3-ю группу интрузивов вулканического пояса.

Гранитоидные породы в Дальнегорском районе занимают довольно скромную площадь, часть интрузивов (Дальнегорский и Партизанский) не выходят на поверхность и вскрыты только скважинами. В распределении интрузивов наблюдается четкий структурный контроль: наиболее крупный из них обнажен в центре вулcano-тектонической депрессии, образуя интрузивно-купольное поднятие – Араратский интрузив гранофировых гранитов (60 млн лет). Более мелкие интрузивы приурочены к периферической части вулcano-тектонической структуры, образуя локальные поднятия, осложняющие основную структуру: интрузивы 27-го Ключа (50–62), Дальнегорский (59–64), Партизанский (53–58), Николаевский (габбродиориты – 83, граниты – 60) и Лидовский (69 млн лет). Интрузивы в плане имеют чаще всего изометричную форму. Кристаллизовались они на небольшой глубине (не более 3 км). Глубина эрозионного

среза массивов невелика: чаще всего обнажаются прикровлевые части интрузивных тел, подобно интрузивам побережья. Гранитоиды повсеместно прорывают, ороговиковывают и скарнируют осадочные породы триасово-юрского и раннемелового возраста и верхнемеловые эффузивы.

В качестве примера интрузивов 2 группы приводим описание Дальнегорского массива.

#### **Дальнегорский массив**

Дальнегорский интрузив гранитов располагается под Дальнегорским скарновым боросиликатным месторождением, не имеет выхода на поверхность и обнаружен скважинами структурного бурения в конце 70-х гг. Месторождение приурочено к крупному блоку верхнетриасовых рифовых известняков валанжинской олистостромовой толщи и представлено скарновым телом, в котором локализовано борное оруденение [14, 22].

Интрузив гранитов был вскрыт в 4 точках: на Долинном участке месторождения скв. 753 в интервале 1101,5–1354,0 м и скв. 753А в интервале 1100,35–1215,0 м; на Западном участке скв. 875 в интервале 1187,35–1205,4 м; на стыке участков Долинного и Левобережного скв. 975 в интервале 1206,0–1401,0 м. Последняя перебурила апофизы гранитов. Общая горизонтальная протяженность вскрытой кровли интрузива достигает 700 м, глубина вскрытия массива от его кровли – 252,5 м. Судя по разрезам, построенным Н.А. Носенко [14], кровля массива погружается на северо-восток, а его контакт имеет инъекционный характер.

Среди гранитоидов по особенностям состава и структуры выделяется 3 разновидности: биотит-амфиболовые порфиридные адамеллиты, слагающие наиболее глубинные части интрузива; аплитовидные и гранофировые граниты апикальной зоны, тяготеющие к эндоконтактам массива и встреченные также в виде апофиз во вмещающих породах; гранит-порфиры, образующие в теле массива хорошо выдержанное по составу дайкообразное тело мощностью 12 м.

Адамеллиты – это порфиридные породы гипидиоморфнозернистой структуры, содержащие в качестве порфиридных выделений плагиоклаз ( $An_{52-20-40}$  – 20–25 об.%) и кварц (14–16 %), реже и в меньших количествах – каликатровый полевой шпат, амфибол и биотит. В адамеллитах Дальнегорского массива ярко выражена двухэтапность кристаллизации, о чем свидетельствует резкое различие в величине размера между кристаллами порфиридных выделений и зернами основной массы (5–6 до 10 мм против 0,1–0,6 мм, соответственно).

Таблица 2. Химический (%) и микроэлементный (г/т) состав гранитоидов западной части ВСАВП.

№№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
№№ проб	В-1430	В-1498а	В-1497м	А-380	В-1489	В-1478 б	В-1554в	А-106в	А-123а	А-168
SiO <sub>2</sub>	74.37	69.82	72.67	70.92	74.50	66.10	52.90	61.05	60.94	61.50
TiO <sub>2</sub>	0.13	0.32	0.19	0.40	0.24	0.45	0.99	0.81	0.60	0.87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.16	15.00	13.23	14.58	11.86	14.51	19.80	16.44	16.07	17.10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.50	1.74	1.08	0.79	1.39	2.30	2.93	2.91	0.92	2.60
FeO	0.12	1.46	0.99	3.16	0.79	1.87	3.99	2.23	5.25	2.88
MnO	0.05	0.05	0.07	0.07	0.12	0.13	0.10	0.09	0.12	0.09
MgO	0.46	0.62	0.49	1.09	0.89	2.10	3.26	4.07	3.21	2.67
CaO	0.48	3.16	3.33	2.75	1.25	3.88	8.04	4.75	5.02	3.70
Na <sub>2</sub> O	4.06	3.68	2.53	3.00	3.00	3.64	3.17	2.76	2.61	2.90
K <sub>2</sub> O	4.32	3.45	4.63	3.00	4.51	2.61	1.38	3.15	2.33	3.40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.19	0.11	0.07	-	-	0.32	1.06	0.36	0.20
H <sub>2</sub> O	0.45	0.21	0.15	0.05	-	-	0.29	0.17	0.10	0.07
п.п.п.	0.81	0.69	0.26	0.57	0.99	2.24	2.45	-	1.50	1.66
Rb	106	97	97	96	97	63	31	91	40	179
Sr	60	251	163	238	139	434	534	336	348	531
Ba	1086	671	769	679	827	674	366	878	634	790
Zr	207	159	128	163	117	203	120	206	42	177
Nb	19	9	14	9	30	5	11	19	10	17
La	34	22	40	42	44	26	32	45	24	39
Ce	90	49	49	61	63	51	36	62	35	46
Nd	13	28	35	30	11	12	9	27	5	19
Y	26	19	16	23	29	10	16	39	30	34
Ni	7	12	11	35	3	7	27	34	35	10
Co	2	7	3	6	3	10	25	20	18	10
Cr	5	11	9	31	5	8	51	174	67	44
V	2	61	45	56	36	75	140	270	240	160
Cu	7	14	10	20	7	26	25	65	110	29
Zn	110	42	78	130	38	93	130	160	110	66
Pb	57	37	52	31	17	27	17	44	120	28
Sn	4	12	7	7	2	3	3	1	4	29
Mo	1	2	4	3	2	2	1	38	1	4
B	4	31	39	22	7	27	23	960	14	42
F	-	-	230	800	-	-	-	120	200	

Примечание. Интрузивы Дальнегорского района (2 группа): Араатский (1 – гранит); Дальнегорский (2 – адамеллит, 3 – гранит); Партизанский (4 – адамеллит); 27-й ключ (5 – гранит, 6 – гранодиорит); Николаевский (7 – габбродиорит); интрузивы Краснореченского поднятия (3 группа): кл. Лапшин (8 – гранодиорит); кл. Солнечный (9 – гранодиорит); кл. Желтый (10 – гранодиорит). Образец с индексом А – коллекция А.А. Стрижковой. Аналитики – см. табл. 1.

Основная масса адамеллитов имеет гранитную структуру различной зернистости и состоит из названных выше минералов: плагиоклаз – An<sub>30–26–18</sub> – 10–12%, кварц – 20–30%, каликатровый полевой шпат – 25–30% и биотит+амфибол – до 10%.

Аплитовидные и гранофировые граниты вскрыты скважинами 753 и 753А на глубине 1170–1190 м, образуя 2 интервала, разделенных зоной гранат-пироксеновых скарнов, образовавшихся, видимо, по ксенолиту известняка, и являются или эндоконтактной фацией массива, или самостоятельной фазой, образующей апофизы во вмещающих породах, вскрытые скважинами 875 и 972. Мощность гранитов по керну около 50–60 м. Контакт с адамеллитами по сохранившемуся материалу керна скважины не виден.

По внешнему облику это светлые мелкозернистые породы, сохраняющие слабовыраженное порфировидное строение. Структура основной массы аплитовая, гранофировая и гранитовая с участками пегматоидной. Граниты заметно больше, чем адамеллиты, содержат кварца и каликатрового полевого шпата. Содержание SiO<sub>2</sub> в них колеблется от 72 до 73–74% массы (табл. 2 и рис. 4). На диаграмме А. Штрекайзе на гранофировые граниты занимают центральную часть поля гранитов (рис. 3 Б).

Плагиоклаз гранитов более кислый (An<sub>35–20–18</sub>), чем адамеллитов, и слабозональный, хотя иногда встречаются гломеросростки с резкзональными кристаллами основностью 44–45 до 60% An в ядрах промежуточной и низкой упорядоченности.

Калинастровый полевой шпат гранитов встречается главным образом в основной массе в виде самостоятельных зерен или сростков с кварцем. Состав его –  $\text{Or}_{55-60} \text{Ab}_{45-50}$ . Угол оптических осей колеблется от  $55-60^\circ$  до  $66-68^\circ$ .

Темноцветные минералы в гранитах представлены в основном буро-зеленой роговой обманкой ( $f_{\text{общ.}} = 53-65$ ) и биотитом. В ряде образцов наблюдаются довольно крупные зерна пироксена (салита), ассоциирующего с калинастровым полевым шпатом, кварцем и кислым плагиоклазом.

Появление пироксен-ортоклазовой ассоциации в гранофировых гранитах свидетельствует, согласно Д.С. Коржинскому [10], о повышении активности щелочей на контакте гранитов с известняками, которые превращены в гранат-пироксен-волластонитовый скарн. Подобные явления широко описаны в литературе, особенно для такого хорошо обнаженного региона, как Средняя Азия [7, 15 и др.]. Но, в отличие от упомянутых примеров, в Дальнегорском массиве не происходит образования фаций повышенной основности пород, а только увеличивается их щелочность.

На малых глубинах, на которых кристаллизовался Дальнегорский интрузив, ассимиляции известняков гранитной магмой не происходит ввиду того, что температура диссоциации кальцита гораздо выше температуры гранитной магмы [7]. Но обогащение остаточных расплавов и флюидной фазы кальцием, видимо, происходит, что приводит к возрастанию активности щелочей, особенно  $\text{K}_2\text{O}$ . И в момент кристаллизации основной массы гранофировых гранитов вместо ассоциации  $\text{Or-Bi-Nb}$  образуется  $\text{Or-Rx-Bi}$ , что соответствует III полю щелочности гранитов на диаграмме Д.С. Коржинского [10]. Сами по себе гранофировые граниты являются нормальными дифференциатами известково-щелочных магм, более кислыми по сравнению с нижележащими адамеллитами. Появление в них пироксена происходит на поздних этапах кристаллизации в результате возрастания активности щелочей на контакте с известняками без изменения общей основности породы.

#### ИНТРУЗИВЫ КРАСНОРЕЧЕНСКОГО ПОДНЯТИЯ (3-Я ГРУППА)

Краснореченское поднятие расположено в центральной части хребта Сихотэ-Алинь и примыкает к Дальнегорскому рудному полю с запада. Краснореченский блок является кольцевой интрузивно-купольной структурой, пространственно совпадающей с положительной гравитационной аномалией.

Магматические образования монцодиорит-гранодиоритового ряда расположены внутри поднятия, вне ограничивающих Краснореченское рудное поле вулканотектонических депрессий. Они прорывают и метаморфизируют осадочные отложения раннего мела, не имеют эффузивных аналогов. Наиболее изученными из них являются интрузивы, расположенные в бассейнах ключей Лапшина, Солнечного, Ветвистого, Желтого и др. Интрузивы представлены мелкими штокообразными и трещинными телами монцодиоритов, диоритов и гранодиоритов. Возраст интрузивов определяется как начало позднего мела ( $84-87$  млн лет, по определению лаборатории ДВГИ) – палеоген ( $59-64$  млн лет, по данным ГЕОХИ СО РАН). Детальная характеристика интрузивов дана в монографии [5].

Количественно-минеральный состав пород показан на рис. 3 Б, химический состав – в табл. 2, рис. 4.

В качестве примера интрузивов 3 группы приведём описание массива ключей Лапшин и Ветвистый.

#### Массив ключей Лапшин и Ветвистый

Интрузив обнажается в районе восточной окраины пос. Краснореченский в бассейнах правого (кл. Лапшин) и левого (кл. Ветвистый) притоков р. Рудной. Это штокообразные и дайкообразные крутопадающие тела, секущие или согласные с простираем вмещающих нижнемеловых осадочных толщ. Протяжение тел – сотни метров. Впервые они были описаны М.А. Фаворской [19] как дайки монцонитов. На контакте с телом монцодиоритов в устье кл. Лапшина осадочные породы превращены в биотитовые роговики. Породы, слагающие эти интрузивы, представляют собой переходный ряд от двухпироксеновых монцодиоритов до биотит-роговообманковых кварцевых диоритов с постепенными переходами между ними. Типичные монцодиориты состоят из порфировидных выделений плагиоклаза ( $\text{An}_{50-65} - \text{An}_{27-35}$ ) – 50%, калишпата (17,5%), кварца (18%), биотита ( $f_{\text{общ.}} = 41,3\%$ ), ортопироксена ( $\text{Wo}_{3.5} \text{Fs}_{42.0} \text{Fn}_{54.5}$ ) и клинопироксена ( $\text{Wo}_{44.2} \text{Fs}_{38.1} \text{En}_{17.7}$ ) до 5%; роговой обманки ( $f_{\text{общ.}} = 34,3\%$ ) – 1%, ильменита (1,5%), апатита, циркона, оргита (0,7%). Мелкозернистая основная масса гипидиоморфнозернистой структуры состоит из плагиоклаза  $\text{An}_{25-35}$ , кварца, калишпата, биотита и амфибола. Нередко в интерстициях наблюдается микропегматит, содержащий 42–47 об.% кварца, что свидетельствует о парциальном давлении воды при их кристаллизации 0,5–0,1 кбар [20], т.е. становление массива происходило на глубине менее 1,5 км.

## ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ

Нашими исследованиями было установлено, что интрузивы восточной части (на побережье Японского моря – 1 группа) образуют крупные (десятки километров) многофазные тела, сложенные равномернозернистыми породами диорит-гранодиорит-гранитного состава, кристаллизовались при 650–750°C и являются магнетитовыми. Массивы западной части пояса – в пределах Дальнегорского района (2 группа) и Краснореченского поднятия (3 группа) – однофазны, сложены резкопорфировидными породами, относящимися к ильменитовой серии, и кристаллизовались при 750–850°C и 800–900°C, соответственно. Они образуют небольшие тела (первые километры в Дальнегорском районе и десятки метров в Краснореченском), сопровождаются боросиликатными и полиметаллическими в Дальнегорском и оловянно-полиметаллическими месторождениями – в Краснореченском районе, тогда как в интрузивах прибрежной группы известны только незначительные магнетит-скарновые и молибденовые рудопроявления.

На диаграмме Rb – (Y+Nb), предложенной Дж. Пирсом [26, 27] для различения гранитоидов по тектоническому положению, все точки составов интрузивов ВСАВП лежат строго в поле гранитоидов вулканических дуг (рис. 5).

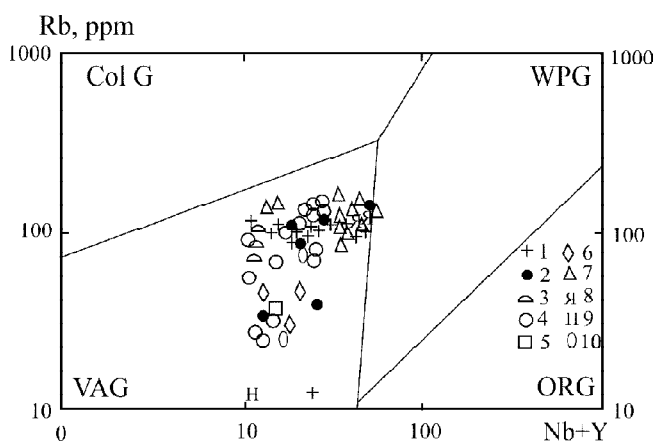


Рис. 5. Зависимость содержания Rb и (Nb+Y) в гранитоидах ВСАВП от тектонического положения [26, 27].

Col G – коллизионные граниты, WPG – внутриплитные граниты, VAG – граниты вулканических дуг, ORG – то же океанических хребтов. Точки гранитоидов следующих массивов: 1 – Араратский, 2 – 27-го Ключа, 3 – кл. Лидовский, 4 – Бринеровский, 5 – Дальнегорский, 6 – Лангоу, 7 – Краснореченского поднятия, 8 – Северо-Якутинский, 9 – Николаевский, 10 – Опричининский.

Анализ полученных материалов показывает, что 1-я группа интрузивов сформировалась из более низкотемпературных расплавов, содержащих 3% массы  $H_2O$ , выплавленных на меньших глубинах (12–15 км), по сравнению с 2-й группой массивов, которые образовались из более высокотемпературных расплавов с исходным водосодержанием  $\geq 3\%$  массы  $H_2O$  и на глубине 18–20 км (Дальнегорская вулканоструктура) и 25–30 км (Краснореченское поднятие). Подобное различие, думается, обусловлено углублением магматических очагов по направлению от побережья в сторону континента. Различное исходное флюидосодержание определило динамику кристаллизации расплавов и характер отделения флюидов. Известно, что при содержании флюидов более 3% массы при кристаллизации расплава происходит разгерметизация магматической камеры, т.к. давление перекрывающих (вмещающих) пород не может компенсировать объемный эффект кристаллизации на глубинах менее 5 км. При этом флюид покидает расплав, что приводит к формированию пород резко порфировидной структуры. Интрузивы Дальнегорской вулканоструктуры – пример таких “вскипевших” расплавов, выделивших всю свою флюидную (а значит и полезную) нагрузку во вмещающие породы, среди которых было много известняков. В этом, видимо, и заключается секрет богатства Дальнегорского района рудными месторождениями [1].

На побережье обнажены интрузивы, возникшие при кристаллизации более “сухих” расплавов. При их формировании разгерметизации магматической камеры не происходит, и флюиды остаются в расплаве. Это привело к образованию равномернозернистых пород и широкому развитию процессов внутрикамерной дифференциации расплавов [1].

В гранитоидных интрузивах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса широко проявлены процессы дифференциации исходных расплавов на различных уровнях и стадиях существования расплава. Фракционная дифференциация на уровне генерации приводит к образованию серий пород, связанных котектическими отношениями и подобием распределения редкоземельных элементов, и формированию крупных многофазных интрузивов диорит-гранодиорит-гранитного состава в восточной части пояса и однофазных тел габбродиоритов, гранодиоритов или гранитов – в Дальнегорском районе, сформированных отдельными порциями отдифференцированной магмы.

Степень дифференциации расплавов уменьшается с востока на запад от многофазных прибрежных массивов через однофазные дальнегорские к одно-

фазным слабодифференцированным магматическим телам монцодиорит-гранодиоритового состава Краснореченского поднятия, параллельно с возрастанием мощности земной коры.

Дифференциация на уровне кристаллизации (в магматической камере) приводит к образованию автолитов, аплит-пегматитов, ритмично-расслоенных зон и пр., широко проявленных в интрузивах восточной части Сихотэ-Алиня (на побережье Японского моря). Выявлены признаки четырёх типов механизмов внутрикамерной дифференциации, отвечающих различным этапам становления интрузивных тел: кристаллизационная дифференциация с отсадкой плагиоклазов в зонах конвективных потоков, флюидно-магматическое и диффузионно-магматическое расслоение первичных расплавов (в приконтактных частях), а также расслоение остаточных расплавов, богатых летучими компонентами [1, 2, 3, 5].

Широкий спектр процессов расслоения гранитных расплавов, наблюдающихся в интрузивах восточной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса и в таком разнообразии не описанных в других регионах мира, превращает эту зону в провинцию расслоенных гранитов.

Родство магм, образовавших различные фазы в прибрежных массивах, подтверждается анализами редкоземельных элементов (рис. 6, табл. 3).

Расчет модельного распределения РЗЭ для пород верхней и нижней коры и гранитов и диоритов показал, что диориты могли возникнуть при полном равновесном или фракционном плавлении (судя по содержанию легких РЗЭ) или 50%-ном плавлении пород нижней коры, если судить по содержанию тяжелых РЗЭ, а гранитные расплавы при тех же соотношениях – при плавлении пород верхней коры (рис. 7).

Содержания РЗЭ в гранодиоритах, адамеллитах и гранитах центральных частей разных массивов оказались близки и являются как бы средними между содержаниями в диоритах и породах, генезис которых предполагает участие внутрикамерной дифференциации – автолитов и ритмично-расслоенных гранитов. Судя по уровню содержаний РЗЭ, диориты побережья и краснореченские монцодиориты могут рассматриваться как родоначальные (наиболее близкие к первичным), а гранодиориты и граниты – как производные (дочерние) магмы.

Представления о происхождении гранитных расплавов из различных источников отражены в не-

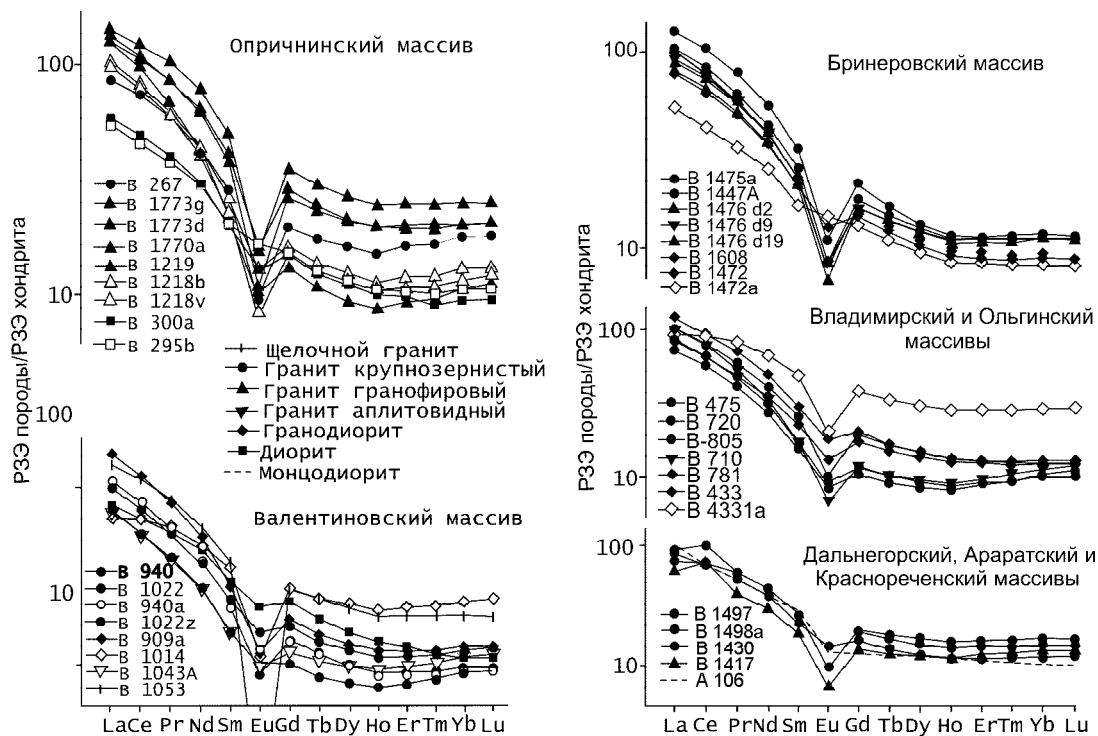


Рис. 6. Содержания редкоземельных элементов в гранитоидах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, нормализованные к хондриту [28].

Незакрашенными символами показаны включения в соответствующих породах.

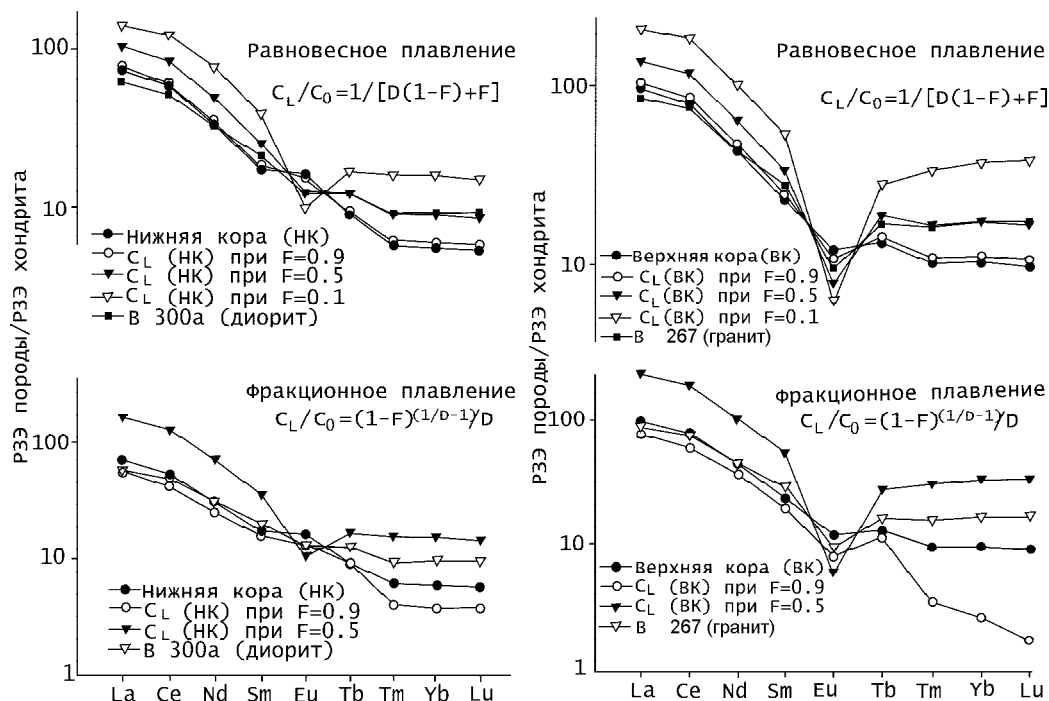
Таблица 3. Содержание редких и редкоземельных элементов в гранитоидах ВСАВП (г/т).

Эл-т	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
	B-300	B-267	B-1472	B-1475a	B-431	B-720	B-710	B-781	B-805	B-1014	B-909A	B-1022	B-940	B-1053a	B-1498A	B-1497m	B-1430	A-422	A-106
Rb	74.9	112	91.1	153	103	134	163	128	119	50.1	143	120	136	139	121	142	124	12.7	105
Sr	371	83.7	336	133	254	199	141	195	215	429	211	194	156	20.5	261	179	53.4	603	354
Y	20.3	31.1	18.4	24.0	26.0	17.4	18.7	25.5	17.9	25.3	24.2	15.7	18.6	37.4	23.5	30.8	33.7	13.0	23.9
Zr	45.8	87.1	91.2	116	100	68.5	58.1	101	47.7	54.5	80.7	63.8	77.3	235	74.0	92.5	159	61.0	200
Cs	4.01	1.69	5.56	5.38	4.47	4.13	5.32	2.80	3.87	2.42	7.13	2.16	2.67	1.20	4.44	2.87	2.47	6.54	6.93
Ba	388	798	515	596	798	479	412	572	401	395	401	546	515	47.9	735	805	779	201	538
La	18.2	26.7	24.4	40.2	39.0	23.1	33.5	26.6	27.5	24.5	47.6	23.3	30.4	41.0	27.5	23.5	29.4	8.1	26.8
Ce	39.5	59.6	50.8	85.1	77.8	46.6	64.6	54.4	54.6	54.1	93.2	44.8	60.1	89.0	56.3	59.5	83.6	21.2	58.3
Pr	4.85	7.19	5.87	9.64	8.87	5.06	6.71	6.14	5.92	6.74	9.93	4.83	6.50	10.4	6.50	7.49	7.61	2.89	6.69
Nd	18.2	25.7	20.8	32.8	30.8	16.7	20.5	21.5	19.3	27.4	31.7	16.1	21.3	35.7	23.4	27.0	27.4	13.2	25.2
Sm	3.94	5.46	4.01	6.25	5.88	3.04	3.45	4.43	3.39	5.80	5.38	2.93	3.90	7.40	4.60	5.44	5.51	3.15	5.10
Eu	0.926	0.695	0.921	0.791	1.32	0.606	0.487	0.950	0.659	1.54	0.868	0.744	0.644	0.102	1.10	0.741	0.726	1.141	1.147
Gd	3.84	5.03	3.75	5.42	5.35	2.70	3.07	4.56	3.02	5.86	4.72	2.59	3.46	6.87	4.49	5.34	5.41	3.03	4.46
Tb	0.583	0.816	0.568	0.766	0.792	0.426	0.176	0.713	0.477	0.842	0.686	0.396	0.533	1.10	0.677	0.818	0.894	0.459	0.697
Dy	3.58	5.20	3.29	4.24	4.68	2.69	3.03	4.37	2.90	4.82	4.14	2.51	3.16	6.64	4.13	5.02	5.71	2.79	4.11
Ho	0.715	1.07	0.644	0.815	0.925	0.571	0.633	0.898	0.602	0.953	0.839	0.526	0.644	1.32	0.866	1.05	1.18	0.55	0.83
Er	2.07	3.39	1.83	2.35	2.67	1.81	1.96	2.63	1.87	2.61	2.45	1.61	1.90	3.88	2.53	3.19	3.55	1.47	2.33
Tm	0.291	0.527	0.279	0.354	0.390	0.293	0.337	0.412	0.299	0.367	0.381	0.263	0.293	0.601	0.397	0.479	0.557	0.202	0.351
Yb	1.98	3.70	1.85	2.33	2.56	2.15	2.33	2.71	2.09	2.23	2.57	1.84	2.00	3.88	2.57	3.28	3.74	1.25	2.27
Lu	0.307	0.578	0.278	0.345	0.397	0.353	0.382	0.413	0.328	0.343	0.398	0.291	0.307	0.591	0.406	0.503	0.568	0.179	0.342
Hf	1.55	3.49	3.01	4.20	3.20	2.77	2.25	3.44	1.89	1.71	2.69	2.03	2.61	7.45	2.62	3.34	5.45	1.66	5.23
Pb	17.6	23.5	12.4	65.1	15.2	15.7	21.4	19.1	18.9	18.5	20.7	23.7	14.8	19.5	20.4	18.3	19.7	9.37	29.3
Th	6.87	12.5	13.9	25.1	14.1	15.4	18.6	13.1	15.4	4.22	24.2	16.0	17.4	13.4	11.0	15.3	14.4	0.69	10.4
U	1.40	2.50	3.27	6.48	1.81	3.89	3.87	2.47	3.06	1.02	4.09	3.19	3.19	2.74	2.52	3.72	3.24	0.50	3.07
Rb/Sr	0.20	1.34	0.27	1.15	0.40	0.67	1.16	0.77	0.55	0.12	0.68	0.62	0.87	6.78	0.46	0.79	2.32	0.02	0.06
Sm/Nd	0.22	0.21	0.19	0.19	0.19	0.18	0.17	0.21	0.17	0.21	0.17	0.18	0.18	0.21	0.20	0.20	0.20	0.24	0.20

*Примечание.* Массивы: 1 группа – Опричининский (1 – диорит, 2 – гранит); Бринеровский (3 – гранодиорит, 4 – гранит); Владимирский (5 – гранодиорит, 6 – гранит, 7 – аллитовидный гранит); Ольгинский (8 – гранодиорит, 9 – гранит); Валентиновский (10 – диорит, 11 – гранодиорит, 12 – гранит южной части, 13 – гранит северной части, 14 – щелочной гранит); 2 группа – Дальнегорский (15 – адалмеллит, 16 – гранит), Араатский (17 – гранит), Николаевский (18 – габбродиорит); 3 группа – кл. Лапшин (19 – монзонит).

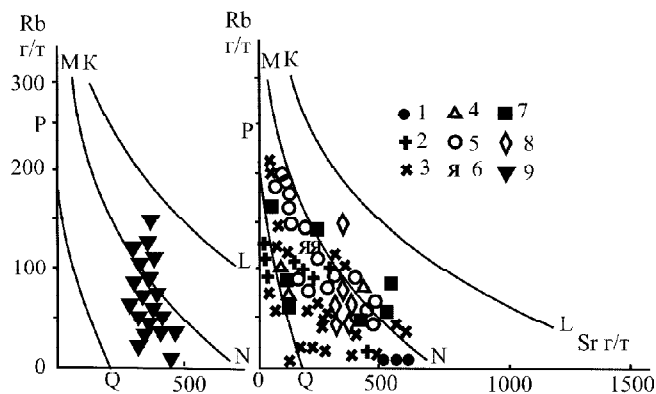
Анализы выполнены в Геологическом Исследовательском Центре (Geo Forschungs Zentrum), г. Потсдам (Германия).





**Рис. 7.** Модельное распределение РЭЭ при плавлении пород нижней и верхней коры, по [28], и сравнение с диоритом (обр. В 300а) и гранитом (обр. 267) Опричинского массива.

$C_L$  – концентрация элемента в образующемся (или остаточном) расплаве при весовой доле расплава  $F=0.9-0.1$ ;  $D$  – коэффициент распределения.



**Рис. 8.** Диаграмма Rb-Sr [20] с точками гранитоидов ВСАВП.

Буквами обозначены поля пород, производных разных исходных магм: POQ – толеитовой океанической, PQNM – толеитовой островодужной и континентальной; MNLK – орогенной андезитовой, толеитовой, толеитовой повышенной щелочности, латитовой; выше линии KL – латитовой, щелочно-базальтовой. На диаграмме представлены точки пород следующих массивов: 1 – Пади Кабаней и Николаевский, 2 – Араратский, 3 – Опричинский, Владимирский, Ольгинский и Валентиновский, 4 – Лидовский, 5 – Бринеровский, 6 – Северо-Якутинский, 7 – 27-го Ключа, 8 – Лангоу, 9 – Краснореченского поднятия.

которых классификациях, авторы которых предлагают использовать петрохимические параметры [24 и др.], содержание отдельных микроэлементов, например Rb, Ba, Sr и т.д. [17, 20 и др.], или составы биотитов [23] и пр. Рассмотрим некоторые из них.

На диаграмме Rb-Sr [20] (рис. 8) точки изученных пород занимают поле между линиями PQ и MN, ограничивающими область составов островодужных и континентальных базальт-риолитовых серий. Граниты Араратского и Опричинского массивов обладают наименьшими содержаниями Sr и располагаются в поле OPQ – океанических толеитов и их дифференциатов. Наиболее высокостронциевыми являются кислые члены краснореченских монцонитоидов. И если тренды гранитоидов Прибрежной зоны расположены в основном параллельно границам полей PQ и MN, то краснореченские монцонитоиды занимают по отношению к ним секущее положение, свидетельствуя, возможно, о нарушении котектических соотношений при их кристаллизации.

Низкое Sm/Nd отношение ( $< 0.30$ , табл.3) свидетельствует о том, что источником расплавов, образовавшим гранитоидные интрузивы ВСАВП, могли служить обогащённые коровые резервуары (EC), которые состоят преимущественно из низкомагнезиальных базитов, сиалических магматических пород,

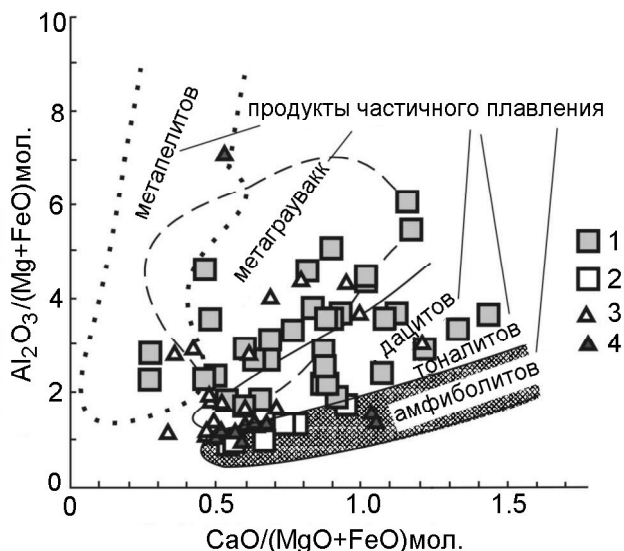


Рис. 9. Составы гранитоидов ВСАВП и поля парциальных расплавов различных источников [25].

Гранитоиды восточной (1 – граниты, 2 – диориты и гранодиориты) и западной (3 – монцогранодиориты, 4 – монцодиориты) частей ВСАВП.

а также из магматического материала, перемещённого в земную кору из мантийного резервуара (ЕМ) [16 и др.].

Согласно диаграмме  $Al_2O_3/(MgO+FeO)-CaO/(MgO+FeO)$  [25], диориты и монцониты всех изученных массивов ВСАВП могли быть образованы расплавами – продуктами парциального плавления амфиболитов, тогда как кислые разности изученных серий – продукт парциального плавления дацитов – тоналитов и возможно частично метагаббракк (рис. 9).

Составы биотитов давно используются не только как показатель условий кристаллизации пород, их содержащих [8, 9, 12, 13, 29], но и как индикатор условий происхождения расплавов, из которых образовалась биотитсодержащая порода [23]. Точки составов биотитов изученных гранитоидов на диаграмме  $\log(X_F/X_{OH})$  биотита –  $\log(X_{Mg}/X_{Fe})$  биотита (рис. 10) расположены вдоль тренда нормальных плутонических типов от первичных океанически-коровых до высокодифференцированных коровых ана-

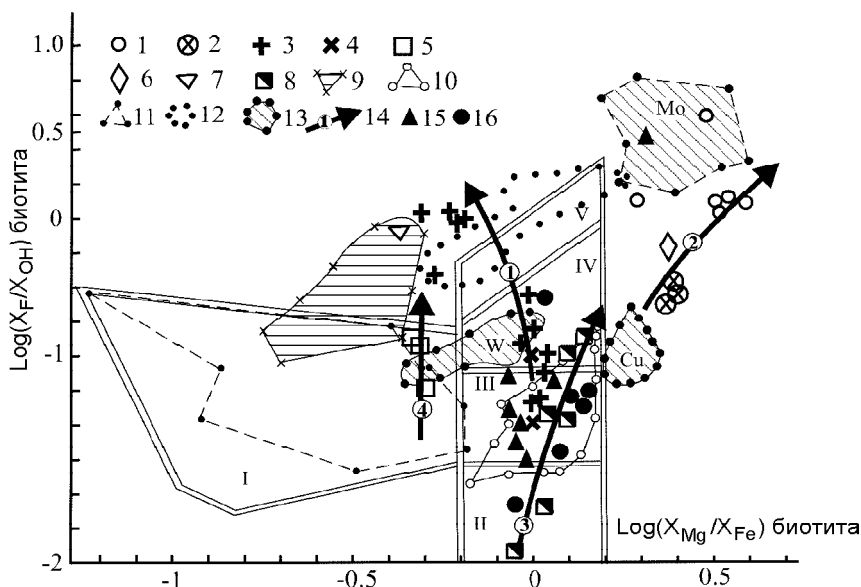


Рис. 10. Классификационная схема плутонов по составам биотитов [23] с точками биотитов интрузивов ВСАВП.

Поле I – тип плутонов, образованных путем контаминации и ассимиляции субморских метаосадков с графитом, II–V – тренд нормальных плутонических типов от первичных океанически-коровых расплавов (II) до высоко дифференцированных коровых анатектических расплавов (V) через магмы, контаминированные континентально-коровым материалом (III и IV). 1–7 – Магнетитовая серия: 1 – граниты и 2 – гранодиориты Бринеровского массива; 3 – граниты и 4 – гранодиориты других массивов Прибрежной зоны [2]; 5 – граниты Дальнегогорского, 6 – Араратского, 7 – Северо-Якутинского интрузивов. 8–9 – Ильменитовая серия: 8 – монцониты Краснореченского района, 9 – граниты Центрального Сихотэ-Алиня [1, 8]; 10–11 – серии Японии: 10 – магнетитовая и 11 – ильменитовая; 12 – гранитоиды Колорадо, 13 – гидротермалиты W, Mo и Cu месторождений [23], 14 – тренды эволюции (цифры в кружке): 1 – гранитоидов Прибрежной зоны, 2 – гранитоидов Бринеровского массива, 3 – монцодиоритов Краснореченского поднятия, 4 – адамеллитов Дальнегогорского массива. 15 – монцонитоиды Берёзовского и Араратского интрузивов; 16 – гранодиориты Верхне- и Средне-Арминского массивов.

тектических расплавов, довольно узкой полосой с незначительными колебаниями отношения  $X_{Mg}/X_{Fe}$ . В поле магм первичного состава I-типа (II на диаграмме) расположены монцониты ключей Желтый и Рогатый Краснореченского р-на. Наибольшее количество анализов приурочено к области магм, промежуточных между первичными и континентально-коровыми расплавами (III–IV поля) и представляющих собой в разной степени контаминированные континентально-коровым материалом первичные расплавы. К ним относятся диориты Опричининского массива, гранодиориты Владимирского, совпадающие с полем гранодиоритов японской магнетитовой серии [23]. Выше поля высокодифференцированных коровых анатектических расплавов лежат точки гранитов Араратского, Опричининского, Ольгинского, Валентиновского и гранит-порфиры Северо-Якутинского интрузивов. От главного тренда отклоняются вправо вверх, в сторону полей биотитов из медных и молибденовых месторождений, точки составов биотитов из гранодиоритов и гранитов Бринеровского массива, обладающих высокой магнезиальностью и высокой фтористостью. Высокая магнезиальность биотитов Бринеровского массива объясняется своеобразной эволюцией флюидного режима на заключительной стадии его кристаллизации [4].

Свою эволюционную линию на этой диаграмме образуют адамеллиты Дальнегорского массива. Биотиты адамеллитов лежат в поле гранитоидов, являющихся производными магматических расплавов, возникших путем переплавления восстановленных субморских осадков, согласно [23], к которому приурочены биотиты ильменитовой гранитной серии Японии и Центрального Сихотэ-Алиня (Средне- и Нижне-Арминский массивы) (рис. 10). По величине отношения Mg/Fe биотиты адамеллитов занимают как бы промежуточное положение между биотитами гранитов, происходящих путем расплавления морских осадков, и первичных магматических пород. Самые кислые члены разных эволюционных рядов сливаются в одно поле в верхней левой части диаграммы (рис. 10), и по ним не может быть определен характер родоначальных магм.

Таким образом, диориты и монцодиориты ВСАВП являются нижнекоровыми, а гранитоиды – верхнекоровыми производными расплавов I-типа (в восточной части). Гранитоиды восточной части образуют магнетитовую серию, тогда как западные – ильменитовую серию.

Гранитоидный магматизм Восточно-Сихотэ-Алинского пояса может быть отнесён к надсубдукционному магматизму активной континентальной окраины Востока Азии.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Валуй Г.А., Стрижкова А.А. Петрология малоглубинных гранитоидов на примере Дальнегорского района, Приморье. Владивосток: Дальнаука, 1977. 200 с.
2. Валуй Г.А. Полевые шпаты и условия кристаллизации гранитоидов. М.: Наука, 1979. 146 с.
3. Валуй Г.А. Пример ритмичной расслоенности в малоглубинном гранитном интрузиве // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271, № 2. С. 420–425.
4. Валуй Г.А., Авченко О.В., Кирюхина Н.И. Генезис магнезиальных биотитов в малоглубинных гранитоидах // Докл. АН СССР. 1991. Т. 319, № 2. С. 461–465.
5. Валуй Г.А. Образование автолитов в гранитоидах как флюидно-магматическое расслоение расплавов // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 1. С. 11–20.
6. Геология СССР. Т. XXXII: Приморский край. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Наука, 1969. 695 с.
7. Жариков В.А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара. М., 1959. 371 с. (Тр. ИГЕМ; Вып. 14.).
8. Коренбаум С.А., Валуй Г.А., Стрижкова А.А. и др. Распределение глинозёма в биотитах и генетические особенности некоторых гранитоидных массивов Приморья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 5. С. 37–51.
9. Коренбаум С.А., Валуй Г.А., Стрижкова А.А. и др. Влияние условий кристаллизации на состав и минеральные ассоциации биотитов в гранитоидах // Формационное и фациальное расчленение гранитоидов. Свердловск, 1975. С. 152–164.
10. Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., 1953. С. 335–456.
11. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М: Недра, 1964. 387 с.
12. Маракушев А.А., Тарарин И.А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов // Изв. АН СССР, сер. геол. 1965. № 3. С. 20–37.
13. Маракушев А.А., Тарарин И.А., Залищак Б.Л. Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. М.: Наука, 1966. С. 5–72.
14. Носенко Н.А. Геология и генезис Дальнегорского борного месторождения: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1986. 26 с.
15. Перчук Л.Л. Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузий Центрального Туркестано-Алая. М.: Наука, 1964. 243 с.
16. Попов В.С. Sm-Nd и Rb-Sr изотопная систематика верхнемантийных и коровых резервуаров // Зап. ВМО. 2003. Ч. 132, № 4. С. 38–49.
17. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1997. 280 с.
18. Устиев Е.К. Проблемы вулканизма – плутонизма. Вулкано-плутонические формации // Изв. АН СССР, сер. геол. 1963. № 12. С. 3–30.
19. Фаворская М.А. Верхнемеловой и кайнозойский магматизм восточного склона Сихотэ-Алиня. М., 1956. 305 с. (Тр. ИГЕМ; Вып. 7.).
20. Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987. 232 с.

21. Шипулин Ф.К. Интрузивные породы юго-восточного Приморья и связь с ними оруденения. М., 1957. 280 с. (Тр. ИГЕМ; Вып. 3.).
22. Юшманов Ю.П. Конседиментационные тектонические покровы прибрежной зоны Восточного Сихотэ-Алиня на примере Дальнегорского рудного района // Тихоокеан. геология. 1986. № 3. С. 97–107.
23. Brimhall G.H., Crerar D.A. Ore fluids: Magmatic to Supergene. In: Termodinamic Modeling of Geological Materials // Minerals, Fluids and Melts. Reviews in Mineralogy, Michigan. 1987. V. 17. P. 235–321.
24. Debon, F and Le Fort, P. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and association // Trans. Roy. Soc. Edinburg, Earth Sci. 1983. V. 73. P. 135–149.
25. Gerdes, A., Wörner, G., Henk, A. Post-collisional granite generation and HT-LP metamorphism by radiogenic heating: the variscan South Bohemian Batholith // Geol. Soc. London. 2000. V. 157. P. 577–587.
26. Lipman P.W. Evolution of silicic magma in the upper crust: the Mid-Tertiary Latir volcanic field and its cogenitic granitic batholith, northern New Mexico U.S.A. // Trans. Roy. Soc. Edinburg: Earth Sci. 1988. V. 79. P. 215–288.
27. Pearce J.A., Harris H.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. P. 956–983..
28. Rollinson H.R. Using Geochemical Data: Evaluation Presentation Interpretation. Singapore, 1995. 352 p.
29. Wones D.R., Eugster H.P. Stability of biotite: experiment, theory and application // Amer. Miner. 1965. V. 50, N 9. P. 1228–1272

Поступила в редакцию 20 января 2004 г.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

**G.A. Valuy**

### **Petrologic features of granitoids of the East Sikhote-Alin volcanic belt**

Granitoids of the southern part of the East Sikhote-Alin volcanic belt form three groups of bodies crystallized at a small (< 3-4 km) depth, separated in space and differing in their petrologic features. Intrusive bodies of the eastern part (the Japanese Sea coast - group 1) form large (tens of kilometers) multiphase bodies composed of equigranular rocks of diorite-granodiorite-granite composition, which crystallized at 650-750°C. They are the derivatives of the I-type melts, and belong to the magnetite series.

The massifs of the western part of the belt are located within the Dalnegorsk district (group 2) and the Krasnorechensky Rise (group 3); they are monophase formations composed of distinctly porphyry-like rocks of granodiorite-monzodiorite composition. They belong to the ilmenite series, and are the derivatives of the S-type melts. They crystallized at 750-800°C and 850-900°C, respectively, and form small bodies (the first kilometers in the Dalnegorsk district, and tens of kilometers in the Krasnorechensky Rise). They are accompanied by borosilicate and polymetallic deposits in the Dalnegorsk district, and by tin-polymetallic deposits in the Krasnorechensky Rise, whereas in the intrusive bodies of the coastal group, minor magnetite-skarn and molybdenum manifestations are known.

**DISCUSSION ON THE STRUCTURAL-VOLCANIC ACTIVITIES AND BIOLOGICAL EVENTS DURING THE EARLY CRETACEOUS IN THE SIHETUN AREA, LIAONING PROVINCE, CHINA**

***Chen Shuwang*<sup>(\*\*)</sup>, *Jinchengzhu*<sup>\*</sup>, *Zhangyunping*<sup>\*\*</sup>, *Zhang Lidong*<sup>(\*\*)</sup>,  
*Guo Shengzhe*<sup>\*\*</sup>**

*\*Northeast University, Shenyang, China*

*\*\*Shenyang Institute of Geology and Mineral Resources, Shenyang, China*

The Sihetun area is situated in a Mesozoic volcanic-sedimentary basin. The main structures of the Early Cretaceous in the area are NE and NW faults, which control not only the major boundaries of the basins, but also some volcanic edifices. Based on the field mapping, the Yixian Formation, which is the only strata of the Early Cretaceous in the area, may be subdivided into three members: The first member is basic and intermediate-basic volcanic rocks with intercalations of tuffite beds. The second member is mainly sedimentary beds of lacustrine facies with intercalations of crystal tuff, tuffite and some pillow lavas. And the third member is mainly basalt. The Jehol Biota (including gastropods, bivalves, conchostracans, ostracods, insects, fishes, amphibians, reptiles, birds, mammals, as well as fossil plants) occurs mainly in tuffite beds of the first member; and muddy shale beds are related to the second member of the Yixian Formation. Excavation and trace element analysis indicates: Jehol biota experienced mass mortality and rapid burial; toxic gases of volcanic activities are the main factors of the biological catastrophic event. According to isotopic dating, the Yixian Formation is Early Cretaceous in age. By comprehensive studies, six evolutionary stages (from A to F) of the structural-volcanic activities and biological events during the Early Cretaceous in the Sihetun area are also discussed. Stage A is “the formation of the embryonic basin and the early members of Jehol biota”; Stage B is “the first volcanic activity and biological hazard”; Stage C is “the dormant volcanic activity and the development of Jehol biota”; Stage D is “the volcanic exhalation and the catastrophe of Jehol biota”; Stage E is “tuff sediment”; and Stage F is “the end”, respectively.

***Key words:* structural-volcanic activities, biological events, Early Cretaceous, Sihetun.**

**INTRODUCTION**

The Sihetun area, located in the west of Liaoning Province, Northeast China, is famous for its abundant fossils of Jehol biota [1,11,12,13,24]. About thousands of precious fossils have been excavated from the area since the end of the last century. The precious fossils, which are generally well preserved, include fishes, amphibians, reptiles, birds, mammals and fossil plants. The fossil-bearing beds are mainly of volcanic-sedimentary rocks of the Yixian Formation. The Yixian Formation, which is the only strata of Early Cretaceous in the Sihetun area, was formed by violent volcanic activities in a fault basin. There are also many obvious volcanic edifices developed in the fault basin [5,6,7,25,26].

To some extent, the Sihetun area is an Early Cretaceous museum of fossils, volcanoes, and structure. The area has been attracting many geologists since the

middle ages of the last century. They have made a lot of important progress [2,6,7,10,12, 13,17,21,22,28,30], and on the other hand, also left some interesting questions for us. What is the age of the fossil-bearing beds? Why so many fossils occur in this area? What kind of geological activity caused biological mass mortality and rapid burial? Is there any relation between the biological event and geological activity?

By the support of China Geological Survey (CGS), the authors completed a large-scale (1:50,000) geological survey program in the area last year. We wish that it would be helpful to the research of Early Cretaceous geology.

**1. BASIC FEATURES OF REGIONAL STRUCTURE**

Tectonically, the Sihetun area is part of the Mesozoic circum-Pacific continental marginal active belt. The belt, which abounds with Mesozoic basins,

experienced violent tectonic-volcanic activity during the Early Cretaceous (6, 14,15). The Sihetun area is situated in one of the Mesozoic volcanic-sedimentary basins. The exposed strata of the area are mainly of the Early Cretaceous Yixian Formation and pre-Cretaceous (mainly of Late Jurassic) Tuchengzi Formation. During the Early Cretaceous, the main structures of the area are

NE and NW faults, which control not only the major boundaries of the Early Cretaceous basins, but also the space distribution of the volcanic-sedimentary rock series of the Yixian Formation and some volcanic edifices (Fig.1, 2).

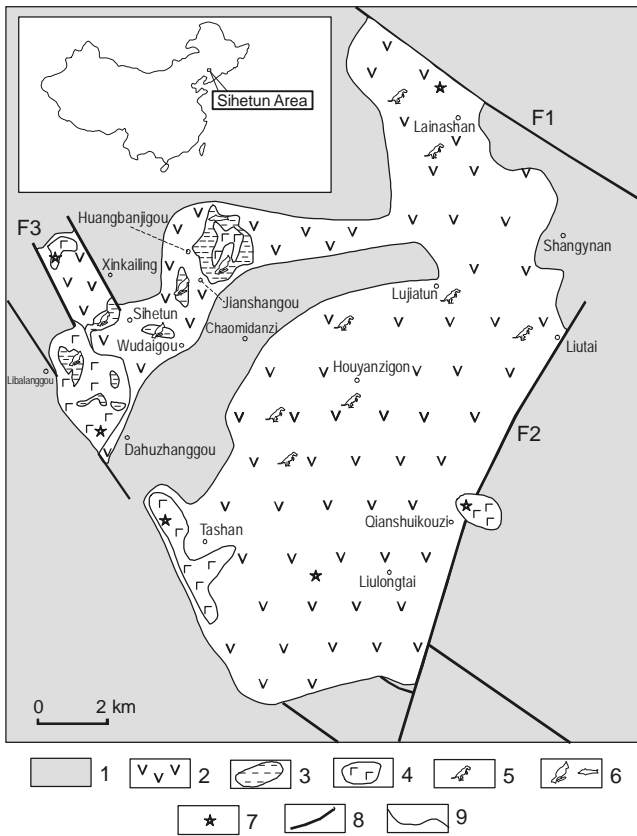
The beginning of the Early Cretaceous is characterized by the unconformity between the Lower Cretaceous (Yixian Formation) and Late Jurassic (Tuchengzi Formation) strata (Fig. 2). The main boundary faults of the basin in the Sihetun area are described below.

**1.1 Beipiao-Yixian fault (F1)**

It is located at the northeastern margin of the Early Cretaceous basin with an exposure of more than 25 km long. There are fault scarp, terminal facet, schistosity zone, fractured zone, structural lenticular bodies, and basaltic porphyrite dike and quartz veins, added by linearly arranged volcanic edifices of the Yixian cycle. Generally, the fault is NW in strike with occurrence of  $220^{\circ}\angle 70^{\circ}$  or  $50^{\circ}\angle 70^{\circ}$ , and is characterized by a normal fault in the early stage while a left-lateral fault in the late Lamashan volcanic edifice occurred along this fault belt.

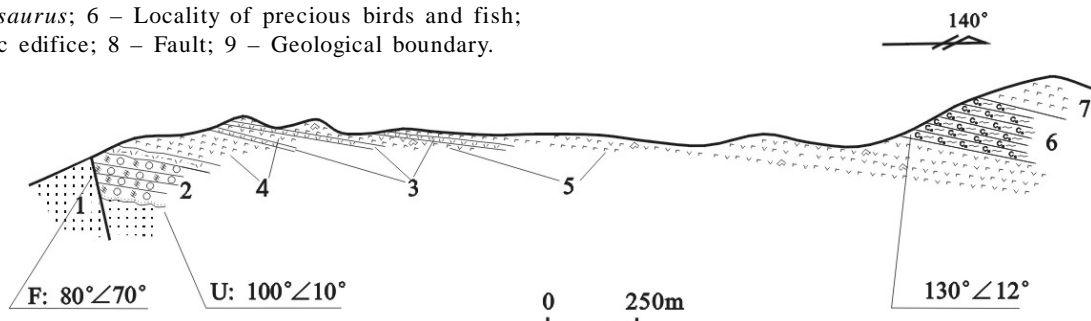
**1.2 Shangyuan-Longqiantai fault (F2)**

It is part of the southeastern marginal fault of the Early Cretaceous basin and shows clear multiperiodic activities. The fault, which is characterized by the NE trend, is more than 20 km long and 0.5–3 km wide, generally striking in NE direction with occurrence of  $280^{\circ}\angle 50^{\circ}$  or  $320^{\circ}\angle 70^{\circ}$ . It is mainly a downthrown normal fault, showing a compressed fracture zone, a fault plane, scratches, fault clay and a series of NE-trending volcanic edifices of the Yixian Formation (e.g. the Qianshuikouzi explosive breccia pipe, Zhhalanyingzi volcanic edifice) along the fault belt.



**Fig. 1.** Geological sketch map of the Sihetun area.

1 – Pre-Cretaceous; 2 – The first member of the Yixian Formation; 3 – The second member of the Yixian Formation; 4 – The third member of the Yixian Formation; 5 – Locality of *Psittacosaurus*; 6 – Locality of precious birds and fish; 7 – Volcanic edifice; 8 – Fault; 9 – Geological boundary.



**Fig. 2.** Stratigraphic Section of the Yixian Formation in the Sihetun area.

1 – Pre-Cretaceous, Late Jurassic Tuchengzi Formation; 2 – Polymictic basal conglomerate of the Yixian Formation; 3, 4, 5 – Tuffite, basalt and basaltic agglomerate, the first member of the Yixian Formation; 6 – Calcareous shale and tuffaceous siltstone, the second member of the Yixian Formation; 7 – Basalt, the third member of the Yixian Formation; F: fault; U: unconformity surface.

### 1.3 Daheishan-Dahuzhanggou fault cluster (F3)

It is about 22 km long and 3km wide, is exposed at the southwestern margin of the Early Cretaceous basin and is composed of 3 parallel NW extended faults. Geomorphically, it appears as the parallel linear ravines and shows a compressed zone, a fracture zone, structural lenticular bodies and a drag fault along the fault cluster. It is also marked by multiperiodic activities, of which the early stage is of normal fault and the late stage is of downthrown fault generally striking in the NW and dipping in the NE direction (Fig. 2). The basaltic rocks of the third member of the Yixian Formation are extended NW along the fault cluster. The Heishangou, Dahuzhanggou and Tashan volcanic edifice occurred along this fault belt.

## 2. VOLCANIC-SEDIMENTARY ROCKS OF EARLY CRETACEOUS

The Yixian Formation, which is characterized by volcano-sedimentary rocks, is the only strata of Early Cretaceous developed in the Sihetun area (Fig.1, 2). Based on the field mapping, the Yixian Formation in Sihetun area may be subdivided into three members [3,5,7].

### 2.1 The first member

Its lower part is basal conglomerate that contacts with the underlying Tuchengzi Formation by unconformity (Fig. 2). The main parts are basic and intermediate-basic volcanic lavas, pyroclastic and explosive-sedimentary rocks, such as blackish gray olivine basalt, purplish gray vesiculate basanite, grayish yellow vesiculate-amygdaloidal basaltic andesite, andesite and their agglomerate. There are 3 intercalations of sandy tuff or tuffite (usually containing fossil bones) in the first member of the Yixian Formation [4].

The typical volcanic structure related to this member is the Houyanzigou volcanic edifice. It is a huge composite volcanic edifice with small ring-like craters surrounding the volcanism center, covering an area of about 30 km<sup>2</sup>. The volcanic bombs are often found in the craters accumulated together with basaltic agglomerate, welded agglomerate, crystal lithic tuff and basic lava.

### 2.2 The second member

It is represented mainly by a series of lacustrine facies volcanic-sedimentary rocks with abundant precious fossils in it.

Its basal part is thin-bedded greywacke, sandy conglomerate and gray laminated calcic muddy siltstone. Its main part is marked by lamellar-laminar calcic muddy shale with (more than 10 beds) intercalations of yellowish brown crystal tuff, and tuffite. Some basaltic

andesite pillow lavas are also found in the second member of the Yixian Formation.

The typical pillow lavas of lacustrine facies are found in the second member of the Yixian Formation. Three layers of rotating beddings are also found in the calcic shale. This may be caused by a volcanic earthquake [4,25]. The seismic deformed rocks are mainly found in the second member of the Yixian Formation and occur typically near Sihetun Village. It is marked by an asymmetric microfold in the tuff, tuffaceous shale and calcic shale layers. The seismic deformed rocks may be seen in three layers of the section, indicating at least three earthquakes caused by volcanism.

The typical volcanic structure of this member is the Qianshuikouzi explosive breccia pipe, which is located in the east of Qianshuikouzi Village exposed in the area of 2 km<sup>2</sup>. This explosive breccia pipe is composed of subvolcanic rock bodies and polygenetic explosive agglomerate. On the wall of the breccia pipe, there are the rotary fault and scratch. The compression and friction between blocks and rubbles, as well as cementation of rock powder may be found in the pipe.

### 2.3 The third member

It is mainly gray-grayish black olivine basalt and plagioclase olivine basalt overlying various beds of the first and second members.

The typical volcanic structure related to this member is the Dahuzhanggou-Libalanggou volcanic edifices. The volcanism center is located in the southwest of Sihetun Village; the exposed area is 9 km<sup>2</sup>. The craters are filled with grayish black olivine basaltic porphyrite of subvolcanic facies, and surrounded by amygdaloidal olivine basalt and basaltic andesite of effusive facies in the outer side. The volcanic rocks of this edifice overlie the volcanic rocks or precious fossil-bearing strata of the second member.

## 3. JEHOI BIOTA

Jehol biota, which is well developed in the Yixian Formation [2,6,21,28,30], is famous for its Early Cretaceous fossil assemblage with very abundant fossils, e.g. gastropods, bivalves, conchostracans, ostracods, insects, fishes, amphibians, reptiles, birds, mammals, and fossil plants.

### 3.1 The fossil assemblage of Jehol biota

The fossil assemblage of Jehol biota with gastropods, bivalves, conchostracans, ostracods, insects, fishes, amphibians, reptiles, birds, mammals and fossil plants from bryophytes to angiosperms, belonging to 3 phyla and 20 classes of fossil animals, and 4 phyla and 7 classes of fossil plants, is a biota different from any

previous one. In the assemblage, the angiosperm *Archaeofructus*, ostracod *Cypridea*, gastropod *Probai-calia* and dinosaur *Psittacosaurus* started to develop, and *Eosestheria-Ephemeropsis-Lycoptera* with the birds *Confuciusornis*, *Liaoningornis* entered a flourishing period to show a new stage of biotic development. Among them, the *Psittacosaurus* is a small ornithischia dinosaur widespread in Northern China, Mongolia, Siberia, Korea, Japan and Thailand in the Early Cretaceous strata.

### 3.2 The fossil distribution of Jehol biota

The fossils of Jehol biota in the Sihetun area occur mainly in the first and second members of the Yixian Formation (Fig.1). The distribution of Jehol biota fossils corresponds to that of volcanic-sedimentary rocks quite well [5, 7, 21] occurring mainly in tuffite beds of the first member.

3.2.1 Fossils of the first member of the Yixian Formation occur in the sandy tuff and tuffite beds, marked by *Psittacosaurus* and some fossil plants. The fossil bones of *Psittacosaurus* are mostly preserved after short-distance transportation. These small dinosaurs probably died from the volcanic hazard. The *Psittacosaurus*-bearing beds are distributed in Lujiatun, Liutai, Shuiquangou, Paodagou and Madaigou villages in the study area. These fossils are distributed mainly near or around edifices of the second member of the Yixian Formation.

3.2.2 Fossils of the second member of the Yixian Formation occur in the muddy shale beds of lacustrine facies, containing abundant fossils of "Jehol biota", e.g. fossil invertebrates (insects etc.), vertebrates (*Peipiaosteus*, *Manchurochelys*, *Sinosauroptryx*, *Confuciusornis*, and small mammals) and plants. It is confirmed that the fossils in the Libalanggou, Sihetun, Jianshangou and Huangbanjigou areas all belong to the equivalent beds. The fossils are distributed mainly in the northwest boundary of the basin.

### 3.3 The relationship between biological catastrophe and volcanic activities

According to the fossil excavation, there was a disaster caused to Jehol biota at that time [4,10,21,25]. There are abundant fossil animals and plants (about 2 fossil birds and, or 5 fossil fishes in less than 2 m<sup>2</sup>) found in the volcanic-sedimentary strata of lacustrine facies of the second member of the Yixian Formation. There are also fossil baby animals (bird, fish etc.) excavated in the area. Most of the vertebrate fossils (*Confuciusornis*, *Zhanghetherium quinquespidens* Hu et al. and *Psittacosaurus* etc.) are preserved very well (dissected position). All evidence indicates that Jehol biota experienced mass mortality and rapid burial [21].

The fossil-bearing beds are generally muddy shale with intercalations of tuff, tuffite (more than 10 beds). The analysis of trace elements (Fig. 3) for samples from the fossils bearing-beds (Syp1G24, 36, 39 are main vertebrate fossils bearing beds) shows that the harmful constituents (S, As, Hg) are significantly higher than in the normal sedimentary beds (Syp8G2, 2, 10, 12 are pre-Cretaceous sedimentary beds in the study area).

The researches of a modern volcano tell us the following [9,17]: volcanic gases that pose the greatest potential hazard to people, animals, agriculture, and property are sulfur dioxide, carbon dioxide, and hydrogen fluoride. E.g. sulfur dioxide chiefly affects upper respiratory tract and bronchi. A concentration of 6-12 ppm of sulfur dioxide can cause immediate irritation of the nose and throat; 20 ppm can cause eye irritation; 10,000 ppm will irritate moist skin within minutes.

We can infer the following from the abovesaid: it may be air pollution from the volcanic exhalation and resulted in the mass mortality of Jehol biota. In other words, toxic gases of the volcanic activities are the main factors of the biological catastrophic event.

## 4. THE ISOTOPIC AGES OF THE YIXIAN FORMATION

According to the subdivision of the Yixian Formation, we studied the isotopic ages of the Yixian Formation, especially of the precious fossil-bearing beds in detail by collecting samples systematically. A clear understanding of the geological features of the volcano-sedimentary rock series and the precious fossil-bearing beds, and their time-space distributions have obtained [18].

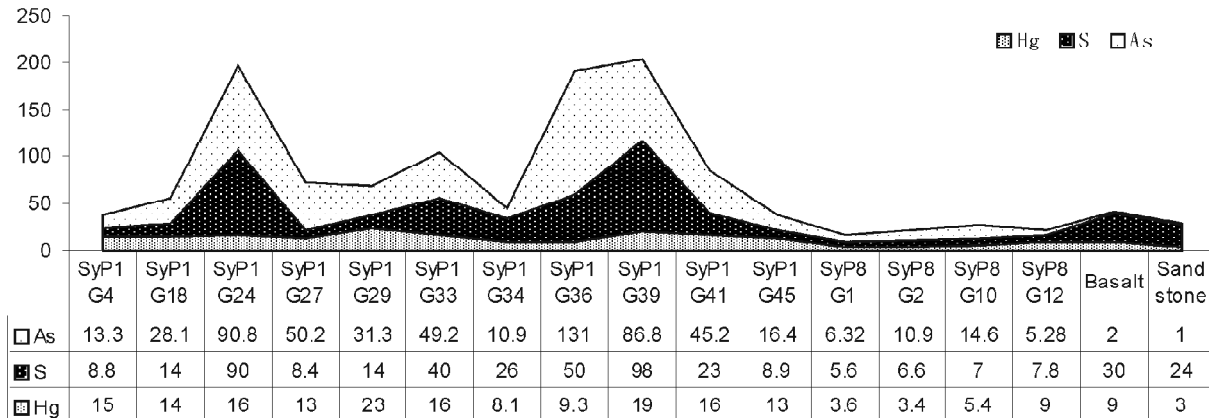
### 4.1 The first member of the Yixian Formation

We co-operated with Zhu Rixiang (Chinese Academy) to collect 2 samples from the basalt of the first member of the Yixian Formation near Xinkailing Village. We applied the whole rock K-Ar dating method and got the statistical weight mean ages of 133.20±0.11 Ma and 133.46±0.18 Ma, respectively.

Also, we collected samples from the basalt of the first member of the Yixian Formation near Sihetun Village, and applied the laser <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating method to get the <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar isochron age of 132.9±1.5 Ma from 5 laser points in the whole rock sample.

According to the IUGS 1989 Global Stratigraphic Chart by J.W. Cowie and M.G. Bassett, the boundary between the Jurassic and the Cretaceous is 140-135 Ma in age. The earliest volcanic rock overlies directly the basal conglomerate of the Yixian Formation, and its age (133.46±0.18Ma) may represent the start age of the Yixian Formation that should be Early Cretaceous in age.





**Fig. 3.** Diagram showing the toxic composition of the fossil-bearing beds in the second member of the Yixian Formation compared with other normal beds.

Notice: 1 – The unite of S, As, Hg is  $10^{-5}$ ,  $10^{-6}$ , and  $10^{-8}$  respectively, the analyzing precision is  $10^{-9}$ .

#### 4.2 The second member of the Yixian Formation

There are some pillow lavas found in the precious fossil-bearing beds of lacustrine facies of the second member of the Yixian Formation near Sihetun Village. We collected samples from pillow lava (olivine basalt) and applied the laser  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating method to get the isochron age of  $126.1 \pm 1.7\text{Ma}$  from 5 laser points in the whole rock sample.

Wang Songshan et al. (20) also collected volcanic ash samples from the lacustrine sedimentary strata near Sihetun Village, and selected zircon crystals to take the U-Pb dating method, then got the age of  $125.2 \pm 0.9\text{Ma}$ .

All these ages are very close. We can confirm that the forming ages of the precious fossil-bearing beds are  $125\text{Ma} \sim 127\text{Ma}$ .

#### 4.3 The third member of the Yixian Formation

Zhu Rixiang (29) collected 3 samples (olivine basalt) from the third member of the Yixian Formation near Sihetun Village and applied the whole rock K-Ar dating method to get the surface ages of  $124.16 \pm 2.4\text{Ma}$ ,  $124.42 \pm 2.4\text{Ma}$ , and  $124.91 \pm 2.4\text{Ma}$ , respectively.

To sum up, the Yixian Formation is Early Cretaceous in age.

### 5. EVOLUTION OF STRUCTURAL-VOLCANIC ACTIVITIES AND BIOLOGICAL EVENTS DURING THE EARLY CRETACEOUS

By the end of the Late Jurassic, the study area experienced uplift and erosion, which is marked by unconformity [3,5,7,21] between the Lower Cretaceous (Yixian Formation) and the pre-Cretaceous (Upper Jurassic Tuchengzi Formation). At the early stage of the Early Cretaceous, the tectonic movement greatly changed that is marked by the structural stress field

transformed from NW-SE directed compression to pull-apart to form a fault basin [6,17]. As a result, the volcanism of the Early Cretaceous began, and continuously strengthened. During the dormant period of volcanic activity, the paleoclimate enforced fast development of “Jehol biota”. The alternative volcanism and sedimentation constructed the strata of the Yixian Formation. Five evolution stages are discussed below:

#### 5.1 Formation of the embryonic basin and the early members of Jehol Biota (Fig. 4 A)

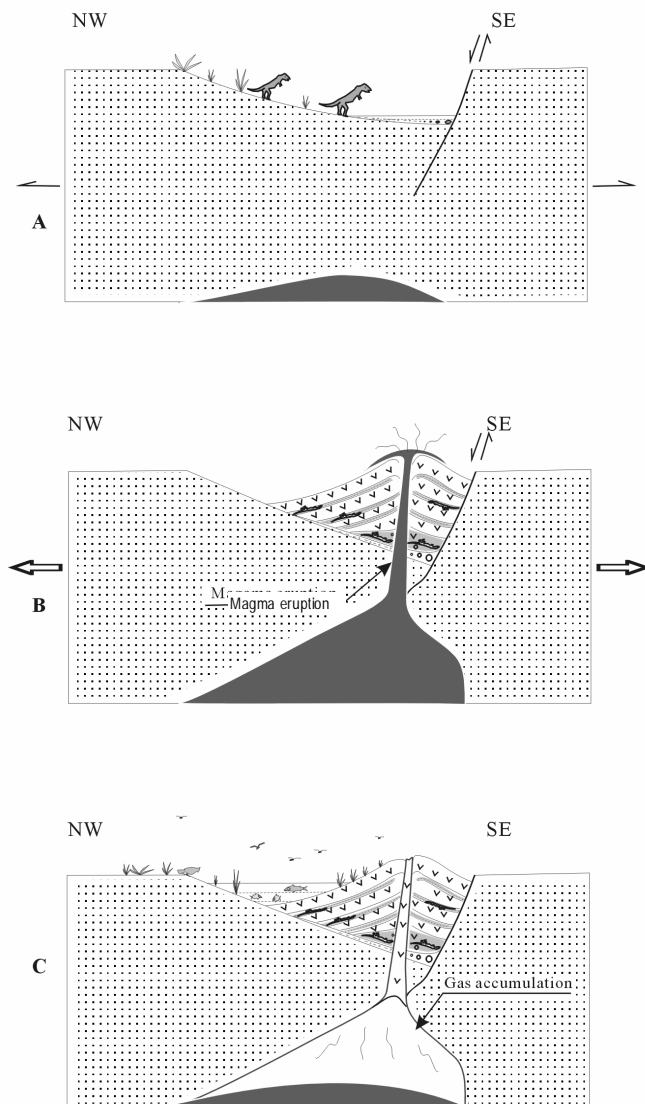
At the beginning of the Early Cretaceous, the structural stress field was dominated by NW-SE stretching stress which resulted in the formation of a NE-trending fault-F2 (the fault didn't reach the magma chamber at that time) and the embryo of an Early Cretaceous fault basin. The basin provided possible space for the basal conglomerate, water and the early members of Jehol biota, e.g. *Psittacosaurus* and some plants [26].

#### 5.2 The first volcanic activity and biological hazard (Fig. 4 B)

With the development of NW-SE stretching stress, the NE-trending normal fault (F2) reached the magma chamber to cause the first volcanic activity of the Early Cretaceous. Most of the basal conglomerate and the early members of Jehol biota were covered by basic-intermediate volcanic lava, pyroclastic rocks and eruptive-sedimentary rocks of the first member of the Yixian Formation. The volcanism was continuously strengthened to form the Houyanzigou, Lamashan and Liulongtai volcanic edifices. There were more than 3 times of short volcanic periods during that time represented by three intercalated beds of explosive-sedimentary rocks with some fossil *Psittacosaurus* in it [3,5,7].

### 5.3 The dormant of volcanic activity and the development of Jehol biota (Fig. 4 C)

With the disappearance of NW-SE stretching stress, magma eruption exhausted and the first volcanic activity of the Early Cretaceous stopped temporarily on the earth's surface (though volcanic gas accumulated below in the magma chamber). The Sihetun paleolake was gradually formed in this volcanic dormant period. The sedimentary environment was mainly represented by a volcanic basin with paleocurrent coming from all margins of the lake basin and gathering to the center. The paleoclimate was warm and humid (7,8) to enforce the fast development of "Jehol biota", including spore,



**Fig. 4.** The possible evolution of structural- volcanic activities and biological events during the Early Cretaceous.

A: The embryo of the basin and early member of Jehol biota  
 B: The first volcanic activity and biological hazard; C: The dormant period of volcano and development of Jehol biota.

Pollens, gastropods, bivalves, conchostracans, ostracods, fishes, mammals, amphibians, reptiles, insects, plants and birds (*Confuciusornis*).

With abundant water and fertilized volcanic soil around it, the Sihetun area was an ideal haven to Jehol biota at that time.

### 5.4 The volcanic exhalation and the catastrophe of Jehol biota (Fig. 5 D)

Affected by the multi-activity of the regional stress field (NW-SE stretching stress), the F2 fault revived. The temporary balance of the paleolake was upset by volcanic exhalation as soon as the magma chamber couldn't bear the high pressure of accumulated gas in it. The accumulated gas burst into the air from the structural-weak belt accompanied by volcanic rumbling and earthquake.

The air pollution from the volcanic exhalation resulted in the terrestrial lives (birds, mammals etc.) dying. Hundreds of dinosaurs, birds, and mammals, which lived near or around the paleolake, couldn't escape from the violent volcanic disaster. Many of them were killed by the heavily polluted air. Some bodies near or around the lake were carried by paleocurrent from all margins and gathered in the paleolake. Some birds dropped into the water directly when they flew over the paleolake.

To the aquatic lives (gastropods, bivalves, conchostracans, ostracods, fishes etc.), water pollution might be the dying reason. The volcanic earthquake conducted the volcano-associated geothermal system to the Sihetun paleolake, transporting magma and toxic elements (to form pillow lava) into the water (25) resulting in water pollution.

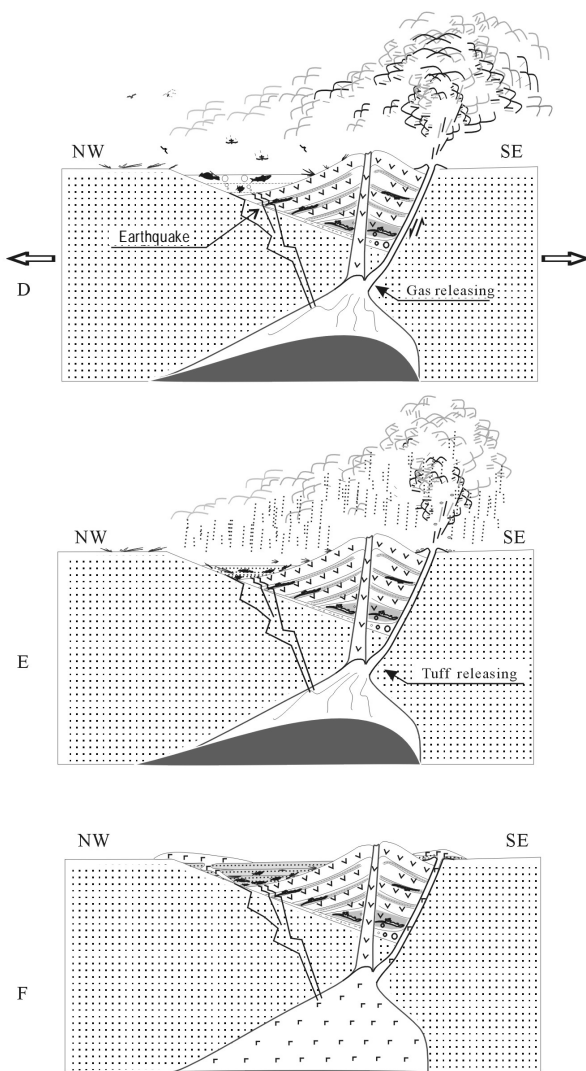
### 5.5 Tuff sediment (Fig. 5 E)

After (or along with) volcanic exhalation, continuous tuff sediments were deposited in the paleolake to "fulfil" the fossil burial and preservation of "Jehol biota" in the Sihetun area.

More than 10 beds of fossil-bearing muddy shale with intercalated tuffite occurred in the second member of the Yixian Formation in the Sihetun area. The alternative volcanic exhalation and tuff sedimentation constructed the fossil-bearing strata of the Yixian Formation. The Qianshuikouzi explosive breccia pipe of the second member of the Yixian Formation formed at that time.

### 5.6 The end (Fig. 5 F)

When the volcano lost its energy, gas and tuff exhausted in the magma chamber. The remained magma with high viscosity flowed up to the surface to form gray-grayish black olivine basalt and plagioclase olivine



**Fig. 5.** The possible evolution of structural, volcanic and catastrophic events during the Early Cretaceous.

D: The volcanic exhalation and the catastrophe of Jehol biota; E: Tuff sediment; F: The end.

basalt. It is the symbol of the terminated product of the Yixian Formation in the Sihetun area. The Dahuzhanggou-Libalanggou volcanic edifices (the third member of the Yixian Formation) formed at that time. Some of them covered the sedimentary strata of lacustrine facies of the second member of the Yixian Formation.

To some extent, it helped the preservation of “Jehol biota” in the Sihetun area.

#### ACKNOWLEDGMENTS

We would particularly like to thank the Fossil Administrative Office of Liaoning Province for their warm reception and help. We are indebted to the numerous geologists who did much field and indoor

research which the geological survey program is based on, e.g. Doctors Peng Yandong, Jia Bin, Xing Dehe, Ding Qihong and Zheng Yuejuan. We also thank Professors Wang Wuli, Zheng Shaolin, Zhang Lijun, Duan Ruiyan and Zhang Zhe for their constructive advice.

#### REFERENCES

1. Chen Peiji, Dong Zhiming. An exceptionally well preserved theropod dinosaur from the Yixian Formation of China// *Nature*.1998.391. P.144–152.
2. Chen Peiji, Jinfan. *Jehol Biota*. Beijing: Science and Technology Publishing House of China. 1999 (in Chinese).
3. Chen Shuwang, Zhang Li-dong, et al. Discovery and its significance of sedimentary tuff beds in basic and intermediate-basic volcanic rocks of Yixian Formation, in western Liaoning// *Liaoning Geology*. 2001.18(1): P.52–57 (in Chinese with English abstract).
4. Chen Shuwang, Zhang Li-dong, Guo Shengzhe et al. Effects of Volcanic Activity on the Biological Catastrophic Event of Yixian Formation in Sihetun and Adjacent Area// *Earth Science Frontiers*. 2002.19 (3) P.103–107 (in Chinese with English abstract).
5. Chen Shuwang, Zhang Li-dong, Zhang Chang-jie et al. Geological Characteristics of the Volcanic-Sedimentary Rocks of Yixian Formation in Sihetun -Dakangpu Area// *Acta Geoscientia Sinica*. 2002.23(3). P.217–222 (in Chinese with English abstract).
6. Chen Yixian, Chen Wenji. *Mesozoic volcanic rocks in western Liaoning and its adjacent areas*. Beijing. Seismic Publishing House. 1997. P. 24 (in Chinese).
7. Ding Qihong, Zhang Li-dong, Guo Sheng-zhe et al. The Stratigraphic Sequence and Fossil-Bearing Horizon of the Yixian Formation in Western Liaoning // *Geology and Resources*. 2001.10(4) P. 193–197 (in Chinese with English abstract).
8. Ding Qihong, Zhang Li-dong, Guo Sheng-zhe et al. Paleoclimatic and paleoenvironmental proxies of the Yixian Formation in the Beipiao area, Western Liaoning // *Geological Bulletin of China*. 2003. 22(3). P. 187–191 (in Chinese with English abstract)
9. Gerlach, T.M. Present-day CO<sub>2</sub> emissions from volcanoes// *Eos, Transactions American Geophysical Union*. 1992.72(23). P. 254–255.
10. Guo Zhengfu and Wang Xiaolin. A Study on the Relationship between Volcanic Activities and Mortalities of the Jehol Vertebrate Fauna from Sihetun, Western Liaoning China//*Acta Petrologica Sinica* 2002. P.177–125 (in Chinese with English abstract).
11. Hou Lian-hai, Zhou Zhong-he, Matin L D. A breaded bird from Jurassic of China. *Nature*, 1995.377. P. 616–619.
12. Ji Qiang, Currie P T, Norrell M A, et al. Two feathered dinosaurs from northeastern China // *Nature*.1988.393. P.753–761.
13. Ji Qiang, Chiappe L M, Ji Su-an. A new Mesozoic *Confuciusornithid* bird from China // *J.Vert. Plaeontol*. 1999. 19(1). P.1–7.
14. Kirillova G.L. *Cretaceous of East Russia: sedimentation, geodynamics, biodiversity and climate*. Vladivostok: Dalnauka. 2000 (in Russian with English abstract).
15. Kirillova G.L. *Cretaceous tectonics and geological environ-*

- ments in East Russia//Journal of Asian Earth Sciences. 2003. 21. P.967–977.
16. Lianhai Hou, Larry D.Martin, Zhonghe Zhou et al. A diapsid skull in a new species of the primitive bird *Confuciusornis*// Nature. 1999.399(17). P.679–682.
  17. Ma Yinsheng, Wu Manlu, Zeng Qingli. The Mesozoic-Cenozoic Compression and Extension Transform Process and Ore-forming Process in Yanshan and Adjacent Area//Acta Geoscientia Sinica. 2002. 23(2). P.115–122 (in Chinese with English abstract).
  18. Peng Yandong, Zhang Lidong Chen Wen et al. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar and K-Ar dating of the Yixina Formation volcanic rocks, western Liaoning Province, China// Geochimica. 2003.32(5). P.427–435 (in Chinese with English abstract).
  19. Sutton,A.J., Elias,T. Volcanic gases create air pollution on the Island of Hawai'i.//U.S.Geological Survey Earthquakes and Volcanoes. 1993.24(4). P. 178–196.
  20. Wang Songshan, Wang Yuanqing, Hu Huaguang et al. The existing time of Sihetun Vertebrate in western Liaoning, China:Evidence from U-Pb dating of zircon//Chinese Science Bull. 2001.46(9). P.779–782.
  21. Wang,Wu-li, Zheng Shao-lin, Zhang Li-jun. Mesozoic Stratigraphy and Palaeontology of Western Liaoning. Beijing: Geological Publishing House. 1989. P.18–65 (in Chinese).
  22. Wang Xiao-lin, Wang Yuan-qing, Jinfan. The Sihetun fossil vertebrate assemblage and its geological setting of western Liaoning, China// Palaeo world. 1999.11. P.310–325 (in Chinese with English abstract).
  23. Wang Xiaolin Wang Yuanqing Xu Xing et al. Record of the Sihetun vertebrate mass mortality events, Western Liaoning China: caused by volcanic eruptions//Geological Review. 45. P.458–467 (in Chinese with English abstract).
  24. Xu Xing, Wang Xiao-lin, Wang Xiang-cheng. A dromaeosaurid dinosaur with a filamentous integument from the Yixian formation China//Nature.1999. 401. P.262–266.
  25. Zhang Lidong, Guo Shengzhe, Zhang Chang-jie et al. The Discovery of Pillow Lava in Yixian Formation, Western Liaoning, and its Significance//Acta Geoscientia Sinica. 2002.23(6). P.491–494 (in Chinese with English abstract).
  26. Zhang Lidong, Guo Shengzhe, Zhang Chang-jie, etc. 2002. Discovery of fossil dinosaurs in the basal and lower beds of Yixian Formation, western Liaoning province, China// Geology and Resources. 2002.11(11). P.9–15.
  27. Zhang Lijun, Gong Enpu. Discussion and analysis on the cause of bird mass mortality in the Sihetun area of Beipiao, Liaoning, in the early Early Cretaceous//Geological Review. 2003.49(4). P.347–354 (in Chinese with English abstract).
  28. Zhang Miman. Jehol Biota. Shanghai. Shanghai Science and Technology Press. 2001. P. 17–22 (in Chinese).
  29. Zhu Rixiang, Shao Jian, Pan Yiongxin. Paleomagnetic data from Early Cretaceous volcanic rocks of western Liaoning: Evidence for intracontinental rotation // Chinese Science Bull. 2002.47(21). P.1832–1837.
  30. Zhonghe Zhou, Paulm. Barrett, Jason Hilton. An exceptionally preserved Lower Cretaceous ecosystem // Nature, 2003.421. P. 807–814.

Поступила в редакцию 3 августа 2003 г.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

### Чэнь Шуван, Цзиньчэнцжу, Чжанюньпин, Чжан Лидун, Го Шэнцжэ

#### Обсуждение структурно-вулканической активности и биологических событий в раннем мелу в районе Сыхэтунь (провинция Ляонин, Китай)

Район Сыхэтунь расположен в мезозойском вулканно-осадочном бассейне. Основными раннемеловыми структурами в этом районе являются разломы северо-восточного и северо-западного простирания, которые контролируют не только главные границы бассейнов, но также и некоторые вулканические постройки. По данным полевого картирования, формацию Исянь, представляющую собой единственные слои раннего мела в данном районе, можно подразделить на три пачки. Первая пачка представлена вулканическими породами основного и промежуточно-основного состава, переслоенными туфовыми слоями. Вторая пачка – это в основном слои осадочные пород озерной фации с прослоями кристаллического туфа, туффита и подушечных лав. Третья пачка представлена в основном базальтами. Биота Цзэхол (включая брюхоногих, двухстворчатых, ракушковых, насекомых, рыб, амфибий, рептилий, птиц, млекопитающих, а также ископаемых растений) встречается в туффитовых слоях первой пачки, а слои иловатого сланца связаны со второй пачкой формации Исянь. Экскавация и анализ микроэлементов указывает на то, что биота Цзэхол претерпела массовую смертность и быстрое захоронение; токсичные газы, выделяемые в ходе вулканической деятельности, являются основным фактором этого биологического катастрофического явления. Согласно изотопным датировкам, формация Исянь имеет раннемеловый возраст. В ходе всестороннего изучения также обсуждаются шесть эволюционных стадий (от А до Ж) структурно-вулканической деятельности и биологических явлений в раннем мелу, имевших место в районе Сыхэтунь. Стадия А – это “образование эмбрионного бассейна и ранних пачек биоты Цзэхол”. Стадия Б – это “проявление первой вулканической активности и биологической опасности”. Стадия В – это “стадия неактивной вулканической деятельности и развитие биоты Цзэхол”. Стадия Г – это новая струя вулканической активности и катастрофа биоты Цзэхол”. Стадия Д – это “туфовые осадки”, и стадия Ж – это соответственно “конец”.

## ЭОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ РЕЧНЫХ ТЕРРАС ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ

*А.М. Короткий*

*Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток*

На основании комплексного изучения (споры и пыльца, диатомеи, палеомагнитный и термолюминесцентный анализы) отложений Хасанской (устье р. Туманной), Перевозненской (Амурский залив) и Теляковской (Уссурийский залив) высоких террас выделены и расчленены на два звена осадки эоплейстоцена (eQ). В составе нижнего звена предложены стратиграфические подразделения: теляковский (термохрон – eQ<sub>I</sub><sup>1</sup>tl) и туманганский (криохрон – eQ<sub>I</sub><sup>2</sup>tm) горизонты; в верхнем звене выделены тальминский (термохрон – eQ<sub>II</sub><sup>1</sup>tlm) и перевозненский (криохрон – eQ<sub>II</sub><sup>2</sup>prs) горизонты. Для каждого из выделенных горизонтов определены особенности спорово-пыльцевых комплексов и их соответствие палеоландшафтам. Для спорово-пыльцевых и диатомовых комплексов выявлено направленное исчезновение из состава фоссилей экзотических форм, характерных для неогеновых отложений. На территории южного Приморья, помимо указанных стратотипических разрезов, установлено распространение отложений эоплейстоцена в речных долинах Сихотэ-Алиня (Кишиневская и Мисусинская террасы).

**Ключевые слова:** эоплейстоцен, терраса, спорово-пыльцевой, диатомовый, палеомагнитный, термолюминесцентный анализы, Южное Приморье.

### ВВЕДЕНИЕ

Эоплейстоцен – нижний возрастной интервал четвертичной системы (1,64–0,89 млн л.н.) – относится к недостаточно изученному стратону на территории юга Дальнего Востока [26]. Отложения этого возраста по косвенным признакам включались в плиоцен [2, 8], плио-плейстоцен [5, 25], нижний плейстоцен [24]. Было предложено выделить красноцветную толщу в пределах высокой аккумулятивной равнины Усури-Ханкайской депрессии в ханкайскую [4] или верхнюю красноцветную подсвиту плиоцена [11, 13]. Такое положение этих отложений получило отражение в Унифицированной схеме четвертичных отложений Приморья [23], где основные стратоны выделены в соответствии с рекомендациями МСК СССР [22]. В отдельных работах в составе четвертичного разреза Юга Дальнего Востока были выделены отложения эоплейстоцена [1, 16, 20].

Трудности расчленения отложений эоплейстоцена и нижнего плейстоцена были обусловлены сходством спорово-пыльцевых комплексов, а геоморфологические и литологические признаки оказались недостаточными для четкого их разделения [13]. Применение палеомагнитного метода позволило установить, что в отложениях высоких надпойменных

террас (V и VI НПТ) речных долин Южного Приморья и в основании четвертичного разреза переуглубленных долин Западного Приморья присутствуют породы с обратной остаточной намагниченностью, соответствующие геомагнитной эпохе Матуяма [1, 6, 12, 15]. По мере накопления материала появилась необходимость пересмотра Унифицированной стратиграфической схемы Приморья [23]. Особую роль в этом сыграли работы по созданию Государственной Геологической Карты РФ масштаба 1:200 000 на территорию Южного Приморья.

**Исходный материал.** В основу данной статьи положены авторские материалы комплексного изучения разрезов 40-метровой террасы вблизи оз. Хасан (т.н. 566-568, 1258, 1141), в бухте Перевозной на западном побережье зал. Петра Великого (т. н. 1283, 1075, 1076, 1675, 1673) и 15–20-метровой террасы в среднем течении р. Теляковки на восточном побережье Уссурийского залива (т. н. 114/68, 115/68, 555). При работе над текстом статьи с согласия начальника Славянской геологической партии Т.К. Кутуб-Заде и палинолога Н.И. Беляниной были использованы результаты спорово-пыльцевого анализа в т.н. 3220, 3221, 356, 6006, 6000/1, 3233, изученных на разных участках распространения Хасанской террасы (высотой 40 м). Указанные на сводном разрезе Хасанской

террасы скв. 030 и скв. 031-д в карьере пробурены в 1973 г. по предложению автора инженерно-геологической группой института Дальморниипроект, выполнявшей работы по поиску строительных песков. Определение и возрастной анализ спорово-пыльцевых комплексов выполнен Л.П. Карауловой (точки наблюдения 567, 566, 568 – Хасанская терраса; 1283, 1074-1078 – Перевозненская терраса; 115/68, 554 – Теляковская терраса.); Т.И. Демидовой (т.н. 566, 568 – Хасанская терраса, инт. -3–13 м от уровня моря; 1283, 1075, 1076, 1675, 1673, 1077, 1078 – Перевозненская терраса, инт. 0–15 м от уровня моря), Л.В. Голубевой (верхняя часть разреза Теляковской террасы). Изучение диатомей сделано Е.И. Царько. Определение остаточной намагниченности отложений Хасанской и Перевозненской террас проведено сотрудником СВКНИИ ДВО АН СССР Р.И. Ремизовским (1976, 1977, 1978 гг.), разреза Теляковской террасы – Р.И. Ремизовским (1977) и дополнительно Е.И. Виринной в 1980 г. (МГУ). Датирование отложений термолюминисцентным методом (ТЛ) выполнено в ИГН АН УССР (В.Н. Морозов и Н.Н. Ковалюх) и Московском Государственном Университете (О.А. Куликов).

#### ОСНОВНЫЕ СТРАТОТИПИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ ЭОПЛЕЙСТОЦЕНА

Ниже приводится описание комплексно изученных разрезов отложений, послуживших базой для выделения стратонавов эоплейстоцена. Положение разрезов на территории Южного Приморья показаны на рис. 1.

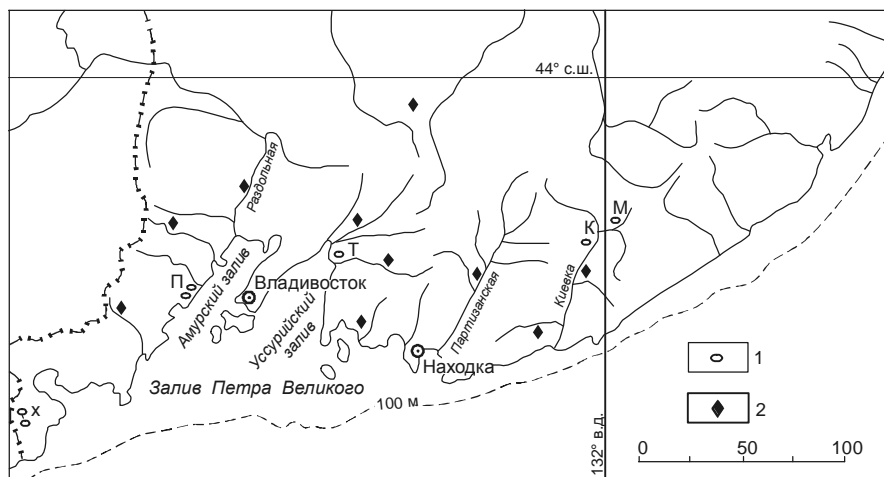
#### Стратотип в устье р. Туманной – разрез Хасанской террасы (высотой 40 м)

К числу изученных плиоцен-четвертичных разрезов, в составе которых предположительно выделены осадки эоплейстоцена, относятся отложения вы-

сокой террасы реки Туманной (Туманган), распространённой на юго-западном побережье залива Петра Великого – вблизи озера Хасан (рис. 1; координаты – 42°26' с.ш., 130°38' в.д.). По данным Т.К. Кутуб-Заде, одного из авторов карты четвертичных отложений в нижнем течении р. Туманной, абсолютные отметки поверхности террасы изменяются в пределах от 30 до 60 м. Мощность отложений, отнесённых здесь предположительно к эоплейстоцену, меняется в пределах от 14 до 18 м. Наиболее полный разрез Хасанской террасы изучен в карьерах и расчистках (т.н. 566–568, 1258, 1141), а также в скважинах (скв. 030 и 031-д в карьере) к западу от озера Лотос (Дорицине) (рис. 2).

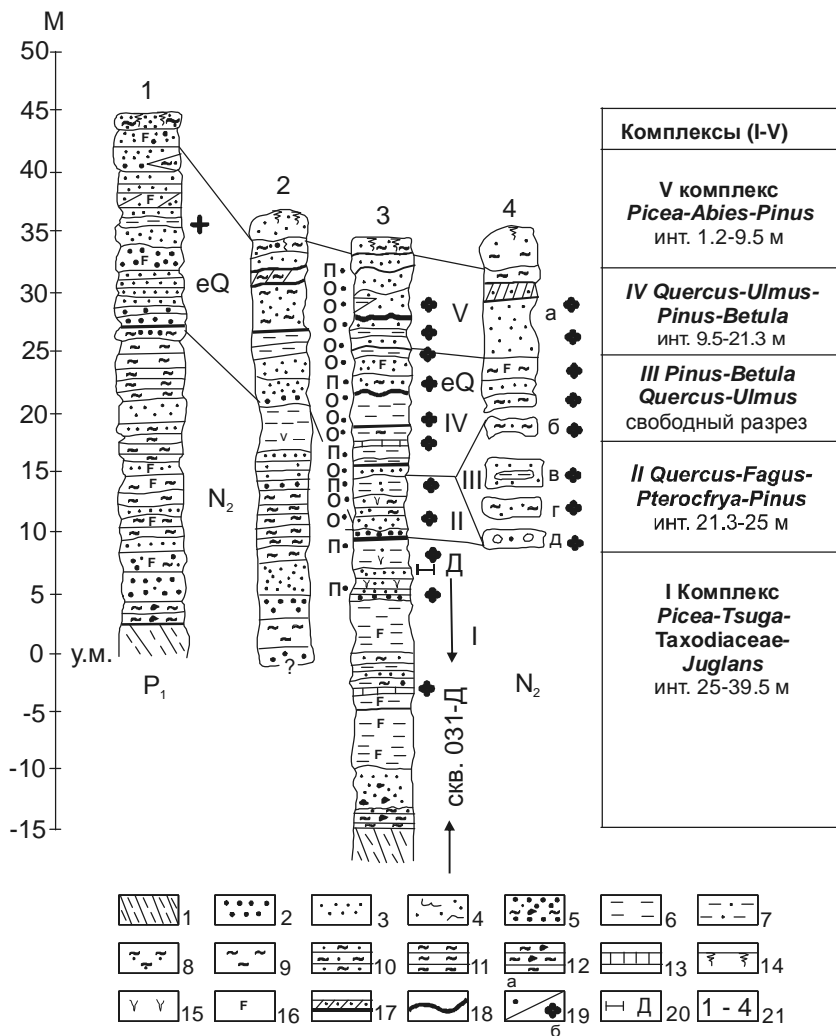
Ниже приводится описание этого разреза, выполненное по шурфам, расчисткам и скважине, которые находятся в едином геоморфологическом профиле (точки наблюдения 1258, 1141, 566, скв. 031-д, сверху вниз, м):

- 1) 0,0–0,15 – почва – песок темно-серый, комковатый.....0,15
- 2) 0,15–1,20 – супесь желто-серая, неслоистая, с ходами червей, в подошве – песок ожелезненный, темно-красный.....1,05
- 3) 1,20–6,20 – песок разнозернистый, светло-желтый, кварц-полевошпатовый, с линзами светло-серого глинистого песка, хорошо сортированный, с горизонтально-волнистой слоистостью, которая подчеркивается ожелезнением осадков в подошве слоев, на контакте с нижележащим слоем – слой плотного ржаво-красного песка.....5,0
- 4) 6,2–12,5 – песок желто-бурый, среднезернистый, с горизонтальной слоистостью, в инт. 6,4–7,4 – песок грубозернистый, ожелезненный, в инт. 9,2–9,5 – линза серого алевролита песчаного, в инт. 9,5–10,8 – песок ржаво-желтый с горизонтально-волнистой слоистостью за счет прослоев зеленовато-серого глинистого



**Рис. 1.** Схема размещения разрезов эоплейстоценовых отложений в Южном Приморье.

1 – стратотипические разрезы с комплексным изучением отложений: X – Хасанская терраса (координаты – 42°26' с.ш., 130°38' в.д.); P – Перевозненская терраса (43°03'15" с.ш., 131°35'20" в.д.); T – Теляковская терраса (43°14'30" с.ш., 132° 21'10" в.д.); 2 – ранее изученные разрезы с детальным комплексным описанием [6, 12]. M – Мисусинская терраса (верхнее течение р. Киевки); K – Кишиневская терраса (среднее течение р. Киевки).



**Рис. 2.** Геологический разрез Хасанской террасы (высотой 40 м) (Японское море, зал. Петра Великого – устье р. Туманной).

1 – нижнепермские осадочные породы (P<sub>1</sub>); 2 – крупнозернистый песок; 3 – песок; 4 – песок глинистый; 5 – песок глинистый с мелким щебнем; 6 – алеврит; 7 – алеврит песчанистый; 8 – суглинок песчанистый; 9 – суглинок; 10 – глина песчанистая горизонтально-слоистая; 11 – глина; 12 – глина с мелким щебнем; 13 – оторфованный алеврит; 14 – почва; 15 – растительные остатки; 16 – ожелезнение пятнистое и точечное; 17 – пласт песка плотного, интенсивно ожелезненного; 18 – пластовые конкреции; 19 – места отбора проб: а – на спорово-пыльцевой; б – палеомагнитный анализы; 20 – дно карьера; 21 – номера разрезов на рис. 2. Характеристика остаточной намагниченности: п – прямая; о – обратная. У.м. – уровень моря.

Разрезы: 1 – скважина из отчета Б.И. Васильева (1956); 2 – точка наблюдения (т.н.) 567, скв. 030 (материалы А.М. Короткого); 3 – т.н. 566, скв. 031-д (материалы А.М. Короткого); 4 – сводный разрез по расчеткам: а – т.н. 568 (материалы А.М. Короткого); б – т.н. 3233; в – 6006, 6007; г – 356; д – 3320 (материалы Т.К. Кутуб-Заде).

песка, в подошве – песок синевато-серый, мелкозернистый, с прослойками алеврита, на контакте с нижележащим слоем – интенсивное ожелезнение..... 6,3

5) 12,5–15,3 – алеврит серый, плотный, горизонтально-слоистый за счет слоев темно-серого и зеленовато-серого цвета, по всему слою – пятнистое и точечное, а на контакте с нижележащим слоем – интенсивное ожелезнение.....2,8

6) 15,3–18,8 – песок синевато-серый, мелкозернистый, с линзами крупнозернистого ожелезненного песка и прослоями алеврита серого, оторфованного. ....3,5

7) 18,8–19,8 – песок зеленовато-желтый, глинистый, точечно- и пятнисто-ожелезненный, с прослоями ожелезненного песка.....1,0

8) 19,8–21,3 – алеврит песчанистый, светло-серый точечно и пятнисто ожелезненный, с прослоем ожелезненного песка.....1,5

9) 21,3–23,9 – горизонтально-слоистый песок, на контакте слоев – линзочки и присыпка из тонкой органики.....2,6

10) 23,9–25,0 – песок грубозернистый, охристокрасный, с темно-красным феррикретом в подошве и

кровле слоя, на контакте с нижележащим слоем – ожелезненные остатки древесины и мелкий гравий .....1,1

11) 25,0–27,5 – алеврит светло-серый, комковатый, без ясно выраженной слоистости, с вертикальными остатками водных (?) растений, в кровле – точечное ожелезнение.....2,5

Дно карьера – далее описание разреза по скважине 031-д.

12) 27,5 – 30,0 – глина темно-серая и голубовато-серая, песчанистая, горизонтально-слоистая за счет насыщенности контактов слоев слюдистыми частицами и ожелезненными мелкими растительными остатками, по всему слою слабое пятнистое и точечное ожелезнение.....2,5

13) 30,0–34,5 – слой, аналогичный 11, но с более светлой (белесой) окраской осадков.....4,5

14) 34,5–39,5 – алеврит голубовато- и зеленовато-серый, песчанистый, с линзами мелкозернистого ожелезненного песка, по всему слою вертикальные остатки водных (?) растений (слоевища), в интервале 37,2–37,5 – темно-серый алеврит, насыщенный тонкой органикой, в подошве – эллипсоидальные стяжения гидроксидов Fe

(размером 4,5×3,0×2,0), внутри выполненных ярко-желтой охрой ..... 5,0

15) 39,5–44,5 – слой, аналогичный 14, но с более интенсивным точечным и вертикально-полосатым ожелезнением и массивно-скорлуповатой отдельностью.....5,0

16) 44,5–47,5 – песок светло-серый, разнозернистый, глинистый, пятнисто- и точечно-ожелезненный, насыщенный черными угловатыми обломками коренных пород.....3,0

17) 47,5–49,5 – глина зеленовато-серая песчанистая, с пятнистой окраской за счет разрушенных осколчатых обломков коренных пород, в основании слоя – вишнево-красная плотная глина.....2,0

18) 49,5–50,0 – трещиноватая кора выветривания по коренным верхнепалеозойским осадочным породам.....0,5

Суммарная мощность описанного разреза 49,5 м. К эоплейстоцену отнесены слои 2–10 (мощностью 25 м). В качестве нижней границы рассматриваются ожелезненные пески, залегающие на неровно размывтой кровле слоя 11, хорошо видимой в карьере. В этом разрезе было изучено 10 спорово-пыльцевых проб, из них 5 – полных в верхней части разреза и 2 – ниже подошвы слоя 10. В сводном разрезе 4 (рис. 2) изучено 8 спорово-пыльцевых проб. Для интерпретации возраста разреза использованы все пробы.

По предположению Б.И. Васильева и др., отложения Хасанской террасы рассматривались как морские фации, чему, по их мнению, соответствовали хорошая сортировка и горизонтально-линейная слоистость песков. Наиболее детальное изучение разреза этой террасы, выполненное в разные годы А.М. Коротким и Т.К. Кутуб-Заде, позволило доказать флювиальный генезис этой толщи. Этому соответствуют следующие характеристики отложений.

1) Характер сортировки песков по разрезу и простиранию слоев отвечает умеренно сортированным русловым отложениям крупнопорядковой реки. В этих осадках, по данным Е.И. Царько, были встречены только пресноводные диатомеи, свидетельствующие о континентальном происхождении отложений. Наиболее хорошо сортированные пески в кровле разреза, где среди неслоистых песков наблюдаются прослои светло-серых супесей с корешками растений, рассматриваются нами как эоловые накопления предположительно позднечетвертичного возраста (слои 1–2).

2) В расчистках террасы (т.н. 566, 568) и в разрезах скважин наблюдаются отдельные крупные линзы косослоистых песков с углами падения слоев до 15–30°.

3) Тонкослоистые алевриты в толще песков, вероятно, соответствуют старичным отложениям, на что указывают насыщенность органикой и эллипсоидальные стяжения гидроксидов Fe (предположительно раковины моллюсков). В алевритах установлен комплекс диатомей с примесью озерного планктона. В его составе, по данным Е.И. Царько, отмечены древние формы рода *Aulocoseira*.

4) Наблюдающиеся ниже эоловых отложений красно-бурые сильно ожелезненные суглинки и глины с хорошо выраженной комковатой структурой предположительно являются субаэральными образованиями (погребенные почвы – ?).

Изучение площадного распространения, структуры и текстур осадков, слагающих Хасанскую террасу, позволяет рассматривать ее как участок нижнего течения высокопорядковой реки, вероятно, палео-Туманной (Тумангана). Терраса частично переработана эоловыми процессами, которые вызвали разрушение ее поверхности и образование песчаных гряд и дюн [9, 14].

**Определение возраста отложений Хасанской террасы.** Возраст террасы как эоплейстоценовый (слои 2–10) в верхней части разреза и плиоценовый (слои 11–17) в нижней его части предположительно установлен по результатам спорово-пыльцевого анализа (определение Л.П. Карауловой и Т.И. Демидовой). На разных гипсометрических уровнях разреза террасы выделены следующие спорово-пыльцевые спектры [17].

**Первый спорово-пыльцевой спектр (I комплекс)** выявлен в нижней части разреза (скв. 031-д – слои 11–12, 2 пробы, слой 15, 1 проба, инт. 25–39,5 м). Здесь, по данным Т.И. Демидовой, установлено значительное участие в составе комплекса пыльцы хвойных (*Picea* sect. *Omorica* – до 18 %; *P. sect. Euripicea* – 10 %; *Abies* sp. – 4,1 %; *Tsuga* – 6,2 %; *Pinus* s/g *Diploxylon* – до 12 %; *Taxodiaceae*–*Cupressaceae* – 10,3 %). Пыльца широколиственных растений встречается во всех пробах: в большом количестве отмечена пыльца *Juglans* (*J. cinerea*, *J. manshurica*, *J. orbiculata* – в сумме 21 %), *Pterocarya*, *Carya* (до 5,1 %), *Ulmus* (6,8 %), незначительно – *Quercus* и *Zelkova*; в отдельных пробах – *Alnus* (до 12 %) и *Betula* (до 10 %).

Такой тип спектра с большим разнообразием таксонов древесных и кустарниковых пород и обилием пыльцы экзотических растений позволяет рассматривать этот комплекс близким к пыльцевым спектрам из отложений древней палеодолины к востоку от мыса Поворотного, отнесенных Т.И. Демидовой к плиоцену [10]. На предположительно плиоценовый возраст нижней части разреза Хасанской тер-



расы указывает обилие в составе диатомей, по данным Е.И. Царько, характерных для неогена видов (*Aulocosira praegr anulata*, *A. praedistans*, *A. praeislandica*).

Отложения из слоя 11 в разрезе 566, по данным Р.И. Ремизовского, проводившего детальное палеомагнитное изучение плиоценовых и четвертичных разрезов Южного Приморья (1977–78, 1980 гг.) имеют прямую остаточную намагниченность. По его мнению, остаточная намагниченность слоев соответствует палеомагнитной эпохе Гаусса по шкале А. Кокса [28]. Эта нижняя часть разреза террасы, имеющая мощность около 24,5 м, предположительно отнесена к плиоцену. По структуре спорово-пыльцевого комплекса она сопоставляется со второй пачкой неогенового разреза на мысе Поворотном [10].

Структура спорово-пыльцевого спектра первого типа позволяет высказать предположение, что на прибрежной равнине и в ближайшем обрамлении во время накопления нижней пачки аллювия Хасанской террасы в условиях теплоумеренного климата произрастали хвойно-широколиственные леса, в составе которых, по сравнению с современной растительностью, незначительное участие принимали березы, лещина, дубы, граб, липы, клены и др. Интерпретация подобного спорово-пыльцевого комплекса выполнена с учетом особенностей распределения растительности в бассейне р. Туманной. Вероятно, с этим связано высокое содержание в составе спектров пыльцы сем. Pinaceae.

**Второй спорово-пыльцевой спектр (комплекс II)** установлен в слоях 9–10 (инт. 21,3–25,0 м). Он отличается большим присутствием в его составе пыльцы широколиственных пород и экзотических сосен. Во втором комплексе, по сравнению с первым, отмечается резкое возрастание пыльцы *Quercus* (до 43 %), *Tilia* (до 8 %) на фоне уменьшения пыльцы *Juglans* (до 12 %). Отмечается участие экзотической пыльцы (*Fagus*, *Pterocarya*, *Carya*, *Zelkova* – в сумме до 8,5 %), а из современных – *Ulmus*, *Corylus*, *Acer*, *Syringa*. Экзотические сосны представлены пыльцой *Pinus* sect. *Eupitys*, *P.* sect. *Cembra* (в сумме до 21 %). Этот тип спорово-пыльцевого комплекса, по сравнению со спектрами из слоев 11–15, характеризуется более высоким содержанием пыльцы трав (до 15 %) и спор (до 20 %, за счет Polypodiaceae). Осадки в слоях 9–10 имеют, по данным Р.И. Ремизовского, обратную остаточную намагниченность.

Комплекс II сходен со спорово-пыльцевыми спектрами из основания четвертичного разреза Ханкайской депрессии, где осадки, по данным А.Н. Сокорева, имеют обратную остаточную намагниченность,

соответствующую палеоэпохе Матуяма [13, 15]. Аналогичный тип спорово-пыльцевых комплексов и намагниченности имеют отложения слоя 9 из нижней части разреза 15-20-метровой террасы р. Теляковки [13, 16, 17].

**Третий тип спорово-пыльцевого комплекса** изучен Н.И. Беляниной по пробам, отобраным Т.К. Кутуб-Заде в т.н. 6006, 6007 и 3233 в интервале 20–25 м над уровнем моря, т.е. в 15–20 м от кровли разреза Хасанской террасы (сводный разрез 4 на рис. 2). В этом интервале вскрыты кварцево-аркозовые, глинистые, сильно ожелезненные пески с прослоями светло-серых плотных глин. Спорово-пыльцевой комплекс, выделенный по 4 пробам, с содержанием зёрен от 101 до 278, охарактеризован преобладанием пыльцы древесных (46,8–74%) и травянистых (24–45,3 %) растений при малом содержании спор (19–7,9 %). Среди хвойных отмечается обилие пыльцы *Pinus* s/q *Haploxyylon* (33–44,8 %) и *P.* s/q *Diploxyylon* (до 15,4 %), в небольшом количестве встречена *Abies* (до 4,4 %). Мелколиственные породы представлены пыльцой *Betula* sect. *Albae* (5,1–14,6 %), в незначительном количестве – *B.* sect. *Costatae* и *Alnus* (0,6–1,6 %). Помимо этого, здесь определена пыльца *Betula* sp. (до 6,9%) и *Betula* sect. *Nanae* (до 8,0 %). В составе пыльцы широколиственных пород установлены *Quercus* (8,5–21,4 %), *Tilia* (4,6–7,8 %), *Juglans* (1,5–6,2 %), *Ulmus* (до 5,1 %). Кроме того, в этих пробах встречена пыльца *Fagus* и *Carpinus*. Этот комплекс по своему составу сопоставим с современными спорово-пыльцевыми спектрами из аллювиальных фаций на этой территории. Его структура соответствует развитию сосново-широколиственных лесов при климатических условиях, близких к современным. Формирование этого спектра происходило в более холодных условиях, чем установленных по структуре второго спорово-пыльцевого комплекса.

По данным Е.И. Царько, изучавшей диатомей в указанных точках, накопление осадков происходило в речной долине, чему соответствует смешанный комплекс диатомей, состоящий из планктонных, бентических и реофильных форм. В комплексе преобладают виды рода *Pinnularia* (*Pinnularia lata*, *P. viridis*, *P. episcopalis* и др.), которые, по данным Е.И. Царько, соответствуют холодным климатическим условиям. Присутствие в составе комплекса древних видов планктонных диатомей (*Aulacoseira praedistans*, *A. praegr anulata*) косвенно свидетельствует о достаточно древнем возрасте отложений. Такой состав диатомей характерен для т.н. 3220, 3221 (разрезы вблизи озера Хасан) и т.н. 356 (западный берег оз. Лотос на 15–20 м абс. выс.), где вскрыты аллювиально-озерные отложения.

**Четвертый тип спорово-пыльцевого спектра** выделен в верхней части сводного разреза, т.н. 566 и 568 (слои 4–8, инт. от кровли колонки 9,5–21,3 м). В указанных интервалах в умеренных по насыщенности фоссилиями пробах структура спорово-пыльцевого комплекса образована преобладающей пылью древесных, кустарниковых (42 %) и травянистых (36 %) растений. Спорово-пыльцевой комплекс, соответствующий палинозоне *Quercus-Ulmus-Pinus-Betula*, получен из отложений с обратной остаточной намагниченностью (предположительно геомагнитная эпоха Матуяма). Для этого спектра характерно присутствие пыльцы палеотипных растений (*Tsuga*, *Pinus* sect. *Eupitys*, *P.* sect. *Cembra*). Этот тип спектра соответствует теплым климатическим условиям. Осадки в указанных интервалах сформировались в крупных старицах в условиях пойменных разливов, о чем, по данным Е.И. Царько, свидетельствует смешанная структура диатомовых комплексов, состоящих из типично планктонных и реофильных форм.

**Пятый тип спорово-пыльцевого комплекса (комплекс V)** получен из слоев 3–4 (инт. 1,2–9,5 м). В его составе, по данным Л.П. Карауловой, содержание пыльцы древесных растений составляет 67,7 %, трав – 1,9 %, споровых растений – 30,4 %. В составе комплекса наблюдается доминирование пыльцы хвойных, распространенных в составе современной растительности *Picea* sect. *Eupicea* – 39,9 %, *P.* sect. *Omorica* – 15,7 %, *Abies* – 11,8 %. На втором месте по численности пыльцы представлены экзотические сосны: *Pinus* sect. *Eupitys* – 13,9 %, *P.* sect. *Strobus* – 4,0 %. В небольшом количестве присутствует пыльца современных сосен: *Pinus* s/g *Haploxyton* – 5,0 %, *P. koraiensis* – 1,4 %, *P. pumila* – 0,7 %, пыльца мелколиственных (*Betula* sp., *B. manshurica*) и широколиственных (*Ulmus*, *Quercus*) встречается единично. Среди споровых преобладает *Polypodiaceae* – 33,6 %. Такой тип спектра соответствует елово-пихтовым и сосново-еловым лесам. Экзотические растения характеризуются малым количеством таксонов (2) на фоне снижения содержания их пыльцы по сравнению с комплексом II (до 17 %), но остающегося значительно большим, чем в более молодых четвертичных отложениях [13].

Структура спорово-пыльцевого комплекса V соответствует относительному похолоданию климата. Повышенное содержание пыльцы *Abies* и *Picea* (преимущественно *P.* sect. *Eupicea*), скорее всего, могло сформироваться при выходе лесной елово-пихтовой формации на уровень аккумулятивной равнины. Сосны, вероятнее всего, занимали обширные участки песчаной равнины. Интенсивное ожелезнение осад-

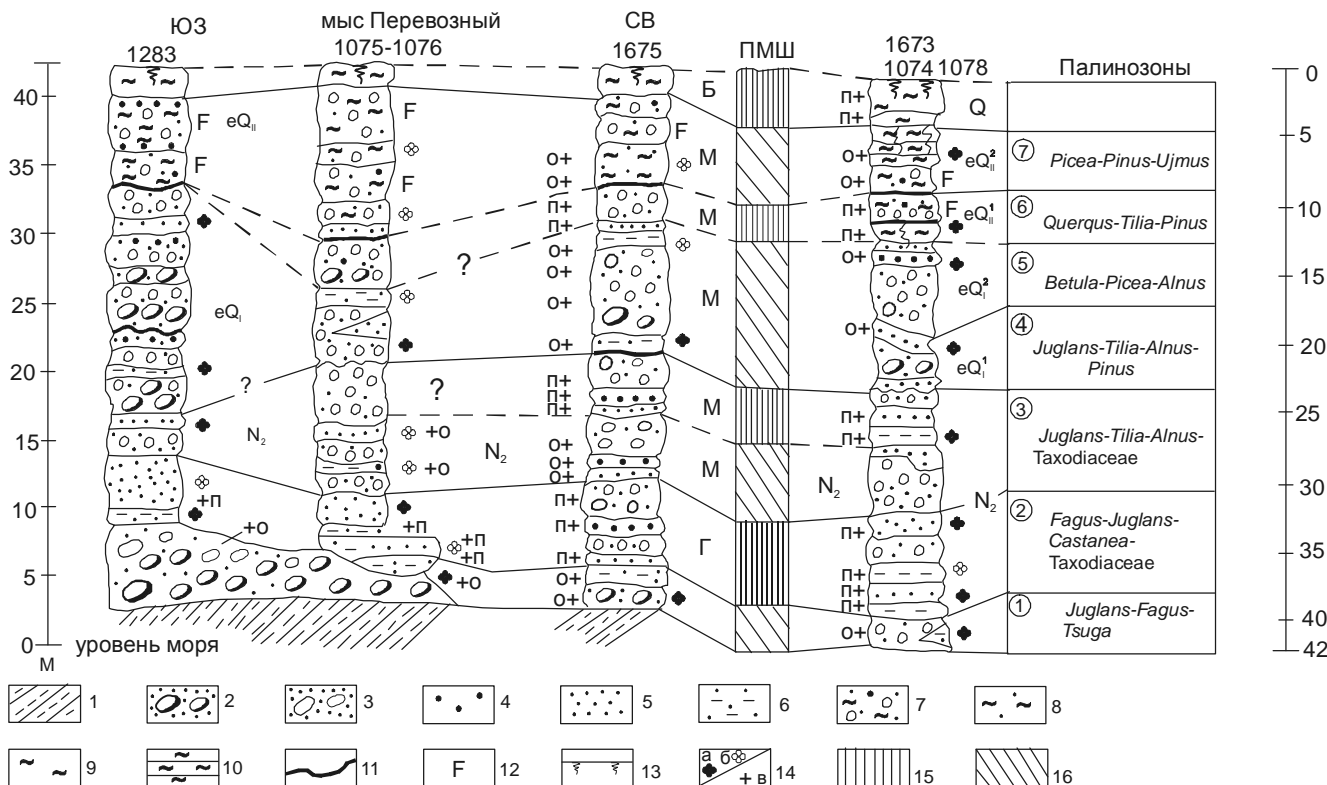
ков возможно объясняется резкими периодическими колебаниями уровня грунтовых вод. Однако нельзя исключить и предположение, что слои феррикретов соответствуют повышению летних температур на фоне уменьшения увлажнения.

Подобная структура спорово-пыльцевых комплексов с учетом их геоморфологического положения и обратной остаточной намагниченности осадков (слои 3–10) позволяет предположить, что формирование верхней части разреза соответствует эоплейстоцену (интервал 1,65–0,85 млн лет назад). Этому предположению не противоречит термолюминесцентная датировка 1,2±0,016 млн лет (ТЛ ИНГ 3872), полученная В.Н. Морозовым и Н.Н. Ковалюхом для отложений слоя 3 в опорном разрезе Хасанской террасы.

### Стратотипический разрез на мысе Перевозном (Амурский залив)

В районе м. Перевозного в разные годы автором комплексно изучены разрезы 1283, 1675, 1074–1078 (рис.3; координаты 43° 03' 15" с.ш., 131° 35' 20" в.д.). Ниже приводится описание разреза Перевозненской террасы в т.н. 1675, где произведен детальный отбор проб на спорово-пыльцевой, а в 19 слоях – на палеомагнитный анализы (сверху вниз, в м):

- 1) 0,0–0,8 – суглинок песчанистый, темно-бурый, комковатый, вертикально-столбчатый, с горизонтальными прослоями темно-серого алевролита, в основании слоя – отдельные хорошо окатанные гальки, контакт с нижележащим слоем – горизонтально-волнистый со следами размыва и оплывания грунтов.....0,80
- 2) 0,80–1,5 – глина темно-бурая, комковатая, плотная, вязкая, с неясно выраженной горизонтально-волнистой слоистостью, со следами течения грунтов в подошве толщи (умеренно-криотурбированная лугово-болотная почва).....0,7
- 3) 1,5–2,5 – песок глинистый, интенсивно-ожелезненный, с линзами плотно сцементированного галечника (феррикрет).....1,0
- 4) 2,5–4,0 – галька и гравий, редко рассеянные в красновато-белесом глинистом песке с линзами синевато-серого алевролита, точно-ожелезненного.....1,5
- 5) 4,0–6,0 – галька в глинистом разнозернистом песке охристо-красного цвета с округлыми стяжениями гидроксидов железа темно-красного цвета.....2,0
- 6) 6,0–9,5 – песок охристо-коричневый, хорошо сортированный, глинистый, с горизонтальной слоистостью, в средней части слоя – линза светло-серого песка.....3,5
- 7) 9,5–11,8 – валуны и галька в грубозернистом глинистом красновато-коричневом песке, в кровле – белесый разнозернистый песок с галькой, на контакте с вышележащим слоем – феррикрет темно-вишневого цвета (до 0,05 м).....2,3



**Рис. 3.** Геологический разрез Перевозненской террасы (высотой 40 м) (Японское море, Амурский залив, мыс Перевозный).

1 – алевриты; 2 – глыбы и крупные валуны в песке; 3 – галька в песке; 4 – гравий; 5 – песок; 6 – алеврит песчанистый; 7 – галечник с гравием в песчанистом суглинке; 8 – суглинок песчанистый; 9 – суглинок; 10 – глина; 11 – прослой ожелезнения (феррикрет); 12 – пятнистое, точечное и сплошное ожелезнение; 13 – почва; 14 – места отбора проб на анализы: а – полные спорово-пыльцевые пробы; б – с малым количеством фоссилий; в – палеомагнитный; 15 – породы с прямой остаточной намагниченностью (П); 16 – породы с обратной остаточной намагниченностью (О); ПМШ – палеомагнитная шкала; эпохи – Б – Брюнес; М – Матюяма; Г – Гаусс. Изученные разрезы: 1283, 1075, 1076, 1675, 1673, 1074, 1078.

8) 11,8–12,6 – песок мелкозернистый, красновато-желтый, глинистый с выветрелыми трещиноватыми и дроблеными гальками ..... 0,8

9) 12,6–14,0 – алеврит песчанистый, светло-желтый, с тонкими вертикальными полосами ожелезнения, в подошве – песок глинистый, с редкой галькой, в кровле – прослой охристо-желтого ожелезненного песка..1,4

10) 14,0–21,0 – валунно-галечная пачка с крупными валунами в подошве и гальками в кровле в грубозернистом ожелезненном песке, с линзами и прослоями зеленовато-желтого, охристо-желтого песка, оконтуренного пленками гидроксидов железа ..... 7,0

11) 21,0–22,4 – алеврит песчанистый, светло-серый, с линзами грубозернистого песка в подошве и кровле слоя, мелкими растительными остатками по всему слою ..... 1,4

12) 22,4–25,2 – галька и валуны умеренной и хорошей окатанности, сильно выветрелые, в грубозернистом зеленовато-желтом песке с линзами ржаво-бурого песка, в кровле – пласт феррикрета ..... 2,8

13) 25,2–26,0 – гравий плохой окатанности в синевато-сером и охристо-желтом разнозернистом глинистом песке, с горизонтальной слоистостью, на контактах слойков – корочки ожелезнения, выдержанные по простиранию ..... 0,8

14) 26,0–26,8 – песок зеленовато-светло-желтый, разнозернистый, алевритистый, с вертикальными охристыми пятнами.....0,8

15) 26,8–30,0 – валуны с галькой в грубозернистом зеленовато-желтом песке с прослоями мелкозернистого белесого песка, на контакте слойков – корочки ожелезнения ..... 3,2

16) 30,0–31,5 – гравий плохой окатанности в синевато-сером разнозернистом глинистом песке, с хорошо выраженной горизонтальной слоистостью, на контакте слойков – корочки ожелезнения, в подошве и кровле – плотный феррикрет мощностью до 0,03 м ..... 1,5

17) 31,5–32,0 – песок в подошве светло-серый с редкой галькой, выше – мелкозернистый глинистый песок, пятнисто-ожелезненный, в кровле светло-серый

глинистый песок, на контакте с вышележащим слоем – охристо-желтый ..... 0,5

18) 32,0–35,7 – галька хорошо окатанная в разном зернистом белесом песке, с прослоями гравия и мелкозернистого зеленовато-серого песка, на контактах пачки – зоны лимонитизации, за счет чего общая окраска пачки – ржаво-бурая ..... 3,7

19) 35,7–36,5 – песок зеленовато-желтый, при высыхании белесый, с горизонтальной слоистостью, на верхнем и нижнем контактах – корочки ожелезнения ..... 0,8

20) 36,5–38,0 – переслаивание зеленовато-желтых разномзернистых и мелкозернистых песков, содержащих линзы серого и зеленовато-желтого алеврита, в кровле – прослой плохо сортированного песка ..... 1,5

21) 38,0–40,0 – валунно-галечные отложения умеренной и хорошей окатанности, в разном зернистом зеленовато-сером песке на контакте с цоколем террасы – крупные, хорошо окатанные валуны андезитов ..... 2,0

В цоколе – полого падающие дислоцированные плотные алевролиты черного цвета.

Изучение спорово-пыльцевых спектров в отложениях Перевозненской террасы (высотой 40–50 м) позволило выделить снизу вверх, по данным Л.П. Карауловой, Т.И. Демидовой, Т. Н. Невониной, следующие палинозоны (рис. 3).

1. Палинозона *Juglans-Fagus-Tsuga* установлена в основании разреза (слои 20–21, инт. 36,5–40 м), которая, по данным Р.И. Ремизовского, соответствует геомагнитной эпохе с обратной остаточной намагниченностью. Для спорово-пыльцевого комплекса из этого слоя характерно преобладание пыльцы древесных пород и кустарников (почти 100 %), единично встречается пыльца водных растений (*Planera*, *Trapa*). В составе пыльцы голосеменных растений, доля которых составляет 38 % от общего количества пыльцы деревьев и кустарников, преобладают экзоты (*Tsuga*, Cupressaceae-Taxodiaceae, cf. *Taxodium*). Пыльца современных родов хвойных растений (*Abies*, *Picea* sect. *Omorica*, *Larix*, *Pinus* s/g *Diploxylon*) встречается в небольшом количестве. Пыльца покрытосеменных растений составляет 61,7 %. Среди них доминантами являются представители родов *Juglans* (*Juglans* sp. – 24 %, в том числе, *J. manshurica*, *J. cinerea*), *Fagus* (*F. japonica* – 25,6 %, *F. sp.* – 15,8 %). В небольшом количестве присутствует пыльца *Pterocarya*, *Carya*, *Carpinus*, *Quercus*, *Ilex*, *Acer*, единично – *Ginkgo*. Такой тип спектра соответствует широкому распространению буково-ореховых лесов с участием тсуг, кипарисовых и таксодиевых. Климатические условия для такого типа растительности близки к таковым для средней части острова Хонсю (средняя  $t^{\circ}$  наиболее теплого месяца + 24 $^{\circ}$ ,

наиболее холодного +4 $^{\circ}$  С, годовое количество осадков 1200–1600 мм). В составе диатомового комплекса описана 61 форма, среди которых, по заключению Е.И. Царько, установлены *Aulocoseira praeislandica* (O. Mull) Jouse, *A. italica*, *A. undulata* var. *Normanii* Arn., *Cyclotella stelligera*, *Pinnularia microstauron*. Здесь же встречается миоцен-плиоценовая форма *Aulocoseira areolata* Moiss., которая, по данным Е.И. Царько, в четвертичных отложениях Приморья не встречается.

2. Палинозона *Fagus-Juglans-Castanea-Taxodiaceae* соответствует пыльцевым спектрам в слоях 22–16, имеющих прямую и остаточную намагниченность (по предположению Р.И. Ремизовского – геомагнитная эпоха Гаусса) (инт. 30,5–36,5 м). Для этой палинозоны характерно преобладание пыльцы покрытосеменных (74,5 %). В ее составе доминируют представители родов *Fagus* (*F. japonica* – до 16,1 %, *F. grandifolia* – до 38 %), *Juglans* (*J. sp.* – 18,5 %, *J. cinerea* – 2,2 %, *J. manshurica* – 2,0 %) и *Castanea* (14,7 %), отмечены *Pterocarya* (3,4 %) и *Carpinus* (5,4 %). Среди представителей других родов единично отмечена пыльца экзотических (*Nyssa*, *Cryptomeria*, *Carya*) и широколиственных растений (*Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Acer*, *Corylus*). Пыльца голосеменных (сумма до 27,6 %) представлена Taxodiaceae (6,6–17,4 %), Cupressaceae (до 4,7 %), *Tsuga* (до 4 %), *Abies* (5,5 %), *Picea* sect. *Omorica* (до 2 %). Такой тип спорово-пыльцевого спектра может соответствовать буково-ореховым лесам с участием *Tsuga* и *Abies*, а также представителей сем. Taxodiaceae и Cupressaceae.

Состав диатомового комплекса, по данным Е.И. Царько, сходен с таковым для отложений в слоях 21–20. Его структура и присутствие вымерших видов (до 10 % от общего количества) позволяет отнести эти слои отложений к плиоцену. Климатические условия соответствовали климату нижнего пояса гор и морского побережья в северной части о-ва Хонсю и юго-западной части Хоккайдо, где развита сходная по составу растительность.

3. Палинозона *Juglans-Tilia-Alnus-Taxodiaceae* установлена в отложениях т.н.1075–1076 в интервале 23–30 м. Для этой части разреза выявлена обратная остаточная намагниченность отложений (т.н. 1075–1076) и прямая (т.н. 1673), которая, по заключению Р.И. Ремизовского, соответствуют первой половине геомагнитной эпохи Матуяма (в инт. 2,4–2,11 млн лет). Спорово-пыльцевые спектры из этой палинозоны охарактеризованы увеличением доли пыльцы покрытосеменных (до 81 %) на фоне колебаний содержания пыльцы голосеменных (13,8–40 %). Среди до-

минантов в пыльцевом комплексе палинозоны обильно представлены как широколиственные термофилы (*Juglans* – до 22 %, *Tilia* – до 23 %, *Pterocarya* – до 11,7 %), так и мелколиственные породы (*Alnus* – до 16 %). В составе спектра резко сократилась доля пыльцы *Fagus* и *Castanea*, но отмечено появление пыльцы *Celtis* и *Zelkova*. Среди голосеменных в кровле пачки достаточно обильно представлена пыльца *Taxodiaceae* и *Tsuga canadensis*, а среди современных родов – *Larix* (до 9,7 %) и *Picea sect. Eupicea* (до 16 %). Такой тип спорово-пыльцевого комплекса сопоставим с развитием в ближайшем обрамлении от зоны аккумуляции широколиственного леса, на заболоченных равнинах – ольхи, а на удаленных водоразделах – темнохвойной тайги с участием представителей сем. *Pinaceae* и *Larix*. Аналогичный тип растительности характерен для юга острова Хоккайдо, где средние летние температуры не превышают 20–21°С, зимние равны 0–+5°С, а сумма осадков колеблется в пределах 1000–1500 мм.

4. Палинозона *Juglans-Tilia-Alnus-Pinus* – установлена в интервале 16–23 м (т.н.1075–1076). Ей соответствует пачка отложений с обратной намагниченностью пород, которая, по заключению Р.И. Ремизовского, в соответствии с рассчитанным положением палеополюса, совпадает с концом плиоцена – началом эоплейстоцена. Структура спорово-пыльцевого комплекса сопоставима с распространением сосново-широколиственных лесов с участием представителей рода *Tsuga*. По-прежнему в составе пыльцы покрытосеменных представлены роды *Pterocarya* (в сумме до 12 % – 3 таксона), *Carya* (до 6–7 %), отмечено появление *Ostrya*, *Zelkova*, *Ilex*, а также пыльцы прибрежно-водных растений (*Planera*, *Trapa*, *Sparganium*). Подобный тип спектра, скорее всего, сформировался в климатических условиях, близких к современным.

5. Палинозона *Betula-Picea-Alnus* выделена в т. н. 1673 (интервал 12–14 м от кровли разреза). Ей соответствует пачка пород с обратной остаточной намагниченностью. В составе бедного спорово-пыльцевого спектра (175 зерен), по данным Л.П. Карауловой, установлена пыльца *Betula* (*B. manshurica*, *B. fruticosa*), *Picea* (*P. sect. Omorica*, *P. sect. Eupicea*), *Alnus*, а также *Pinus s/g Diploxylon*. В спектре единично отмечена пыльца хвойных (*Tsuga*) и широколиственных экзотов (*Carya*), из современных – *Ulmus*, *Quercus*, *Ilex*. Среди пыльцы трав и кустарников преобладает *Cyperaceae*, *Artemisia*, *Ericaceae*, а в составе спор – *Bryales*, *Polypodiaceae*, *Sphagnum*, единично – *Selaginella*. Такой тип спектра соответствует берёзово-еловым лесам с участием широколиственных пород и

сосен. Подобный тип спектра сформировался в условиях умеренно холодного, но влажного климата.

6. Палинозона *Quercus-Tilia-Pinus* установлена в интервале 8,5–12 м (т.н.1074, 1076, 1673). Эта пачка отложений имеет прямую остаточную намагниченность, которая, по данным Р.И. Ремизовского, соответствует одному из палеомагнитных эпизодов эоплейстоцена. Спорово-пыльцевой спектр из этой палинозоны, по сравнению с более древними палинозонами, отличается увеличением в его составе доли пыльцы широколиственных пород (*Quercus* – 32 %, *Tilia* – 12 %, *Juglans* – 8 %) на фоне экзотических родов (*Fagus* – 1,5 %, *Pterocarya* – 1,8 %, *Carya* – 0,6 %, *Zelkova* – 1,2 %). Сосны представлены пыльцой *Pinus sect. Eupitys*, *P. sect. Cembra*. Особенность палинозоны – появление в достаточном количестве пыльцы *Betula* (до 19 %), трав (14,6 %) и спор (12 %). Эта палинозона по составу пыльцы и спор сравнима со вторым и четвертым спорово-пыльцевыми комплексами из разреза Хасанской террасы.

7. Палинозона *Picea-Pinus-Ulmus* установлена в инт. 4–8 м на основании изучения спорово-пыльцевого спектра из слоя белесых плотных алевроитов в основании красноцветной части разреза террасы (т.н. 1075–1076). Для этой толщи характерна обратная остаточная намагниченность, соответствующая геомагнитной эпохе Матуяма. Эта палинозона охарактеризована значительным содержанием пыльцы голосеменных растений (74 %) на фоне сокращения доли пыльцы листопадных деревьев и кустарников (20 %) и трав (6 %). В составе комплекса отмечено преобладание пыльцы *Picea sect. Eupicea* (32 %), *P. sect. Omorica* (2,5 %), *Abies* (10 %). Обильно представлена пыльца экзотических хвойных (*Pinus sect. Cembra* – 15 %, *Pinus sect. Strobus* – 6 %), современных сосен (*Pinus s/g Haploxylon* – 7 %) и предположительно *Pinus pumila* (1,5 %). В составе пыльцы мелколиственных, помимо древесных пород (*Betula sect. Albae* – 6 %), установлена пыльца кустарниковых берез (*Betula sect. Fruticosae*) и *Alnaster* (2 %). Широколиственные породы представлены пыльцой *Ulmus* (8 %) и *Quercus* (4 %). Среди спор преобладает *Polypodiaceae* (30 %), встречены *Osmunda*, *Onoclea* и *Sphagnum* (2 %). Пыльца трав относится к семействам *Leguminosae*, *Cyperaceae*, *Posaceae*, единично встречена пыльца водных растений. Такой тип спектра соответствует широкому распространению елово-пихтовых и сосново-широколиственных лесов, произраставших в условиях климата более холодного, чем современный.

Структура спорово-пыльцевых комплексов в палинозонах 1–7 и выявленный характер остаточ-

ной намагниченности (соответствие геомагнитным зонам Гаусс-Матуяма) позволяет предположить следующее (рис 3).

1. Отложения террасы в интервале 17–42 м (т. н. 1283), 19,5–42 (т. н. 1075–1076), 21–40 (т.н. 1675, слои 12–21), 12–42 м (т. н. 1673, 1074, 1078) от кровли разреза (+ 42 м над уровнем моря) предположительно сформировались в среднем – верхнем плиоцене, в конце геомагнитной эпохи Гаусса и первой половине геомагнитной эпохи Матуяма.

2. Формирование отложений в интервале 2–17 м (т. н. 1283), 1,5–19,5 м (т. н. 1075–1076), 1,5–21 (слои 3–10), 3–21 м (т. н. 1673, 1074, 1078) от кровли разреза соответствует эоплейстоцену предположительно в возрастном интервале 1.65–0.85 млн лет назад.

3. Высотное положение границы между отложениями плиоцена и эоплейстоцена в приведенных разрезах меняются в пределах от 16.2 до 21 м над современным уровнем моря. Во всех изученных разрезах она маркируется пачкой русловых валуников и галечников, либо достаточно мощными пластами ожелезнения (до 0.4 м). Подобное положение границы предположительно соответствует эрозионному размыву кровли плиоценовых отложений и достаточно продолжительному перерыву в осадконакоплении.

4. Малое количество спорово-пыльцевых проб в изученных разрезах (17 полных и 10 "бедных", данные Т.И. Демидовой, Л.П. Карауловой и Т.В. Неволиной) не позволяет выполнить детальную корреляцию выделенных палинозон в отдельных разрезах. Частично этот пробел в стратиграфическом расчленении разреза м. Перевозного был преодолен благодаря данным палеомагнитного анализа, где Р.И. Ремизовским была изучена остаточная намагниченность на 42 уровнях отбора – наиболее детально в т. н. 1675 (19) и 1673 (15).

### Разрез Теляковской террасы – р. Теляковка (Уссурийский залив)

Обоснование эоплейстоценового возраста аллювиальных отложений в Южном Приморье впервые выполнено для 15–20-метровой террасы р. Теляковки, впадающей в Уссурийский залив близ м. Азарьева и Теляковского [16]. Здесь в 4,0 км от берега моря в сентябре 1968 и 1970 гг. были изучены отложения террасы с мощным покровным комплексом в эрозионном подмыве и карьере (43°14' 30"с.ш., 132°21'10" в.д.).

В данном разрезе были описаны следующие слои (сверху вниз, в м) (рис. 4).

1) 0,00–0,5 – супесь темно-серая, почти черная, гумусированная, с комковатой структурой и горизонтальными линзочками белого кварцевого песка (почва) ....0,5

2) 0,50–1,10 – суглинок желто-бурый, слабо песчаный, пористый, с вертикальными отдельностями, с нечеткими нижним и верхним контактами (эоловые накопления) ..... 0,6

3) 1,10–2,20 – суглинок желтовато-буро-красный, плотный, вязкий, с щебнем базальтов и хорошо окатанными гальками, с неровной подошвой и неглубокими (до 5–10 см) узкими углублениями, заполненными темно-бурой глиной; в слое намечается слабая горизонтально-волнистая слоистость за счет тонких пластиков феррикрета (склоновый комплекс) ..... 1,10

4) 2,20–2,45 – глина темно-бурая, гумусированная, вязкая, с неровной подошвой и кровлей (почва – ?) .... 0,25

5) 2,45–4,0 – суглинок красно-бурый, пятнисто- и точечно-ожелезненный, плотный, в кровле пористый, насыщенный щебнем базальтов и хорошо окатанными гальками, в интервале 3,6–3,7 – линза черной слоистой глины с неровной подошвой, напоминающей криотурбационные структуры (солифлюкций – ?) ..... 1,55

6) 4,0–5,40 – суглинок (глина) темно-бурая с красноватым оттенком, горизонтально-волнисто-слоистая с прослоями феррикрета и линзами черной глины гумусированной, содержащей вертикально ориентированные растительные остатки, в подошве – ржаво-красный ожелезненный песок (ложковый аллювий) ..... 1,40

7) 5,40–7,10 – переслаивание красно-бурой, бурой и зеленовато-бурой глин, обильно насыщенных мелким выветрелым щебнем базальтов и песчаников, на контактах слоев – глинистый песок (склоновые отложения) ..... 1,70

8) 7,10–8,0 – суглинок песчаный, зеленовато- и синевато-бурый, в кровле темно-бурый, гумусированный, с крупной горизонтальной слоистостью, с вертикально ориентированными остатками водных растений (старичный аллювий) ..... 0,90

9) 8,0–9,50 – песок глинистый, зеленовато-бурый, с точечным ожелезнением, крупно-слоистый, в подошве – галечник с хорошо окатанными гальками кварца, базальта, песчаников (русловой аллювий) ..... 1,50

10) 9,50–11,20 – алевроит темно-серый, крупно-слоистый, с прослоями синей глины, содержащей вивианит, по всему слою – вертикально ориентированные растительные остатки и мелкие обломки древесины (старичные отложения) ..... 1,70

11) 11,20–12,20 – галька в красно-буром глинистом песке (русловая фацция) ..... 1,0

12) 12,2–12,50 – алевроит темно-серый с тонкой горизонтальной слоистостью (старичные отложения) .... 0,3

13) 12,50–13,0 – галька в красно-буром глинистом песке (русловая фацция) ..... 0,50

14) 13,0–14,0 – галька хорошо окатанная, с редким щебнем песчаников и базальтов в зеленовато-буром точечно-ожелезненном песке (русловые отложения) .... 1,0

Для данного разреза проведено палеомагнитное изучение, выполнен детальный отбор спорово-пыльцевых проб, сделано ТЛ-датирование (рис. 4).

На основании данных палеомагнитного и спорово-пыльцевого анализа в этом разрезе к эоплейстоцену отнесены слои 8–14. В этой части разреза преобладает обратная остаточная намагниченность (геомагнитная эпоха Матуяма, рис. 4). ТЛ-датировки разреза террасы соответствуют эоплейстоцену (1,150±0,125, 1,420±0,38 млн л. н.).

В спорово-пыльцевом комплексе из отложений этой террасы в значительном количестве (до 25–

30 %) наблюдается пыльца экзотических таксонов Taxodiaceae (до 5 %), *Tsuga diversifolia* (Maxim.) Mast. (0,3–0,5 %), *T. canadensis* (L) Carr. (5 %), *Castanea* (до 3,8%), *Fagus* (1,5–5,7 %), *Pterocarya* (0,5–1,1 %), *Carya* (1 %), *Nyssa* (0,8–1,8 %), *Zelkova* (до 3,8 %), экзотических сосен (до 17%). Современные роды широколиственных пород представлены пыльцой *Quercus* (15,6 %), *Ulmus* (5,2 %), *Carpinus* (1,5 %), *Acer* (3 %), *Tilia* (0,66 %), *Corylus* (1 %), *Phellodendron* (0,5 %); хвойных – *Pinus koraiensis* Sieb. et Zucc. (5,2 %), *Abies* (0,5 %), мелколиственных – *Salix* (9,5 %), *Alnus* (7,9 %), *Betula schmidtii* Rgl. (1,5

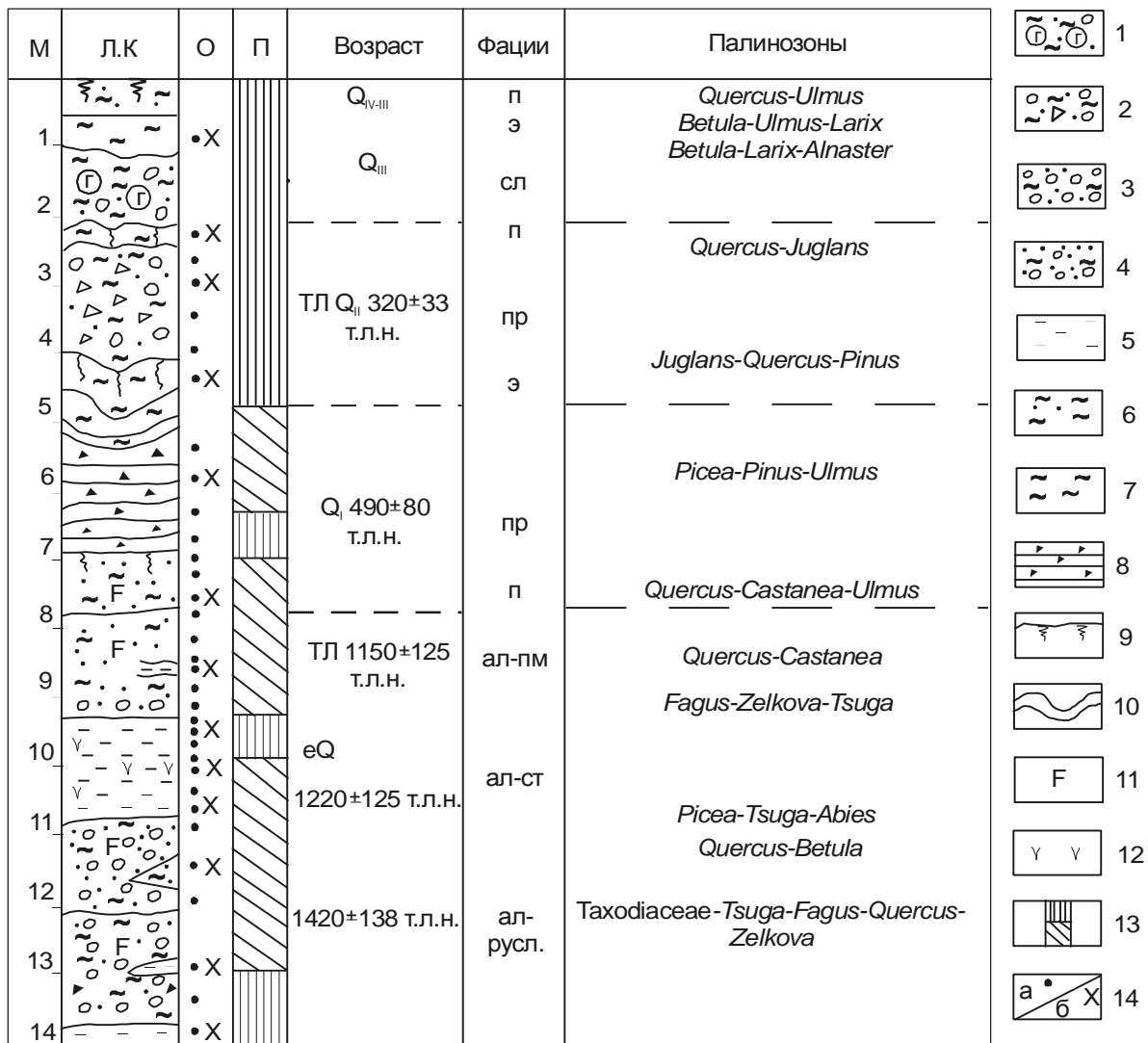


Рис. 4. Геологический разрез Теляковской террасы (высотой 15–20 м) (Японское море, Уссурийский залив).

1 – глыбы и валуны базальтов в песчаном суглинке; 2 – валуны и щебень в песчаном суглинке; 3 – галька в глинистом песке; 4 – глинистый песок с галькой; 5 – алеврит; 6 – суглинок песчаный; 7 – суглинок; 8 – глина с мелким щебнем; 9 – почвы; 10 – криотурбации (?); 11 – ожелезнение; 12 – растительные остатки; 13 – остаточная намагниченность: а – прямая; б – обратная; 14 – места отбора проб: а) – на палеомагнитный и спорово-пыльцевой анализы; б) – полные спорово-пыльцевые комплексы; фации: ал-русл – русловая; ал-ст – старичная; ал-пм – пойменная; п – почва; пр – пролювий; сл – солифлюкционные отложения; э – эоловые отложения.

%), *B. manshurica* (Rgl.) Nakai (4,2 %). Сумма пыльцы трав и кустарничков составляет около 33,4 % (Ranunculaceae – 40,5 %, Polygonaceae – 14,4 %, Ericaceae – 5,4 %, Leguminosae – 10,8 %). Среди спор доминирует Polypodiaceae (77 %).

В этом спорово-пыльцевом комплексе, по сравнению со спектрами из отложений Уссури-Ханкайской депрессии, наблюдается обилие и разнообразие пыльцы экзотических растений. Это объясняется, по мнению Л.П. Карауловой [13], географическим положением Южного Приморья, где произрастают более термофильные растительные ассоциации, чем в котловине оз. Ханка и на западных склонах Сихотэ-Алиня.

Отложения с подобными спорово-пыльцевыми комплексами в региональной стратиграфической схеме были отнесены к уссурийскому горизонту Унифицированной региональной стратиграфической схемы [22, 23]. Некоторое несоответствие спектров уссурийского горизонта спорово-пыльцевым комплексам в других районах Приморья объяснялось различиями флористических провинций. После изучения физическими методами разреза отложения Теляковской террасы были отнесены к эоплейстоцену [16].

### Распространение отложений эоплейстоцена в Южном Приморье

К числу изученных разрезов эоплейстоцена, помимо описанных в данном тексте, отнесены осадки пятой и шестой надпойменных террас в долинах рек Киевки и Партизанской, где установлена остаточная намагничённость, соответствующая геомагнитной эпохе Матуяма [6, 12]. В юго-западном Приморье, помимо Хасанской и Перевозненской террас, в речных долинах к эоплейстоцену отнесены отложения V и VI НПТ (р. Барабашевка, Нарва, Брусья, Рязановка и др.). Наиболее обширные площади распространения отложений этих террас наблюдаются в крайних частях кайнозойских впадин, где они образуют террасогенные водоразделы [18]. Широкое распространение красноцветов, образование кирасоподобных отложений и красноземных почв (по заключению Г.И. Иванова) на уплощённых элементах рельефа, обилие каолинита и монтмориллонита в глинистой фракции указывают на умеренно тёплый климат с резким переменным увлажнением [15].

К отложениям эоплейстоцена к востоку от Уссурийского залива, помимо Теляковской террасы, отнесены разнообразные по генезису красноцветы. Представлены они аллювиальными и склоновыми осадками, включая накопления в пределах водосборных воронок [18]. Аллювий приурочен к речным террасам, высота которых увеличивается от 15–20 м в при-

брежной зоне до 50–80 м в пределах горных территорий. Наиболее высокое гипсометрическое положение занимает аллювий в днищах речных долин на участках перехватов, как это наблюдается на правобережье рек Шкотовки и Партизанской (басс. р.р. Тигровой и Постышевки). Обширные участки НПТ, предположительно имеющих эоплейстоценовый возраст, установлен в пределах субширотных эвгимнических впадин [27], для которых характерны высокие равнины. В Южном Приморье они развиты по обрамлению долины р. Суходол, в среднем течении р. Тигровой и её притока Серебрянки. Здесь террасы (высотой до 50–80 м) переходят в обширные денудационные поверхности и днища водосборных воронок, перекрытых красноцветными щебнистыми глинами.

### ОПИСАНИЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ ЭОПЛЕЙСТОЦЕНА И ИХ КОРРЕЛЯЦИЯ

При составлении стратиграфической схемы четвертичных отложений Приморья использована общая стратиграфическая шкала, основанная на климатостратиграфическом принципе и применяемая в системе геологических организаций на территории Российской Федерации [22, 23, 26]. В соответствии с этим подходом в новой редакции стратиграфической схемы четвертичных отложений Приморья выделяются разделы: эоплейстоцен (нижнее и верхнее звенья), неоплейстоцен (нижнее, среднее, верхнее звенья) и современный раздел (голоценовое звено). Привязка отложений эоплейстоцена к общей стратиграфической шкале произведена на основе данных комплексного палеонтологического, палеомагнитного анализов и термолюминесцентного датирования. Важным коррелятивным признаком выделения этих отложений явилось высотное положение речных террас и наличие в их разрезах красноцветов.

### Региональные стратиграфические подразделения

За основу биостратиграфического обоснования горизонта принят климатостратиграфический критерий – чередование холодных и теплых эпох, соответствующих ледниковьям и межледниковьям. Различия между «теплыми» и «холодными» комплексами палинофлор, диатомей чрезвычайно велики, что позволяет устанавливать их разновозрастность. Сходство доминантов в структуре «теплых» или «холодных» спектров однако вызывает большие трудности в определении возраста осадков, сформировавшихся в сходных климатических условиях. Решающим условием выделения разновозрастных горизонтов при об-



щем сходстве палинофлор и диатомей явился анализ их архаичных черт с выделением в составе биокомплексов вымерших реликтовых и экзотических элементов (видов-индикаторов).

### Положение плиоцен-четвертичной границы

Для территории Приморья четвертичная система принята в объеме эоплейстоцен–голоцен с включением в него осадков, соответствующих гюнц-миндельской межледниковой эпохе и относимых ко второй половине палеомагнитной эпохи Матуяма. Особые трудности представляет проведение нижней границы плейстоцена в красноцветных отложениях впадин Приморья и их горного обрамления. По данным палеомагнитного и термомлюминесцентного анализов представляется возможным провести эту границу по подошве красноцветов [1, 13, 15, 17]. Подстилающими четвертичный разрез являются континентальные отложения миоцена в Уссури-Ханкайской впадине, в остальных районах – палеозойские и мезозойские породы.

### Описание основных стратиграфических подразделений

Принцип выделения звена как одного из основных стратонев четвертичной системы [26] основан на обособлении отложений, образовавшихся за время одного из сложных климатических ритмов, соответствующих фазам потепления (межледниковьям – термохронам) и похолодания (ледниковьям – криохронам). Особенности изменения климатической ритмики установлены на основании био-стратиграфических исследований разрезов Хасанской, Перевозненской и Теляковской террас. Это позволило разделить эоплейстоцен на два звена (нижнее и верхнее), а внутри них выделить на уровне ступеней региональные стратиграфические подразделения – горизонты. В эоплейстоценовом разделе выделены два звена: в составе нижнего звена ( $eQ_1$ ) – теляковский межледниковый ( $eQ_1^1$ ) и туманганский ледниковый ( $eQ_1^2$ ), а в верхнем звене ( $eQ_{II}$ ) – тальминский межледниковый ( $eQ_{II}^1$ ) и перевозненский ледниковый ( $eQ_{II}^2$ ) горизонты.

**Нижнее звено ( $eQ_1$ )** Отложения нижнего звена подразделяют на два горизонта: теляковский межледниковый ( $eQ_1^1$ ) – ему соответствует теляковская свита; туманганский ледниковый ( $eQ_1^2$ ) – ему соответствует туманганская свита.

**Теляковский горизонт** является стратиграфическим аналогом теляковской свиты ( $eQ_1^1$ ), соответствующим первой тёплой фазе эоплейстоцена, и образует основание разреза нижнего звена. Этот стратотип описан в нижней части Теляковской террасы. За пре-

делами стратотипического района отложения теляковского горизонта установлены в средней части разреза Хасанской и Перевозненской террас, в нижней части VI НПТ р.р. Поймы и Киевки в Южном Приморье, VII НПТ в басс. р. Самарги (Сев. Сихотэ-Алинь), а на западном склоне Сихотэ-Алиня – в основании переуглубленных долин магистральных рек и центре Уссури-Ханкайской депрессии [15].

Для разреза теляковского горизонта в его стратотипе установлен спорово-пыльцевой комплекс, в котором в значительном количестве (до 25–30 %) наблюдается пыльца экзотических растений *Taxodiaceae*, *Tsuga diversifolia*, *T. canadensis*, *Castanea*, *Fagus*, *Pterocarya*, *Carya*, *Nyssa*, *Zelkova*, *Pinus* sect. *Cembra*, *Pinus* sect. *Strobus*. Современные роды широколиственных пород представлены пыльцой *Quercus*, *Ulmus*, *Carpinus*, *Acer*, *Tilia*, *Corylus*, *Phellodendron*, хвойных – *Pinus koraiensis* Sieb. et Zucc., *Abies*, мелколиственных – *Salix*, *Alnus*, *Betula manshurica*, *B. schmidtii*. Подобный тип комплекса соответствует летнезелёным широколиственным и хвойно-широколиственным лесам с участием таксодиевых, тсуг, каштанов, птерокарий, ниссы, дзелквы, экзотических сосен и современных широколиственных (дуба, ильма, граба и др.) и хвойных (кедра корейского, пихты и др.).

По характеру остаточной намагниченности (переменной с преобладанием обратной) породы отнесены к геомагнитной эпохе Матуяма. ТЛ–датировки ( $1,150 \pm 0,25$ ;  $1,420 \pm 0,138$  млн л.н.), полученные из отложений теляковского горизонта, относятся к наиболее древним из четвертичных отложений Приморья.

**Туманганский горизонт ( $eQ_1^2$ )** выделен в разрезе Хасанской террасы, где описан стратотип туманганской свиты (т.н. 3233, 6006, 6006/1). За пределами стратотипического района к отложениям этого возраста отнесены покровно-аллювиальные отложения VI НПТ р.р. Поймы, Нарвы и Барабашевки, VI НПТ р. Киевки, VII НПТ р. Самарги, а также аллювий переуглубленных долин Западного Сихотэ-Алиня (инт. 70–80 м). Помимо этого, в состав горизонта включена и нижняя часть красноцветных покровных отложений в обрамлении депрессий и по бортам магистральных долин, на базальтовых плато и в днищах водосборных воронок.

Выделенный из отложений туманганской свиты спорово-пыльцевой комплекс, по данным Н.И. Беляниной, характеризуется преобладанием пыльцы древесных растений (46,8–74 %), трав и кустарничков (24–45,3 %) при малом содержании спор (19–7,9 %). В составе древесных пород отмечается обилие пыльцы *Pinus s/q Haploxyton* и *P. s/q Diploxyton*, в незначи-

тельном количестве – *Abies*. Мелколиственные породы представлены пыльцой *Betula* sect. *Albae*, *B.* sect. *Costatae*, *Betula* sp., *B.* sect. *Nanae*, *Alnus* и *Alnaster*, а широколиственные породы пыльцой *Quercus*, *Tilia*, *Juglans*, *Ulmus*. В этих пробах в небольшом количестве встречена пыльца *Fagus* и *Carpinus*. Формирование спорово-пыльцевого спектра происходило в более холодных условиях, чем в отложениях теляковского горизонта. Достаточно холодному климату, по данным Е.И. Царько, соответствует смешанный комплекс диатомей, в котором преобладают виды рода *Pinnularia* (*Pinnularia lata*, *P. viridis*, *P. episcopalis* и др.). Присутствие в составе комплекса древних видов планктонных диатомей (*Aulacoseira praedistans*, *A. praegranelata*) косвенно свидетельствует о достаточно древнем возрасте отложений [7, 19].

Породы во всех изученных точках обладают переменной, с преобладанием обратной остаточной намагниченностью, т.е. соответствуют геомагнитной эпохе Матуяма.

**Верхнее звено (eQ<sub>II</sub><sup>1</sup>).** В его состав включена верхняя часть разреза Хасанской (инт. 2,5–15,0 м) и Перевозненской террас (инт. 2–13 м). Структура спорово-пыльцевых комплексов позволила расчленить эти пачки на два горизонта.

**Тальминский горизонт (eQ<sub>II</sub><sup>1</sup>)** выделен в верхней части сводного разреза Хасанской террасы (т.н. 566 и 568 – инт. от кровли колонки 8–10,5 м). В указанном интервале структура спорово-пыльцевого комплекса образована преобладающей пыльцой древесных, кустарниковых (42 %) и травянистых (36 %) растений. Спорово-пыльцевой комплекс, соответствующий палинозоне *Quercus-Ulmus-Pinus-Betula*, получен из отложений с обратной остаточной намагниченностью (предположительно геомагнитная зона Матуяма). Для этого спектра характерно присутствие пыльцы экзотических растений (*Tsuga*, *Pinus* sect. *Eupitys*, *P.* sect. *Cembra*). За пределами стратотипического района отложения горизонта предположительно установлены в основании V НПТ р.р. Поймы, Киевки, Бикин и VI НПТ р. Самарги. Достаточно детальную био-стратиграфическую и палеомагнитную характеристику отложения горизонта получили в разрезе Перевозненской террасы (палинозона *Quercus-Tilia-Pinus*, в инт. 8–13 м).

Для тальминского горизонта в его стратотипе и других разрезах установлен характерный спорово-пыльцевой комплекс, сходный с таковым для теляковского горизонта, но с меньшим содержанием пыльцы экзотов. Доминантами и содоминантами в составе комплекса являются *Quercus*, *Tilia*, *Juglans*, *Fagus*, *Carya*, *Pterocarya*, *Castanea*, *Pinus* sect.

*Eupitys*, *P.* sect. *Cembrae*, *Tsuga*, *Betula* sect. *Albae*, *B.* sect. *Costatae*, *Alnus*. Такой тип комплекса, сформировавшийся в условиях умеренно тёплого климата, соответствует распространению широколиственных и сосново-широколиственных лесов с участием дуба, липы, каштана, разнообразных берёз, экзотических сосен.

Породы, отнесённые к тальминскому горизонту, обладают переменной или полностью обратной остаточной намагниченностью (геомагнитная эпоха Матуяма).

**Перевозненский горизонт (eQ<sub>II</sub><sup>2</sup>)** в качестве стратотипа имеет разрез перевозненской свиты, описанной в кровле Перевозненской (в инт. 1,0–8,0 м) и Хасанской (инт. 1,5–10 м) террас. За пределами стратотипического района к перевозненскому горизонту отнесены покровно-аллювиальные отложения в верхней части V НПТ рек Поймы, Киевки и Бикина.

В стратотипическом разрезе выделен спорово-пыльцевой комплекс, соответствующий похолоданию климата, о чем свидетельствует его состав, достаточно однородный во всех изученных точках (*Picea*, *Abies*, *Pinus* sect. *Eupitys*, *P.* sect. *Strobus*, *Ulmus*, *Quercus*, *Betula* sect. *Albae*, *Alnus*, *Alnaster*, *B.* sect. *Fruiculosae*). Такой тип спорово-пыльцевого комплекса сопоставим с елово-сосновыми и березово-ильмовыми лесами с участием елей, пихт, экзотических и современных сосен, ильма, дуба, берез, ольхи, кустарниковых мелколиственных (ерниковая береза и ольховник). Обилие травянистой растительности, в том числе злаков (Poaceae), свидетельствует об изреженности лесных ландшафтов на склонах гор, а развитие темнохвойной тайги наблюдалось на равнинах.

Породы перевозненской свиты в ее стратотипе имеют обратную остаточную намагниченность (эпоха Матуяма). В разрезе Хасанской террасы из слоёв, соответствующих перевозненскому горизонту (eQ<sub>II</sub><sup>2</sup>), получена ТЛ-дата 1,2±0,16млн л.н. (слой 6, инт. 7,4–8,0 м), а в покровном красноцветном горизонте разреза ручья Гарнизонного вблизи м. Перевозного – 920±35 тыс. л.н.

Следует обратить внимание на две особенности отложений перевозненской свиты в изученных разрезах Южного Приморья, прежде всего по обрамлению зал. Петра Великого и в долинах рек, впадающих в Японское море.

1. Состав спорово-пыльцевых комплексов свиты в разрезах Хасанской и Перевозненской террас соответствует умеренно холодному и влажному климату, который сопоставим с климатом черноручьинского времени (Q<sub>III</sub><sup>3</sup>) в позднем плейстоцене [9, 13].

Является ли это результатом прекращения осадконакопления в кровле описанных разрезов, или фиксирует реальную интенсивность похолодания в конце эоплейстоцена, установить трудно. Однако наличие в пыльцевом комплексе, полученном в разрезе ручья Гарнизонного на уровне ТЛ-даты  $920 \pm 35$  тыс. л.н., пыльцы *Quercus* (несколько морфотипов) и травянистой растительности (*Artemisia*, *Roaseae* и др.) позволяет предположить более тёплый и менее влажный климат, чем в период формирования кровли перевозненского горизонта.

2. Красноцветная пачка аллювиальных (Хасанская терраса) и пролювиальных отложений (Перевозненская терраса) по степени накоплений гидроксидов железа и диагенеза осадков в целом соответствует начальной стадии формирования подобных отложений. По облику они сравнимы с пестроцветами в основании эоплейстоценового разреза 40-метровой террасы вблизи пос. Камень-Рыболов, а также с отложениями основания локальных террас и водосборных воронок побережья Японского моря [3, 13, 16, 21]. В изученных разрезах перевозненской свиты отложения, подобные красноцветам Усури-Ханкайской депрессии, отсутствуют, но они известны в разрезах крупных водосборных воронок, широко распространенных на побережье зал. Петра Великого [18]. Это позволяет сделать предположение о накоплении красноцветов на более позднем этапе в пределах прибрежной зоны в конце эоплейстоцена – начале неоплейстоцена.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Отложения эоплейстоцена (1,68–0,83 тыс. лет назад) впервые уверенно были выделены после применения при изучении геологических разрезов палеомагнитного анализа и термолюминесцентного метода в разрезах высоких речных террас южного Сихотэ-Алиня и Черногорья (высотой от 15 до 60 м), в отложениях высоких террас и основания переуглубленных речных долин Западного Приморья [1, 11, 12, 15, 20]. Отложения этого возраста в нижней части разрезов представлены белесыми галечниками, песками и алевритами, а в верхней части – красноцветными суглинками и глинами. Общая мощность отложений колеблется от 6–8 м (южный Сихотэ-Алинь) и до 18–20 м (Черногорье).

2. В составе отложений, отнесенных к эоплейстоцену, установлены четыре типа спорово-пыльцевых комплексов, на основании чего выделены два звена – нижнее и верхнее. В нижнем звене выделены теляковский межледниковый ( $eQ_1^1$ ) и туманганский ледниковый ( $eQ_1^2$ ), а в верхнем – тальминский межледниковый ( $eQ_{II}^1$ ) и перевозненский ледниковый

( $eQ_{II}^2$ ) горизонты. Изучение спорово-пыльцевых комплексов, выделенных для каждого из горизонтов, позволило установить общее направленное похолодание климата с признаками его значительного иссушения к концу эоплейстоцена, но с преобладанием в Южном Приморье лесных ландшафтов.

3. Нижняя граница отложений эоплейстоцена в разрезах речных террас совпадает с неглубокими эрозионными долинами (до 20 м), расчленяющими поверхность плиоценовой аккумуляции. Перерыв в осадконакоплении был достаточно длительным, о чем свидетельствует появление в кровле плиоценовых отложений сильно выветрелых каолинизированных осадков и погрёбённых почв.

Эта статья является результатом многолетних исследований большого коллектива. Особую благодарность я выражаю Л.П. Карауловой, Н.И. Беляниной, Е.И. Царько, Т.В. Невониной (ЦЛ ПО "Примгеология"), Л.В. Голубевой (Геологический институт РАН), Р.И. Ремизовскому (СВ КНИИ ДВО РАН), В.Н. Морозову (Институт геологических наук АН УССР), О.А. Куликову (МГУ), выполнявшим аналитические исследования. Столь же благодарен автор приморским геологам С.В. Коваленко и Т.К. Кутуб-Заде, оказывавшим мне в течение многих лет огромную помощь при проведении полевых работ. Многие из тех, кто участвовал в геологических работах и лабораторных исследованиях, ушли из жизни. Автор признателен памяти И.Г. Шахгельдяна, Р.П. Токмакова, Т.И. Демидовой, Е.И. Вириной. Автор признателен Б.И. Павлюткину и Л.А. Шарову за тщательное редактирование и конструктивную критику содержания статьи.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев М.Н. Антропоген Восточной Азии: Стратиграфия и корреляция. М.: Наука, 1978. 208 с.
2. Берсенева И.И., Сохин В.К. и др. Четвертичные отложения // Геология СССР. Т. 32: Приморский край. Ч. 1: Геологическое описание. М.: Недра, 1969. С. 373–399.
3. Берсенева И.И. Палеогеография прибрежной зоны Приморья в эоплейстоцене // Тез. Междунар. симпозиум "Стратиграфия и корреляция четвертичных отложений Азии и Тихоокеанского региона". Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1988. Т.2. С. 9–10.
4. Власов Г.М. Третичные отложения Сихотэ-Алиня: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. М., 1949. 62 с.
5. Ганешин Г.С. Геоморфология Приморья. Л.: Гостеолтехиздат, 1957. 135 с. (Тр. ВСЕГЕИ; Т. 4).
6. Голубева Л.В., Караулова Л.П. Растительность и климатостратиграфия плейстоцена и голоцена юга Дальнего Востока СССР. М.: Наука, 1983. 144 с.
7. Гричук В.П. История флоры и растительности Русской равнины в плейстоцене. М.: Наука, 1989. 183 с.
8. Денисов Е.П. Новейшая тектоника и позднекайнозойский вулканизм Южного Приморья и прилегающих областей.

- Владивосток: Дальневост. изд-во, 1965. 82 с.
9. Климатические смены на территории юга Дальнего Востока в позднем кайнозое (миоцен-плейстоцен). Владивосток: ДВО РАН, 1996. 57 с.
  10. Короткий А.М., Демидова Т.И. Новые данные о возрасте подбазальтовых отложений м. Поворотного (Юго-Восточное Приморье) // Стратиграфия кайнозойских отложений Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 27–31.
  11. Короткий А.М., Караулова Л.П. Палинологические комплексы плиоценовых отложений Приморья // Стратиграфия Дальнего Востока. Владивосток: МСК СССР, 1978. С. 178–179.
  12. Короткий А.М., Ремизовский Р.И., Караулова Л.П., Минюк П.С. Палеомагнитная характеристика опорного разреза четвертичных отложений Юго-Восточного Приморья // Морфоструктура и палеогеография Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 123–130.
  13. Короткий А.М., Караулова Л.П., Троицкая Т.С. Четвертичные отложения Приморья: Стратиграфия и палеогеография. Новосибирск: Наука, 1980. 234 с.
  14. Короткий А.М. Палеоморфологический анализ рельефа и осадков горных стран (на примере Дальнего Востока). М.: Наука, 1983. 245 с.
  15. Короткий А.М., Павлюткин Б.И. Плиоцен-четвертичная граница – важнейший палеогеографический рубеж позднего кайнозоя (юг Дальнего Востока) // Палеогеографические рубежи и методы их изучения. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984 С. 5–20.
  16. Короткий А.М. Четвертичные отложения полуострова Муравьев-Амурский и его обрамления // Вестн. ДВО РАН. 1996. №3 (67). С. 33–46.
  17. Короткий А.М. Эоплейстоцен Приморья (уточнение к стратиграфической схеме) // Четвертичные отложения юга Дальнего Востока и сопредельных территорий. Хабаровск: ФГУГПП «Хабаровскгеология», 2001. С. 35–40.
  18. Короткий А.М. Водосборные воронки (цирки) Сихотэ-Алиня и Черногорья (Приморский край) // Геоморфология. 2003. № 2. С. 76–88.
  19. Методические рекомендации по составлению монографии «Развитие климатов на территории СССР в кайнозое»/ Под ред. А.А. Величко, Е.Е. Гуртовой. М.: ИГ АН СССР, 1986. 71 с.
  20. Павлюткин Б.И. К вопросу о возрасте суйфунской свиты (Южное Приморье) // Тихоокеан. геология. 1998. № 6. С. 37–45.
  21. Палеогеография и стратиграфия плейстоцена Приханкайской депрессии. М.: Изд-во МГУ, 1981. 160 с.
  22. Постановление Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Л.: ВСЕГЕИ, 1978. Вып.18. С. 55–95.
  23. Решения Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Востока СССР (Магадан, 1982). Магадан: МСК СССР, 1987. 242 с.
  24. Сохин В.К. происхождение "бурых глин" Приморья и Приамурья // Проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1972. С. 63–67.
  25. Чемяков Ю.Ф. Четвертичная система // Геология СССР. М.: Недра, 1966. Т. 19, ч.1. С. 312–363.
  26. Четвертичная система. Полутом 1. М.: Недра, 1982. 443.
  27. Юг Дальнего Востока. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1972. 423 с.
  28. Cox A. Geomagnetic reversals // Science. 1969. V. 163. P. 237–245.

Поступила в редакцию 19 февраля 2003 г.

Рекомендована к печати Р.Г. Кулиничем

*А.М. Korotkiy*

### **Eocene-Pleistocene deposits of the river terraces of Southern Primorye**

On the basis of complex analyses (sporo-pollen and diatom analysis, paleomagnetic and termoluminescence analyses) of deposits of the Khasanskaya (mouth of Tumannaya River), Perevoznenskaya (Amur Bay), and Telyakovskaya high terraces (Ussuri Bay), the deposits of Eo-Pleistocene (eQ) have been distinguished and divided into two links. The lower link is suggested to comprise the stratigraphic subdivisions: the Telyakovskiy (termochrone – eQ<sup>1</sup>tl) and the Tumanganskiy (cryochron - eQ<sup>2</sup>tm) horizon; and in the upper link, the Talminskiy (termochrone – eQ<sub>II</sub><sup>1</sup>tIm) and Perevoznenskiy (cryochron – eQ<sub>II</sub><sup>2</sup>prS) horizons have been discriminated. For each distinguished horizon, the features of spore-and-pollen assemblages and their conformity to paleolandscapes have been determined. The directional disappearance from the fossil composition of exotic forms, characteristic of Neogene deposits, has been established for the pollen and diatom assemblages. Apart from the referred stratotype sections, the distribution of Eo-Pleistocene deposits in the fluvial valleys of the Sikhote-Alin (Kishinevskaya and Misusinskaya terraces) has been established in the territory of Southern Primorye.

**МОРСКОЙ ПЛЕЙСТОЦЕН ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫХ ПОБЕРЕЖИЙ РОССИИ  
(СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ)**

*А.А. Свиточ*

*Московский Государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва*

Рассмотрены строение и палеогеография морского плейстоцена дальневосточных побережий России. Морские отложения весьма разнообразны по стратиграфической полноте, палеонтологическому содержанию и площади распространения, что существенно затрудняет их корреляцию. В наиболее полных разрезах Чукотки и Восточной Камчатки, судя по биостратиграфическим критериям, морские отложения присутствуют по всему разрезу квартера. Достоверные, документально стратифицируемые морские осадки отмечаются также на Курильских островах (головнинская свита) и Сахалине (устьбачинская свита). На побережьях Приохотья и особенно Западной Камчатки, за исключением голоцена, морские плейстоценовые отложения выделяются весьма условно, в основном по геоморфологическим критериям. Среди фациально разнообразных осадков наибольшее распространение имеют отложения динамичных прибрежных условий, а также переходных обстановок от морских к наземным. На беринговоморском побережье широко развиты ледниково-морские образования. Палеогеографическая обстановка прибрежных районов в плейстоцене была весьма разнообразной, что обусловлено как большой меридиональной протяженностью тихоокеанских берегов России, так и сложным геологическим строением и историей подводной окраины материка. Основная трансгрессивно-регрессивная ритмика окраинных дальневосточных морей определялась гляциоэвстатическими колебаниями уровня океана, при значительном участии на некоторых побережьях гляциоизостазии, тектонических движений и вулканизма.

**Ключевые слова:** морские отложения, плейстоцен, стратиграфия, палеогеография, фации, побережье, Дальний Восток России.

**ВВЕДЕНИЕ**

Морские плейстоценовые отложения практически повсеместно присутствуют на побережьях дальневосточных морей. Они не отмечаются лишь на участках скального бенча абразионных берегов Корякии, Приохотья и Приморья. Площади распространения морских осадков небольшие, во многом определяемые структурно-геоморфологическим строением прибрежных участков, и обычно ограничиваются неширокой полосой террасированного берега. Обширные участки отложений морского плейстоцена отмечаются в некоторых открытых к Берингову морю депрессиях: Анадырской низменности, залива Креста, Карагинского залива, а также предполагаются в днищах межгорных прогибов побережий Сахалинского залива и залива Александры (Приохотье) и на отдельных участках побережья о. Сахалин (север острова, заливы Анива и Терпения).

Морфологически, по характеру залегания, отложения слагают низкие увалы побережий (устьбачинская свита зал. Анива о. Сахалин, ольховские отложения Восточной Камчатки); образуют аккумулятивные чехлы морских террас вдоль побережий Чукотки, Камчатки, Сахалина, Курильских островов и современные береговые формы рельефа. В депрессиях побережий морские отложения обычно погребены под другими, более молодыми генетическими образованиями (аллювиальными, ледниковыми, озерными и т.д.) и в современном рельефе часто не выражаются.

История изучения морского плейстоцена дальневосточных побережий России составляет более столетия и связана с именами многих геологов, и в первую очередь, К.И. Богдановича, В.Н. Сакса, О.М. Петрова, И.И. Берсенева, В.Г. Беспалова, В.В. Соловьева, Ю.Ф. Чемякова, А.М. Короткого, П.А. Каплина, А.П. Кулакова, В.Ф. Иванова, В.С. Пушкаря, исследования которых охватили все при-

морские районы Дальнего Востока. Однако сводные работы по морскому плейстоцену всех дальневосточных побережий отсутствуют, и настоящая публикация является первой такой попыткой.

### СТРАТИГРАФИЯ

В основу стратификации морского плейстоцена российских побережий дальневосточных морей обычно кладутся такие критерии, как биостратиграфический, абсолютного датирования, палеомагнетизма и т. д., с разной степенью достоверности дополняющие друг друга. При этом решающее значение всегда имеет главный признак – положение стратифицируемых толщ в разрезе. Привлечение многих методов, обладающих разной доказательностью, во многом связано с невозможностью использования единой биостратиграфической основы при стратификации отложений на всех дальневосточных побережьях, как по причине слабой разработанности метода, так и просто из-за отсутствия фактологических данных. На биостратиграфической основе выполнено лишь расчленение морского плейстоцена берингийских побережий Чукотки (рис. 1) и Камчатки (рис. 2) и их корреляция (рис. 3). Разнообразные комплексы моллюсков, определяющие здесь последовательность залегания и возрастную принадлежность осадков, имеют, в основном, миграционную природу, обусловленную палеогеоэкологической ситуацией, а не эволюционным развитием комплексов малакофауны, практически в непродолжительном плейстоцене не фиксируемым.

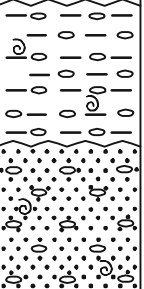
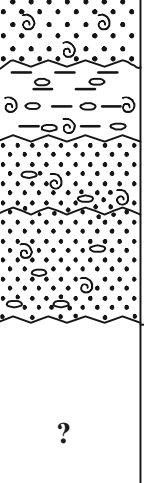

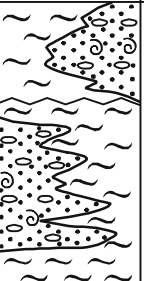
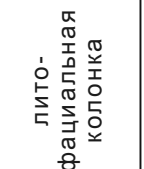
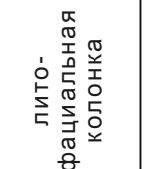
В последние годы, благодаря новаторским работам по диатомовой флоре А.П. Жузе [10], Koizumi [36, 37], Barten [35], для плейстоцена дальневосточных морей рядом исследователей предложены схемы расчленения и корреляции отложений, основанные на эволюционных и палеоэкологических изменениях диатомей. Наиболее полно они разработаны В.С. Пушкарем и М.В. Черепановой [28], выделившими в морском плейстоцене дальневосточных морей ряд диатомовых комплексов и определившими их зональную принадлежность. Несомненно, для пелагических фаций Северной Пацифики предложенная стратификация и корреляция морского плейстоцена по диатомеям является весьма значимой, позволяющей достоверно реконструировать последовательность их накопления и хронологию палеогеографических событий. К сожалению, для стратификации мелководных шельфовых образований, к которым относятся практически все морские осадки дальневосточных побережий России, диатомовая зональная шкала не всегда пригодна. Пелагические и

значительная часть пресноводных диатомей, составляющих комплексы в прибрежных осадках, являются все же чуждыми для содержащих их отложений и дают очень осредненную палеоэкологическую обстановку эпох их накопления, по своей конкретной информативности во многом сходную с палеогеографическими реконструкциями суши по маринопалинологическим спектрам. В шельфовых фациях диатомовые комплексы выделяются с трудом и обычно только для самых молодых осадков (конец позднего плейстоцена–голоценовых). Так, в прибрежных отложениях Берингова и Японского морей установлены [26, 34] лишь два верхних руководящих комплекса диатомей из голоценовых и верхов позднплейстоценовых образований. Почти в полном объеме диатомовая шкала определена лишь из керна скважин на охотоморском шельфе Сахалина [26, 34], осадки которого не прослеживаются на его побережьях и трудно коррелируются с развитыми на острове другими морскими отложениями.

Для тектонически активных районов Западного Сахалина [16] и, особенно, Курильских островов стратиграфия морских отложений часто основана на геоморфологических критериях приуроченности осадков к лестнице морских террас [5]. Стратификация и корреляция трудно распознаваемых морских толщ Западной Камчатки, Приохотья, Приморья и Восточного Сахалина вообще зачастую производится на слабо представительном, либо неоднозначно интерпретируемом фактологическом материале – палинологическом, литологическом, геоморфологическом и поэтому часто не убедительном (рис. 4, 5).

Если рассматривать стратиграфическую полноту морского плейстоцена дальневосточных побережий (рис. 6), то наиболее полными являются берингоморские разрезы. Среди них, с разной степенью достоверности, в плейстоцене выделяются осадки 9 трансгрессивных эпох, располагающихся во всех основных подразделениях квартера. Высокую стратиграфическую полноту имеет морской плейстоцен Курил [27, 28], в то же время, на Западной Камчатке [22], в Приохотье и Приморье [15, 21] представительность морского плейстоцена низкая, охватывающая, в основном, лишь поздний плейстоцен и голоцен. При этом следует также учесть, что во многих случаях приуроченность морских слоев к тем или другим эпохам плейстоцена только "обозначена" маломощными и фациально трудно распознаваемыми отложениями, занимающими узкую временную нишу.

Среди реперных корреляционных горизонтов морского плейстоцена дальневосточных побережий наиболее четко и практически повсеместно выделя-

зоплей-стоцен	ОСШ*				лиито-фаициальная колонка	стратигра-фические разрезы	комплексы моллюсков	палеогеографическая обстановка			
	горизонт	региональная биострати-графия									
нижняя	нижняя	нижняя	верхняя	явраки-нотские		мыс. Пинакуль	?	?			
									пинакульский	пинакульская	пинакульский
верхняя	верхняя	верхняя	верхняя	явраки-нотские		мыс. Пинакуль	?	?			
									пинакульский	пинакульская	пинакульский
									кредовский	кредовская	кредовский
									ниж-няя	сред-няя	верх-няя
Т	валькат-ленский	валькат-ленский	валькат-ленский	валькат-ленский		Энмелен	бореально-арктический, верхнесублиторальный ( <i>Mytilus edulis</i> , <i>Macoma baltica</i> )	оледенение межледниковье, наиболее крупное в плейстоцене повышение уровня Берингова моря			
									Энмелен	бореально-арктический, верхнесублиторальный ( <i>Mytilus edulis</i> , <i>Macoma baltica</i> )	оледенение межледниковье, наиболее крупное в плейстоцене повышение уровня Берингова моря
									Энмелен	бореально-арктический, верхнесублиторальный ( <i>Mytilus edulis</i> , <i>Macoma baltica</i> )	оледенение межледниковье, наиболее крупное в плейстоцене повышение уровня Берингова моря
О	валькат-ленский	валькат-ленский	валькат-ленский	валькат-ленский		Анадырский лиман	современный аркто-бореальный	послеледниковье, гляциоэвстатическая трансгрессия Берингова моря			
									Анадырский лиман	современный аркто-бореальный	послеледниковье, гляциоэвстатическая трансгрессия Берингова моря
									Анадырский лиман	современный аркто-бореальный	послеледниковье, гляциоэвстатическая трансгрессия Берингова моря
Ц	верхний	верхний	верхний	м. Дионисия		Анадырский лиман	современный аркто-бореальный	послеледниковье, гляциоэвстатическая трансгрессия Берингова моря			
									Анадырский лиман	современный аркто-бореальный	послеледниковье, гляциоэвстатическая трансгрессия Берингова моря
Н	голоцен	голоцен	голоцен	голоцен		Анадырский лиман	современный аркто-бореальный	послеледниковье, гляциоэвстатическая трансгрессия Берингова моря			
									Анадырский лиман	современный аркто-бореальный	послеледниковье, гляциоэвстатическая трансгрессия Берингова моря

\* Общая стратиграфическая шкала

Рис. 1. Схема стратиграфии морского плейстоцена Чукотки.

Фации: 1 – сортированные мелководно-морские; 2 – динамичные прибрежно-морские; 3 – лагунно-лиманные; 4 – ледниково- и ледово-морские; 5 – раковины моллюсков; 6 – размыв (перерыв).







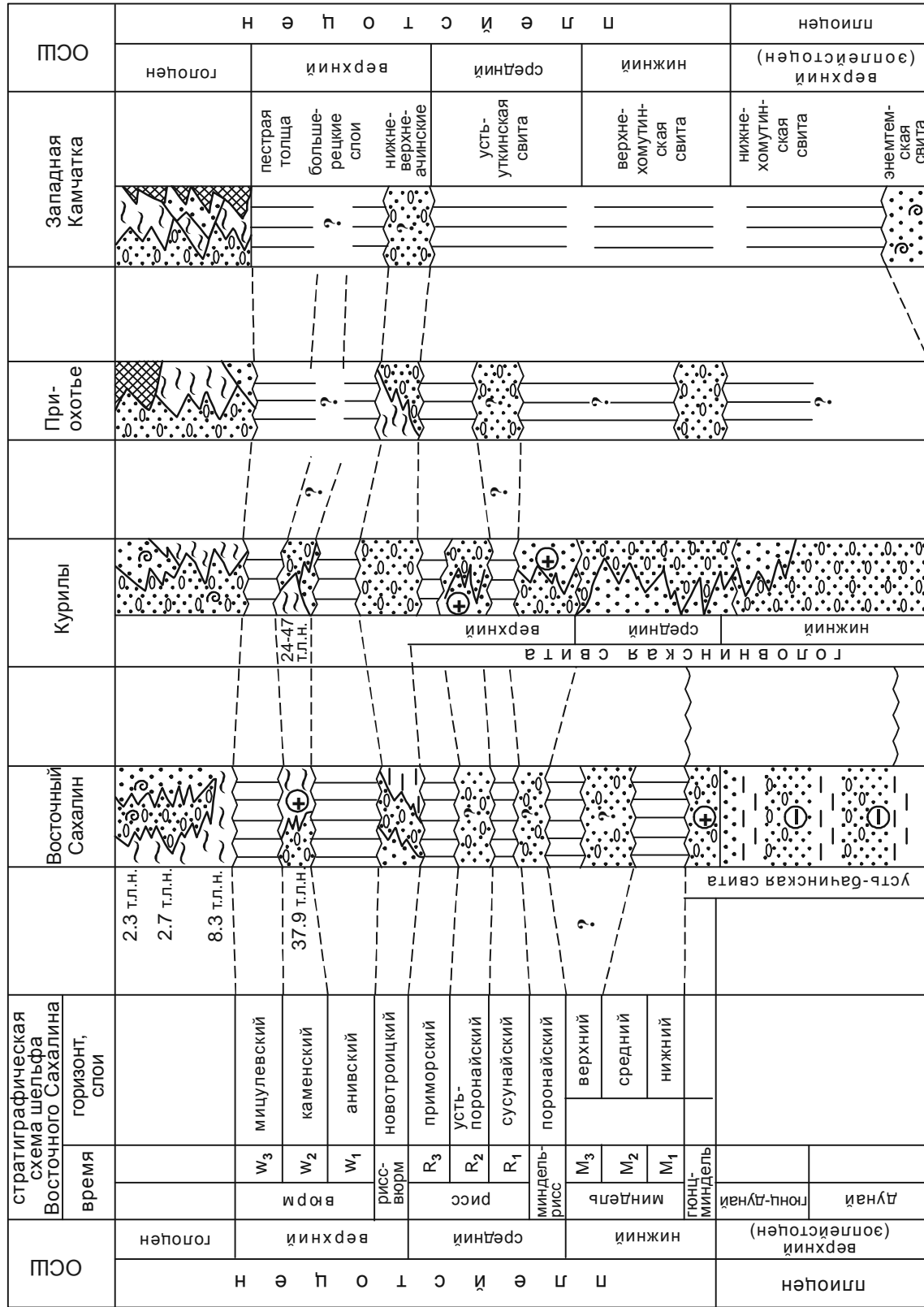


Рис. 4. Схема корреляции морского плейстоцена побережий Охотского моря.

Условные обозначения см. рис. 1

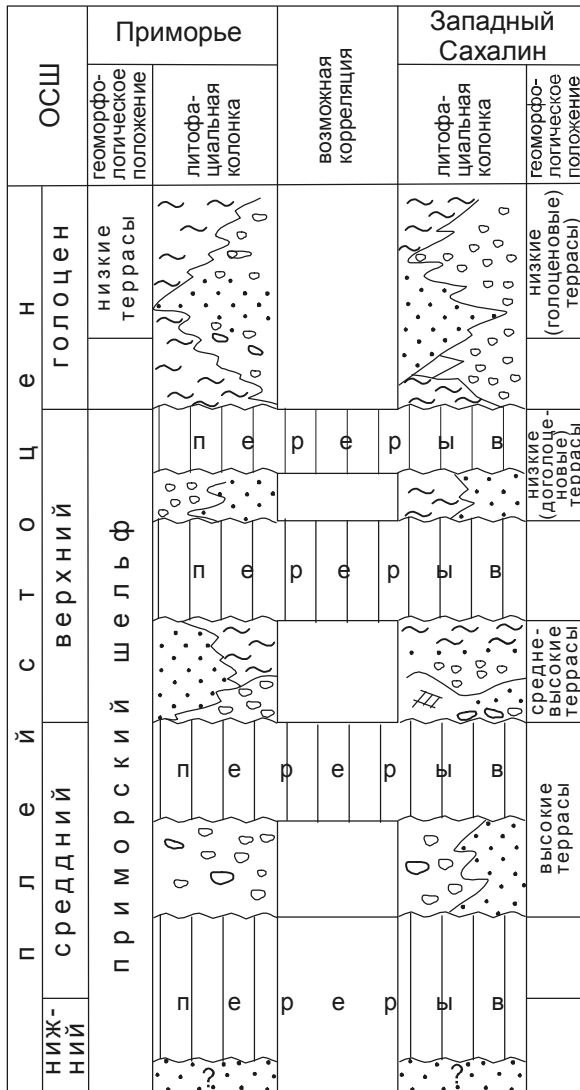


Рис. 5. Схема корреляции морского плейстоцена побережий Японского моря.

Условные обозначения см. рис. 1.

ются отложения начала позднего плейстоцена (валькатленские, аттарманские) и голоцена [7, 23, 24]. Достаточно широко представлены и морские осадки конца позднего плейстоцена (слои мыса Дионисия) [23], менее уверенно прослеживаются следы морских трансгрессий в середине (?) среднего и начале раннего плейстоцена. Последние, по-видимому, представляют завершающий этап длительной эоплейстоценовой (позднеплиоценовой) трансгрессии.

Изложенное еще раз свидетельствует о трудностях стратификации морского плейстоцена побережий дальневосточных морей, а рассматриваемую ниже провинциальную шкалу (рис. 7) следует считать лишь одной из попыток стратиграфических

обобщений в объеме классического квартера (19 изотопных зон, палеомагнитная зона Брюнес) для обширной территории суши, граничной Северной Пацифике.

Шкала построена на биостратиграфической основе – миграционных комплексах морских моллюсков [23, 24, 32] и зонального распределения диатомовой флоры [26] с учетом характера морских бассейнов (холодные, теплые), наличия крупных стратиграфических перерывов, данных абсолютной хронологии и палеомагнетизма. Стратиграфические подразделения выделены по стратотипическим разрезам наиболее изученных дальневосточных регионов – Чукотки и Восточной Камчатки. Вскрытые в них морские отложения побережий наиболее обоснованно стратифицированы и весьма достоверно коррелируются с одновозрастными образованиями других дальневосточных побережий, где они присутствуют. Следует также заметить, что предложенная шкала относится к морским отложениям побережий, представляющим самую верхнюю часть древних шельфовых образований, фациально крайне разнообразных, распространенных в виде разорванных и обычно трудно коррелируемых полей осадков.

В основании разреза морских отложений залегают осадки *ольховского горизонта*, состоящего из двух подгорizontов. Их стратотипические разрезy располагаются на Восточной Камчатке по р. Ольховой и р. Мутной [3, 8, 24]. Отложения охарактеризованы бореально-арктическим комплексом моллюсков с обилием высокобореальных и бореальных видов, со многими (до 20%) вымершими формами. На Чукотке [6, 23, 24] к этому горизонту относятся осадки *пинакульской свиты*, а на Курилах [26, 27] – нижней части *головнинской свиты*. К собственно плейстоцену – точнее, началу его ранней эпохи – принадлежит самая верхняя часть ольховского горизонта, выделяемая в объеме верхнеольховского подгорizontа. В стратотипических разрезax его отложения содержат множество бореальных верхнесублиторальных моллюсков [24]. По диатомеям они расположены в зоне *Nitzschia reiholdii* (экозона QП6М) [26]. Фациальный состав осадков весьма разнообразен, в разрезax Восточной Камчатки, Восточного Сахалина и Курил это преимущественно груботерригенные мелководно-пляжевые накопления, с прослоями вулканогенного материала (Курилы – головнинская свита), с относительно несвойственной более молодым четвертичным образованиям высокой мощностью разреза (десятки метров и более). Условно относимые к началу плейстоцена верхнепинакульские отложения Чукотки, напротив, образовывались в условиях приглубой

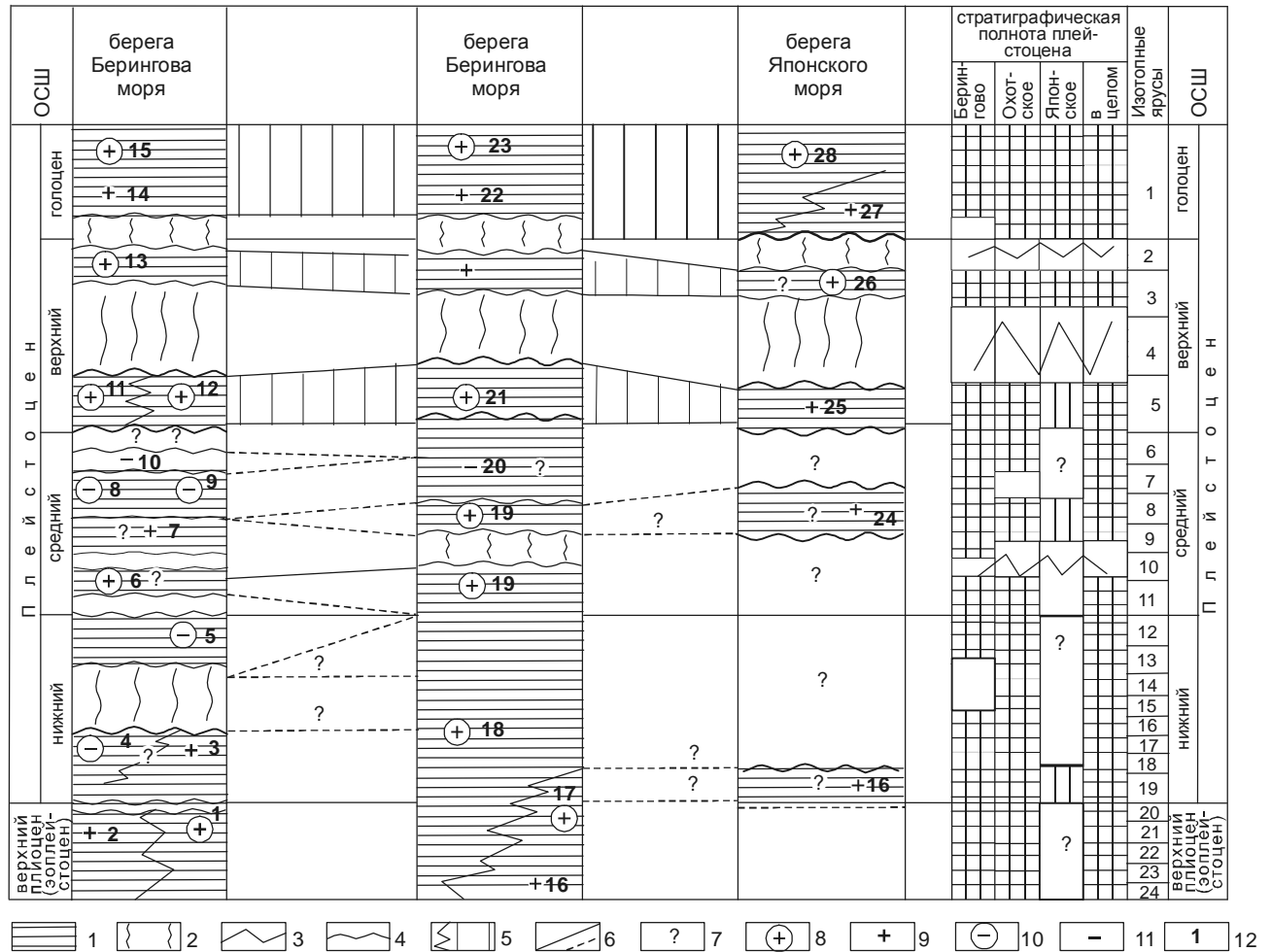


Рис. 6. Схема стратиграфической полноты морского плейстоцена российских побережий дальневосточных морей.

1 – морские отложения; 2 – перерывы морского осадконакопления; 3 – региональные перерывы; 4 – размывы; 5 – возможные соотношения и реперные горизонты; 6 – возможные корреляции (достоверные и предполагаемые); 7 – неясные взаимоотношения и недостоверные отложения. Трансгрессивные эпохи: 8 – теплые, 9 – относительно теплые, 10 – холодные. 11 – относительно холодные, 12 – морские отложения (1 – нижнеольховская подсвита, 2 – нижнепинакульская подсвита, 3 – верхнеольховская подсвита, 4 – верхнепинакульская подсвита, 5 – карагинская свита, 6 – яндракинотские отложения, 7 – нижнекрестовская подсвита, 8 – среднекрестовская подсвита, 9 – оссорские отложения, 10 – верхнекрестовская подсвита, 11 – валькатленские слои, 12 – аттарманские слои, 13 – слои мыса Дионисия, 14 – отложения Анадырского лимана, 15 – осадки голоценовых террас Чукотки и Восточной Камчатки, 16 – устьбачинская свита, 17 – нижнеголовнинская подсвита, 18 – среднеголовнинская подсвита, 19 – верхнеголовнинская подсвита, 20 – кухтуйские галечники Приохотья, 21 – осадки мунского разреза Восточного Сахалина, 22 – осадки лагуны Бусе, 23 – осадки низких террас Курил, 25 – осадки 60–80 м террас Западного Сахалина, 25 – осадки разрез Арково, Бошняково и Сергеевка Западного Сахалина, 26 – осадки низких доголоценовых террас Западного Сахалина, 27 – осадки переуглубленных долин Приморья, 28 – осадки голоценовых террас Западного Сахалина).

сублиторали и имеют преимущественно тонкий (алевроитовый) состав [23, 24].

**Карагинский горизонт** выделен [24] по стратотипическому разрезу 80–120 м террасы о. Карагинский. Это относительно тонкие, песчано-суглинистые образования, содержащие множество грубообломочного материала и сублиторальную бореально-арктическую малакофауну с большим количеством аркти-

ческих видов. Отложения, очевидно, формировались в водах холодного бассейна. Достоверных аналогов карагинских отложений на других побережьях дальневосточных морей пока не установлено. Не исключено, что им могут быть одновозрастны осадки верхнепинакульской подсвиты, имеющие сходный литологический состав и близкие комплексы моллюсков, а также какая-то часть разреза головнинской свиты Курил.

ОСШ	Изоотопные зоны	диатомовая зональная шкала Северной Пацифики (Пушкарь, 1998),		провинциальная шкала		биостратиграфическое обоснование			региональные и стратиграфические подразделения				колонка (отложения и характер бассейна)									
		зона	экозона	горизонт	подгоризонт	моллюски (Петров, 1982)		диатомы, зоны, экозоны (Пушкарь, 1998)	Чукотка	Восточная Камчатка	Курилы	Восточный Сахалин										
				валенский	кредстовский				валекат-лесский	кредстовский	верхние	оссорские										
Плейстоцен	верхний	1	<i>Neodenticula seminae</i> (0,075) 0,095 Ma	Q-IV														(+)				
		2		Q-IIIW <sub>3</sub>															+			
		3		Q-IIIW <sub>2</sub>							слои м. Дионисия									перерыв		
		4		Q-IIIW <sub>1</sub>																перерыв		
	средний	5	<i>Proboscia curvirostris</i> 0.130	Q-IIIW <sub>1</sub>	валенский		бореально-арктический, верхнесублиторальный, вымерших видов нет	<i>Proboscia curvirostris</i> Q <sub>III</sub> R-W				аттарманские							(+)			
		6	<i>Thalassiosira grav. foss.</i>	Q-IIR <sub>3</sub>	кредстовский	верхний	бореально-арктический, сублиторальный,	<i>Thalass. grav. foss.</i> Q <sub>III</sub> R <sub>3</sub>														
		7	<i>Thalass. nidus</i> 0.230	Q-IIR <sub>2</sub>	кредстовский	средний	бореально-арктический, с множеством арктических видов	<i>Acunocylus, och. f.</i> Q <sub>II</sub> R <sub>1</sub>				оссорские										
		8	<i>Actinocyclus och. foss.</i> 0.28	Q-IIR <sub>1</sub>	кредстовский	нижний	бореально-арктический, сублиторальный,															
		9																				
		10	<i>Proboscia barboi</i> (0.520) 0.630	Q-IIMR			бореально-арктический, верхнесублиторальный, вымерших видов нет													перерыв		
		11																		(+)		
		12		Q-IIM			бореально-арктический, сублиторальный, с множеством арктических видов													(-)		
		13																				
		нижний	14			карагинский							карагинские									
	15																					
	16		<i>Nitzshia reinholdii</i> 0.790	Q-IIGM			бореальный, верхнесублиторальный	<i>Nitzshia reinholdii</i> Q <sub>II</sub> -GM														
	17																					
	18		<i>Nitzshia fossilis</i> (1.920) 1.940	Q-I 3	опльховский	бореально-арктический комплекс с множеством высокобореальных и бореальных видов (12%)	бореально-арктический и бореальный, отсутствуют арктические виды	<i>Nitzshia fossilis</i> Q <sub>I-3</sub> <i>Actinocyclus oculatus</i> Q <sub>I-3</sub>														
	19			Q-I 2																		
эоплейстоцен (верхний плиоцен)	20	<i>Actinocyclus oculatus</i> (1.680) 1.700	Q-I 1																			
	21																					
	22																					
23																						
24																						

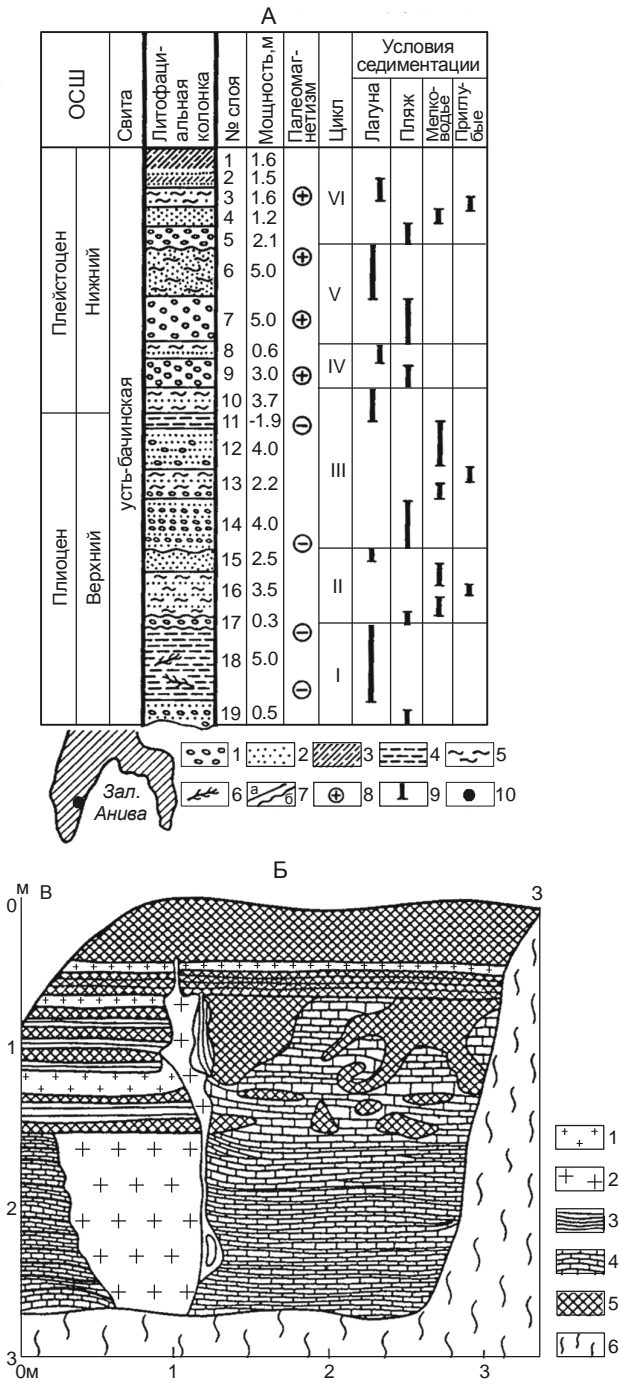
(+) теплые, + относительно теплые, (-) холодные, - относительно холодные

Рис. 7. Схема стратиграфии морского плейстоцена побережий дальневосточных морей России.

**Кредстовский горизонт** со стратотипом в районе залива Креста [24], по-видимому, приходится на среднюю и верхнюю части среднего плейстоцена (8-б изотопные ярусы, диатомовые экозоны от Q<sub>II</sub>R<sub>1</sub> до Q<sub>II</sub>R<sub>3</sub>) [26]. Отложения охарактеризованы различающимися комплексами моллюсков и имеют разный фациальный состав, что позволяет разделить горизонт на три – нижний, средний и верхний – подгоризонта, каждому из которых, возможно, соответствуют свои диатомовые зоны (*Actinocyclus ochotensis fossilis*, *Thalassiosira hidusus*, *Thalassiosira gravida fossilis*). В разрезях Чукотки наиболее четко устанавливаются [24] отложения *среднекредстовского подгоризонта* (среднекредстовская подсвита), включающие множество арктических видов моллюсков и имеющие супесчано-суглинистый состав с обилием разнообломочного материала. Среднекредстовским отложе-

ниям, очевидно, одновозрастны *оссорские* образования Восточной Камчатки [24], содержащие сходную холодолюбивую фауну моллюсков и имеющие близкий литофациальный состав. Не исключено, что к этой эпохе относится накопление кухтуйских галечников [21] с холодными палинологическими спектрами высокой (до 110 м) террасы Приохотья.

На дальневосточных побережьях отмечаются следы теплых среднеплейстоценовых трансгрессий (*нижне- и верхнекредстовские, верхнеголовнинские отложения*) [23, 24, 27]. На Чукотке они охарактеризованы верхнесублиторальными аркто-бореальными комплексами моллюсков, а на Курилах содержат богатую флору морских диатомей (зона *Proboscia barboi*) [26, 34]. В фациальном отношении все они являются мелководно-прибрежными образованиями преимущественно песчано-галечного состава. Стра-



**Рис. 8.** Проявление ритмичности в морских плейстоценовых отложениях усть-бачинской свиты Сахалина (А) и голоценовых осадках 5–7 м террасы Анадырского лимана (Б).

А: 1 – гравий и галька, 2 – песок, 3 – супесь и суглинки, 4 – алеврит, 5 – ил, 6 – растительные остатки, 7 – границы слоев (а – без размыва, б – с размывом), 8 – знак намагниченности, 9 – интервал накопления, 10 – местоположение разреза Бачинского.

Б: 1 – шилеры сегрегационного льда, 2 – жильный лед, 3 – суглинки с криогенной текстурой, 4 – суглинок со слоистой сетчатой криогенной текстурой, 5 – торф, 6 – оплывины.

тиграфическое соотношение осадков среднеплейстоценовых трансгрессий не совсем ясное. Очевидно лишь, что холодноводные среднекрестовские образования подстилаются и перекрыты осадками более теплых ранне- и позднекрестовских бассейнов. Верхнеголоценовые отложения, возможно, несколько более древние, чем среднекрестовские.

**Валькатленский горизонт** относится к началу позднего плейстоцена (изотопный ярус 5, диатомовая зона *Proboscia curiviros*, эконозона Q<sub>III</sub>R-W) [26, 34]. Стратотипический разрез находится на восточном берегу зал. Креста [7, 24]. Здесь осадки морской террасы содержат верхнесублиторальный комплекс бореально-арктических моллюсков, среди которых отсутствуют вымершие формы (исключение – *Astarte invocata*). Отложения валькатленского горизонта наиболее широко развиты на дальневосточных побережьях: на Восточной Камчатке к ним относятся *амтарманские слои* [24], на Восточном Сахалине [17] – осадки лунского разреза, на Западном Сахалине – отложения террас у пос. Арково, Бошняково и Сергиевка [16]. Это преимущественно мелководные прибрежные образования разнотерригенного состава, вглубь побережья часто фациально переходящие в илстые осадки внутренних лагун, либо песчано-галечные накопления речных дельт. Широкое распространение на дальневосточных побережьях морских осадков валькатленского горизонта и содержащиеся в них ископаемые остатки (комплексы моллюсков и фораминифер, "теплая" палинофлора) указывают, что трансгрессия, по-видимому, была максимальной в плейстоцене и приходится на теплую климатическую эпоху, когда в ландшафтах побережий существовали растительные элементы, ныне свойственные более южным районам.

В разрезе позднего плейстоцена отмечаются и более молодые морские осадки, относящиеся к концу эпохи. Наиболее четко они установлены на Чукотке в разрезе мыса Дионисия [23] и на Курилах [5], где датированы временным интервалом 24–47 т. л. н. Здесь и в других местах, где они обнаружены (Сахалин, Приморье), присутствие этих отложений определенно указывает на новейшие тектонические поднятия этих участков. В фациальном отношении это обычно прибрежные образования, фиксирующие переход от морских условий осадконакопления к лагунным.

**Морские голоценовые отложения** дальневосточных побережий изучены несравненно лучше более древних плейстоценовых образований, что позволяет охарактеризовать их более полно. В виде разнообразных по площади покровов осадков морской голоцен встречается на берегах всех дальневосточ-

ных морей. Как и для более древних пород, его распространение контролируется, в основном, рельефом и геологической структурой побережий. Наиболее обширные площади морского голоцена в виде лиманных и морских террас приурочены к устьям крупных долин и открытым низменностям изрезанных побережий Южного Приморья, Сахалина, Восточной Камчатки и юго-восточной Чукотки [1, 4, 10, 17], геологические структуры которых располагаются вкрест простирания современного берега океана. В то же время, на открытых прямолинейных берегах Северного Приморья, Среднего Приохотья и Корякии [14, 21], структурный план которых совпадает с контуром этих побережий, морские осадки голоцена развиты эпизодически, в виде сохранившихся от абразии древних баров и пересыпей, блокирующих устья небольших долин.

По составу среди морских голоценовых отложений преобладают различные терригенные разновидности: осадки песчаного и гравийно-галечного состава, многочисленные органические остатки растительного происхождения, образующие прослойки торфа и растительной трухи; практически отсутствуют осадки биокarbonатного происхождения. Гранулометрический состав отложений контролируется гидродинамическими условиями прибрежных участков морей. На открытых незащищенных приохотских, западнокамчатских и корякских берегах бурных Охотского и Берингова морей голоценовые осадки наиболее грубые – гравийно-галечные, с включениями мелких валунов [22, 23]. В полузакрытых бухтах и заливах Южного Приморья, Восточной Камчатки и юго-восточной Чукотки [15, 23] отложения более мелкие – преимущественно песчаного и песчано-алевритового состава, а в закрытых заливах и лиманах – совсем тонкие – илесто-глинистые.

Морские голоценовые отложения содержат разнообразные палеонтологические остатки: раковины моллюсков, диатомеи, пыльцу и споры. Комплексы моллюсков установлены в разрезах Чукотки, Приморья и Сахалина [16, 23]. Они четко отражают биогеографическую зональность Северной Пацифики. На Чукотке это *Elliptica alaskensis*, *Tridonta borealis*, *Serripes groenlandicus*, *Macoma calcarea*, *Hiatella arctica*, *Mya pseudoarenaria*, *M. truncata*, относящиеся, в основном, к группе бореально-арктических и широко распространенных бореальных видов. На Сахалине отмечены находки раковин моллюсков *Aloides amurensis*, *Macoma silca*, *M. balthica*, *Corbicula japonica*, *Crassostrea gigas* [16, 17], имеющих бореальное и субтропическое происхождение. Еще более тепловодные, главным образом, низкобореальные элементы об-

наружены в разрезах Приморья (*Spisula sachalinensis*, *Callista brevisiphonata*, *Venerupis japonica* и др.) [32]. Возрастные изменения в малакофауне морского голоцена не отмечаются, она имеет современный облик и практически не отличается от позднекайнозойской фауны. В ряде случаев комплексы моллюсков могут указывать на тип осадконакопления. Так, комплекс (*Aloides amurensis*, *Macoma silca*, *M. balthica*, *Corbicula japonica*), обнаруженный в отложениях четвертой пачки орокесской террасы Западного Сахалина, по мнению Г.А. Евсеева [16], соответствует фауне закрытых бухт с соленостью вод до 28 ‰.

Еще более определенно об условиях осадконакопления в морском голоцене свидетельствуют комплексы фораминифер. Так, в глубине бухт и в речных долинах Южного Приморья в основании морской и лагунных террас установлен однородный по составу комплекс фораминифер (*Miliammina tichangonensis*, *M. fusca*, *Lituola parva*, *Reophax difflugiformis*, *Jadammina macrescens* и др.), указывающий на эстуарно-лагунный характер формирования отложений [16]. Отложения голоцена содержат обильные диатомеи, принадлежащие морским, солоноватоводным и пресноводным видам [10, 26, 34]. Все изменения диатомей по разрезу литорали имеют экологическую природу и чутко отражают условия накопления осадков. Наряду с микрофауной и диатомеями в голоценовых отложениях многочисленны палинологические остатки, прямо свидетельствующие о том, что накопление основных его толщ совпадало с теплыми климатическими эпохами голоцена, отмечаемыми в середине (оптимум) и конце голоцена.

Стратиграфия и геохронология морского голоцена берегов дальневосточных морей разработана с разной степенью детальности. На большей части побережий среди голоценовых осадков по геоморфологическим признакам выделяются отложения, слагающие два уровня низких морских террас, обычно располагающихся в пределах высот 5–8 и 2–3 м. Дробное расчленение голоценовых отложений предложено для Приморья и Сахалина [6–10]. Принятая в работе схема стратиграфии морского голоцена побережий дальневосточных морей опирается на геоморфологические и геохронологические критерии с обязательным учетом положения отложений в разрезе. По этим признакам среди голоценовых отложений, соответствующих "горизонту" провинциальной стратиграфической шкалы, выделяются нижние, средние и верхние слои, отвечающие основным геохронологическим подразделениям голоцена.

*Нижнеголоценовые слои* представлены осадками начала послеледниковой трансгрессии океана.

Они не образуют форм современного рельефа побережий и вскрываются скважинами и выработками в основании голоценового разреза. В отличие от шельфа, где эти отложения распространены широко [15, 18, 20], на побережьях они известны в немногих пунктах (Сахалин, Приморье) [16, 19] и представлены тонкими илистыми осадками лагун и ингрессионных заливов с массой растительных остатков. В одном из самых представительных береговых разрезов раннего голоцена – лагуне Буссэ на Сахалине – в илистых алевритах установлены палинологические спектры теплой климатической эпохи. Доказательством присутствия нижнеголоценовых отложений на побережьях служат материалы радиоуглеродного датирования ( $8.375 \pm 1.0$ ;  $9.77 \pm 0.4$ ;  $8.95 \pm 0.2$ ;  $8.2 \pm 0.1$ ;  $9.9 \pm 0.5$  т.л.н.). В раннем голоцене уровень моря располагался на отметках 20–15 м. Если раннеголоценовые отложения вскрываются в основании разреза морских террас, то, по-видимому, это можно связывать с высокими скоростями тектонических поднятий этих участков.

*Среднеголоценовые слои* имеют наибольшее распространение на берегах дальневосточных морей. Они относятся к максимуму послеледниковой трансгрессии океана, уровень которого, по разным оценкам, превышал современный на 1.5–4 м. В это время наряду с активизацией абразии берегов увеличилось поступление в береговую зону разнообломочного материала, заполнявшего заливы и бухты и формировавшего уровень высокой голоценовой террасы. Море глубоко ингрессировало в речные устья, образовав заливы, лиманы и лагуны с характерным типом осадконакопления. Пространственно это выражалось в латеральном переходе фаций морских мелководий, пляжа и пересыпи в фации лагун и лиманов.

Самые обширные поля среднеголоценовых осадков, имеющих преимущественно лагунно-лиманное происхождение, распространены на севере и юге Сахалина (лагун Пильтун, залив Байкал, лагуна Буссэ и т.д.) [4], на юге Приохотья, берегах Западной Камчатки [22] и юго-восточной Чукотки (Анадырский лиман) [7, 23].

Для среднеголоценовых отложений характерны спорово-пыльцевые спектры, отражающие наиболее теплые для голоцена этих мест климатические условия и растительные сообщества со значительным содержанием теплолюбивых пород. На побережье Южного Приморья в это время произрастали березово-дубовые леса [15], а на побережье Западного Сахалина – березово-широколиственные и березово-ильмовые леса [16]. На берегах Анадырского лимана существовали лиственничные леса и редколесья из лиственницы, древо-

видной березы и ольхи, а севернее, на берегах Берингова пролива – ерниковая тундра с ольховником [23].

Среднеголоценовые слои на побережьях дальневосточных морей образуют хорошо выраженные в рельефе уровни морской и лагунной террас. Высота террас в зависимости от знака новейших тектонических движений может изменяться от 3 м на опускающихся берегах (Западная Камчатка, Приморье) до 10 и более метров на поднимающихся берегах (Восточная Камчатка). Средняя высота среднеголоценовой террасы 4–6 м. По отложениям, слагающим террасы, получены многочисленные радиоуглеродные даты с достаточно большим возрастным диапазоном – от 7 до 3 т.л.н. При этом максимум датировок попадает в интервал от 5 до 6.5 т.л.н. Это свидетельствует о среднеголоценовом возрасте осадков. Мощность среднеголоценовых морских отложений обычно не превышает 3–5 м, увеличение мощности до 10 и более метров отмечается лишь среди лагунных фаций в крупных депрессиях на побережьях.

*Верхнеголоценовые слои* имеют эпизодическое распространение на побережье Дальнего Востока. На участках вне активного волнового воздействия они образуют низкие голоценовые геоморфологические уровни. Обычно это небольшие по площади и простирающиеся морские и лагунные терраски, отмершие косы и пересыпи высотой до 2.5–3.0 м. На открытых побережьях высота позднеголоценовых уровней может достигать 4–5 м. Цитологические особенности отложений близки современным морским образованиям побережий, с господством морских песчано-галечных прибрежно-пляжевых и мелководно-лагунных илисто-алевритовых фаций.

Фрагментарность распространения верхнеголоценовых морских отложений связана как с их размытием в современную эпоху, так и с непродолжительностью накопления в одну из последних трансгрессивных фаз позднеголоценового океана. Не исключено, что это могло быть следствием нескольких небольших повышений (либо остановок) уровня регрессирующего бассейна, отраженных в осадках и геоморфологических уровнях. На это, возможно, указывает большой разброс радиоуглеродных дат – от 3 т.л.н. до первых сотен.

#### ЛИТОФАЦИАЛЬНЫЙ СОСТАВ

В литофациальном отношении морские плейстоценовые отложения дальневосточных побережий весьма разнообразные, отражающие пеструю динамичную обстановку мелководий верхней, реже приглубой части шельфа. Наиболее широкое распространение имеют три генетические группы фаций.



1. Осадки динамичных прибрежных условий пляжа и верхней сублиторали разнообразного механического состава – от галечников и валунников до тонких песков, обычно приуроченные к террасам, либо, в виде разной ширины полос, маркирующих древнюю береговую линию.

2. Системы фаций, отражающих переходную обстановку от морских условий к наземноводным, образующие фациальные ряды. Среди них, в первую очередь, следует отметить генетические сообщества: а) осадки (фации) мелководья – лагуны (лимана) и б) шельфа – аллювиально-морские (дельтовые). Литологический состав этих образований очень разнообразный, от органогенных илов и глин лагун до дельтовых галечников. Отложения обычно приурочены к депрессиям рельефа, освоенных речными дельтами, и могут достаточно далеко проникать вглубь материка.

3. На побережьях Берингова, реке Охотского морей широко распространены ледниково-морские отложения, связанные со спокойными условиями накопления и разносом грубообломочного материала льдом, что предопределяет особенности их литологического состава – наличие тонкого супесчано-суглинистого заполнителя с большим количеством грубообломочного материала, различного по залеганию, размерности и окатанности.

Для литологии отложений морского плейстоцена отдельных регионов Дальнего Востока отмечаются определенные характерные черты. Так, выше отмечалось широкое развитие на Чукотке ледниково-морских фаций, а также обильное присутствие плохо разложившегося растительного материала. Для Курил и Восточной Камчатки характерно наличие примеси и прослоев продуктов вулканической деятельности; для Приохотья и, в меньшей степени, Приморья – обилие грубообломочного материала.

В наиболее полных разрезах устанавливается определенная цикличность строения, отражающая особенности осадконакопления и иерархию ритмов. Макроритмика обычно выражается в чередовании морских и континентальных образований, например, морских и ледниковых среднеплейстоценовых осадков на Чукотке, морских и вулканогенных отложений головнинской свиты о. Кунашир, в целом выражающих трансгрессивно-регрессивную макроритмику уровня океана и особенности тектонического режима регионов.

Более мелкая (среднего порядка) ритмичность – переслаивание морских, прибрежно-морских и лагунных осадков, обусловленная колебаниями уровня моря в прибрежной полосе, отчетливо проявляется во многих разрезах, детально она описана в отложе-

ниях усть-бачинской свиты Сахалина [29], где установлено присутствие 6 сложно построенных циклов осадков (рис. 8 А). И, наконец, ритмичность возможно сезонного характера – переслаивание слоек, обогащенных растительным материалом и без него, – отмечается во многих разрезах лагун и лиманов, например, осадках 5–7 м террасы Анадырского лимана (рис. 8 Б) [23].

Отмечаются и временные различия литофациального состава. Так, для эоплейстоцена и раннего плейстоцена характерна большая мощность осадков (десятки – сотни метров) и преобладание пород относительно тонкого (песчано-алевритового) состава, для среднего плейстоцена – присутствие ледниково-морских образований, для морского голоцена – разнообразие фаций морских и лагунно-лиманных отложений. Среди голоценовых осадков морского происхождения резко доминируют фации открытых берегов верхней части шельфа и пляжа, а также закрытых (бухтовых) мелководий и пляжа. Они различаются в основном по составу и соотношению местных и привнесенных компонентов. Наибольшим площадным распространением среди голоценовых отложений побережий пользуются осадки лиманов и лагун. Как правило, они увенчаны слоем торфа озерно-болотного происхождения, завершающим цикл лиманно-лагунного накопления. Для отложений характерно большое количество минеральных новообразований, отвечающих застойным условиям осадкообразования, а также обилие разнообразных по степени разложения растительных остатков.

Специфичную форму распространения имеют отложения голоценовых лагун Западной Камчатки [22], образующие узкие протяженные поля – геологические тела, вытянутые вдоль берега Охотского моря. Морские и лагунные фации обычно переходят друг в друга по латерали, образуя "короткие" фациальные ряды. В приморской части морские фации представлены песчано-галечными отложениями переднего и тылового пляжа, бара, пересыпи, а вглубь берега они сменяются алеврито-илистыми осадками лагун. Последние в устьях речных долин переходят в дельтово-аллювиальные образования.

В разрезе морского голоцена побережья Дальнего Востока отмечается определенная последовательность соотношения фаций, отражающая этапность накопления осадков в разных фациально-временных условиях развивающейся трансгрессии океана [4, 23]. На побережьях голоценовое осадконакопление, вероятно, происходило в такой последовательности смены фаций: в начале трансгрессии образовывались ингрессионные лиманно-лагунные отложения, да-

лее – прибрежно-морские и, чуть позже, – лагунно-лиманные эпохи максимума трансгрессии (голоценовый оптимум, высокий уровень голоценовых террас). В конце трансгрессии осуществлялся второй цикл прибрежно-морского и лагунно-лиманного накопления, сформировавший низкий уровень голоценовых террас. Следует подчеркнуть, что такая последовательность голоценового осадконакопления характерна для побережий окраины континента. На шельфе разрез морского голоцена, несомненно, более полный и включает другие циклы осадков.

#### ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Побережье и подводная окраина дальневосточных морей России располагаются в разных климатических зонах и имеют сложное геологическое строение, предопределившее особенности палеогеографического развития этого обширного региона, в первую очередь, разнообразный ход природного процесса плейстоцена и эволюции ландшафтов побережий.

Важным временным рубежом развития подводной и материковой окраины региона является поздний мезозой–ранний кайнозой – этап, когда произошло заложение крупнейших дислокаций на шельфе и материковом склоне, образование прогибов в средней и внешней зонах шельфа, опускание части подводной окраины в Охотском и Японском морях и приращение внешнего шельфа Берингова моря и залива Петра Великого. Эти процессы осуществлялись в течение всего кайнозоя. Считается [13], что и в настоящее время по Курильской сейсмической дуге в зоне субдукции происходит опускание и переработка западной окраины Тихоокеанской плиты.

Гетерохронность тектонического строения территории Дальнего Востока, его шельфа и материкового склона обусловила различие строения и развития побережий, материковой и островной окраин в плейстоцене. По особенностям геологической истории среди побережий выделяются три крупных типа: островной, материковый и промежуточный [14]. Для островного типа, находящегося в пределах Камчатско-Курильской островной дуги, характерны интенсивные новейшие поднятия кайнозойских структур островов и полуостровов, по-видимому, отражающих активные горизонтальные перемещения литосферных плит с образованием серии высоко поднятых террас.

Для материкового типа (Приморье и Охотоморье) в плейстоцене, в целом, характерны медленные погружения побережья и прилегающего шельфа. Это тот тип побережий, плейстоценовая история которого хорошо прослеживается по отложениям и формам

рельефа шельфа [20]. Преобладание опусканий здесь связано с активным формированием впадин Японского и Охотского морей [21]. Естественно, что мощные процессы опускания шельфовых участков этих морей не могли не отразиться и на прибрежной полосе материковой суши, которая в кайнозой также испытывала опускание, либо была тектонически устойчива. В последнем случае тектоническая стабильность вызвана эффектом наложения равновеликих амплитуд опускания дна моря и поднятия прибрежных хребтов. Современная береговая линия, видимо, в основном фиксирует один из высоких для плейстоцена уровней океана. Поэтому многие другие, более низкие плейстоценовые береговые линии прослеживаются, в основном, ниже его современного уреза. К переходному этапу развития относятся области с более разнообразной и дифференцированной палеогеографической историей. Часть из них, такие как Западная Камчатка и Корякское побережье, ближе к материковому типу, другие (Сахалин) близки островному типу развития.

Морские отложения плейстоцена дальневосточных побережий свидетельствуют о значительных и неоднократных изменениях природных процессов в этом регионе и, в первую очередь, климата и колебаниях уровня Берингова, Охотского и Японского морей. Однако реально установленных по фактологическим данным природных событий существенно меньше, чем это можно предположить по изотопной летописи. Как известно, изотопная шкала содержит указание на наличие в последние 700–750 т. л. 9-ти значительных похолоданий и 10-ти потеплений, отраженных в колебаниях тяжелых и легких изотопов кислорода океанических вод.

В настоящее время имеются определенные доказательства присутствия на Курилах и побережьях Восточной Камчатки и Чукотки четких следов пяти трансгрессий, в то время как на берегах Приморья и Западной Камчатки достоверно известны осадки и формы рельефа лишь голоценового уровня океана, а другие только предполагаются по косвенным данным.

Масштабные плейстоценовые гляциоэвстатические колебания уровня океана резко влияли на палео-гидрологическую обстановку всех окраинных бассейнов Северной Пацифики. Во время понижения их уровней, временами превышавших 100 м и, в целом, совпадавших с холодными климатическими эпохами, были закрыты Берингов, Татарский, Лаперуза и часть Цусимского пролива. В результате появления сухопутных перешейков нарушалась вся гидрологическая ситуация в окраинных дальневосточных морях. Японское море превращалось в практически полузакрытый

и даже изолированный водоем, а в Охотское и Берингово моря поступление тихоокеанских вод осуществлялось только по глубоководным Курильским и Алеутским проливам.

Резкие гидрологические изменения, обусловленные колебаниями уровня океана, доказаны анализом фораминифер [2] для позднего плейстоцена–голоцена Охотского моря. Было установлено, что в интервале 60–13 т. л. н. отсутствовало поступление в море теплых япономорских вод, а современная гидрологическая ситуация возникла только 13 т. л. н., когда в донных осадках Охотского моря появился тепловодный планктонный вид *Globigerinoides seitula*. Близкая обстановка отмечалась и для Японского моря [25]. Естественно, что периодическая смена гидрологической ситуации и, в первую очередь, характера и направления течений, обуславливающих температуру прибрежных вод, сильнейшим образом влияло на ландшафты побережий. В холодные эпохи осуществлялось определенное меридиональное сглаживание контрастов в ландшафтах прибрежных территорий, среди которых господствовали разнообразныe открытые обстановки от мохово-травянистой тундры Чукотки до лесотундры и редколесий Сахалина.

Правда, большая субмеридиональная протяженность дальневосточных побережий все же в ландшафтах холодных эпох отражалась. На Чукотке, наряду с тундрами, существовали каменистые и гляциальные пустыни, в то время как в прибрежных низкогорных хребтах Сахалина и Приморья сохранились островки мелколиственной лесной растительности. Если брать отдельные регионы, то ситуация в них могла быть и иной. Так, например, во время существования берингийской суши, разграничивавшей влияние арктических и северотихоокеанских вод, на Чукотке ландшафты были более дифференцированными, чем в теплые эпохи со сглаживающим воздействием течений Берингова пролива [30].

Во время межледниковий дифференциация ландшафтов побережий дальневосточных морей усиливалась. На Чукотке продолжали доминировать тундры [23], в Приморье и на Сахалине, наряду с темнохвойной тайгой, появляются полидоминантные широколиственные леса [1, 15].

За исключением Чукотки и побережья Корякского нагорья и, в меньшей степени, Восточной Камчатки и Приохотья, плейстоценовые оледенения, по-видимому, не оказали значительного влияния на историю развития рельефа и характера осадконакопления побережий и шельфа Дальнего Востока. На самом севере, в прибрежных районах Чукотки, установлены следы трех ледниковых эпох – среднелед-

стоценовой и двух позднеплейстоценовых [7, 23]. Основной причиной здешних оледенений явилось похолодание климата и, в первую очередь, снижение летних температур. Учитывая размеры современного оледенения Корякского нагорья [31], можно примерно оценить депрессию снеговой линии в горах Чукотки, необходимую для их существенного оледенения в 500–700 м. При таком снижении снеговой границы крупные участки поверхности прибрежных хребтов Чукотки окажутся в пределах хиносферы в условиях, близких таковым района современного оледенения Корякии. По-видимому, достаточно мощные выводные горные ледники существовали в прибрежных хребтах Корякии и Северного Приохотья. В Приморье и на Сахалине небольшие ледники, возможно, возникали в минимум позднего плейстоцена, а в другие холодные эпохи здесь отмечалась активизация криогенных процессов с образованием гольцовых террас, деформацией грунтов и т. д. Воздействие оледенений сказывалось в основном через колебания уровня океана, связанные с изыманием влаги на покровные ледники и обратным возвращением ее при их таянии в океан в количестве около 35 млн км<sup>3</sup> воды [13]. При гляциоэвстатических регрессиях значительная часть шельфа осушалась. Особенно большие изменения при регрессиях происходили в северной части Берингова и Японского морей, где периодически прекращали функционировать Берингов и Татарский проливы.

Для открытых морей Дальнего Востока представляется несомненным существование прямой связи между их трансгрессивно-регрессивной ритмикой и гляциоэвстатическими колебаниями уровня океана. В природном процессе плейстоцена для побережий дальневосточных морей России крайне важная роль принадлежит новейшим тектоническим движениям, во многом определяющим присутствие и масштабность распространения морских осадков и форм рельефа. Активная и дифференцированная по знаку тектоника Чукотки предопределила широкое распространение морского плейстоцена в Анадырской и Крестовской депрессиях и, в виде аккумулятивного чехла, на террасах низкогорных побережий. С динамичным прерывистым тектоническим поднятием Курильских островов, берегов Восточной Камчатки, в меньшей степени Западного Сахалина связана лестница морских абразионных и абразионно-аккумулятивных террас высотой до 200 м и выше. Длительное, без смены знака, опускание приморской низменности Западной Камчатки [22] явилось причиной отсутствия на ее побережье достоверных морских доголоценовых осадков. Аналогичная ситуация отмеча-

ется в Приохотье и Приморье. Однако объясняется это только нисходящими тектоническими движениями побережий Приохотья и Приморья не всегда корректно. Дело в том, что наличие низкогорного рельефа на дальневосточных побережьях, по-видимому, во многом связано с преобладанием в последнюю геологическую эпоху поднятий, обусловивших возникновение и само существование приморских хребтов. Не исключено, что отсутствие на побережьях Приморья и Приохотья явственно выраженных морских уровней, возможно, в значительной степени обусловлено активной динамикой прибрежных вод, уничтоживших следы плейстоценовых трансгрессий.

Палеогеографическое развитие побережий дальневосточных морей, в целом определяемое постоянным воздействием морских бассейнов Северной Пацифики, для разных регионов имело и специфические черты, связанные с влиянием других природных факторов. Для Чукотки это были оледенения прибрежных хребтов и периодичность функционирования Берингова пролива, для Курил и, в меньшей степени, Восточной Камчатки – вулканизм и активные тектонические поднятия, для Западной Камчатки и Приохотья – суровый климат и тектонические опускания. Существенные различия палеогеографической истории япономорских побережий Сахалина и Приморья, по-видимому, в значительной степени обусловлены характером морских течений, а также разным знаком тектонических движений.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Морские плейстоценовые отложения дальневосточных побережий России крайне разнообразны по строению, стратиграфической полноте и широте распространения. Наибольшие поля развития отмечаются в приморских низменностях берингоморских побережий. Здесь стратиграфическая полнота морских разрезов наибольшая, отложения отмечаются в диапазоне всех горизонтов эоплейстоцена и плейстоцена (ольховская, пинакульская, крестовская свиты; карагинские, оссорские, аттарманские, валькатленские, мыса Дионисия слои), а их стратификация основана на биостратиграфических критериях – комплексах малакофауны, фораминифер и диатомей.

Весьма представительны, особенно в нижних частях (усть-бачинская и головнинская свиты), разрезы Курильских островов и Сахалина. На побережьях Приохотья и Приморья морские отложения имеют небольшое распространение, стратификация их затруднена и часто основана на геоморфологических крите-

риях. На побережье Западной Камчатки достоверные морские осадки относятся к голоцену и отмечается продолжительный, охватывающий практически весь плейстоцен, перерыв морского осадконакопления.

Рассмотренная выше провинциальная стратиграфическая шкала является первой попыткой стратификации столь разнообразно устроенных осадков самых «концов» морских трансгрессий, охватывавших побережья Дальнего Востока в плейстоцене.

Столь же разнообразно и литофациальное строение морских отложений, обусловленное различиями динамической обстановки прибрежных мелководий и приглубой части шельфа, а также географической зональностью. В разрезе плейстоцена наибольшее развитие получили три группы фаций: 1 – динамичных условий пляжа и верхней сублиторали, 2 – осадки переходной обстановки – генетические сообщества мелководья – лагуны и дельтово-морские, 3 – ледниково-морские (в основном берингоморские разрезы).

Обширная субмеридиональная протяженность дальневосточных берегов, предопределившая разнообразную климатическую зональность, и сложное геологическое строение, как следствие нахождения в зоне подводной окраины Евро-Азиатского континента, предопределили разнообразие палеогеографического развития побережий.

Для Чукотки важное палеогеографическое значение имели оледенения прибрежных хребтов и периодическое открытие Берингова пролива; для Восточной Камчатки и Курильских островов – вулканизм и активные тектонические воздымания; для Западной Камчатки – суровый климат и тектонические опускания.

Отмечаемая в палеогеографической летописи побережий трансгрессивно-регрессивная ритмика морей Северной Пацифики в основном обусловлена гляциоэвстатическими колебаниями уровня океана. Во время регрессий, в целом совпадавших с похолоданиями, когда уровень океана понижался на 100 м и более, не функционировали Берингов, Татарский, Лаперуза и частично Цусимский проливы, нарушалась вся гидрологическая обстановка в окраинных бассейнах, на севере образовывался обширный Берингийский материк, а на юге Сахалин превращался в обширный полуостров. В трансгрессивные эпохи конфигурация побережий была близка к нынешней, более глубоко океан проникал лишь на участках приморских депрессий.

Работа выполнена по грантам (98-05-64703 и 01-05-64131), финансируемым РФФИ.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Александрова А.Н. Плейстоцен Сахалина. М.: Наука, 1982. 192 с.
2. Беляева Н.В., Бурмистрова И.Н. К истории циркуляции Охотского моря в позднем плейстоцене-голоцене // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6, № 6. С. 64–71.
3. Беспалый В.Г., Давидович Т.Д. Стратотипы плейстоцена Камчатки // Вопросы стратиграфии плейстоцена Камчатки. Магадан: СВКНИИ, 1974. С. 26–82.
4. Бровко П.Ф. Развитие прибрежных лагун. Владивосток: Изд-во Дальневост. ун-та, 1990. 146 с.
5. Булгаков Р.Ф. История развития южных островов Большой Курильской гряды: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. М.: МГУ, 1994. 34 с.
6. Волобуева В.И., Белая Б.В., Долматова Л.М. и др. Опорный разрез неогена северо-востока Азии на острове Карасинском. Ч. 1: Стратиграфия. Магадан: СВКНИИ, 1992. 111 с.
7. Гасанов Ш.Ш. Стрoение и история формирования мерзлых пород Восточной Чукотки. М: Наука, 1969. 168 с.
8. Гладенков Ю.Б., Басилян А.Э., Былинская М.Е. и др. Биота переходных слоев плиоцена–плейстоцена Камчатского региона (диатомовые, моллюски, фораминиферы) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2, № 5. С. 170–179.
9. Гребенникова Т.А. Особенности развития диатомовой флоры и формациипозднеплейстоцен-голоценовых диатомитов острова Итуруп (Курильские острова) // Тр. Междунар. Симпоз. "Озера холодных регионов". Якутск, 2000. С. 129–130.
10. Жузе А.П. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 152 с.
11. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн.2. 333 с.
12. Иванов В.Ф. Четвертичные отложения побережий Восточной Чукотки. Владивосток, 1986. 140 с.
13. Каплин П.А. Новейшая история побережий Мирового океана. М.: Изд-во МГУ, 1973. 265 с.
14. Каплин П.А., Кривулин К.П., Свиточ А.А. Основные черты развития побережья Дальнего Востока в плейстоцене / Географические исследования четвертичного периода. М.: Изд-во МГУ, 1982. С. 121–134.
15. Короткий А.М., Караулова Л.П., Троицкая Т.С. Четвертичные отложения Приморья. Новосибирск: Наука, 1980. 234 с.
16. Короткий А.М., Гребенникова Т.А., Волков В.Г. и др. Морские террасы Западного Сахалина. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 63 с.
17. Короткий А.М., Пушкарь В.С., Гребенникова Т.А. и др. Морские террасы и четвертичная история шельфа Сахалина. Владивосток: Дальнаука, 1997. 229 с.
18. Кузьмина Н.Н., Шумова Г.М., Полякова Е.И. и др. Палеогеографические реконструкции голоцена северо-западного побережья и шельфа Японского моря // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1987. № 4. С. 78–89.
19. Кузьмина Н.Н., Талденкова Е.Е. Стратиграфия и палеогеография морского голоцена шельфа Приморья // Морской голоцен морей и океанов. М., 1994. С. 74–154. (Деп. ВИНТИ. № 2878–В94).
20. Кузьмина Н.Н., Талденкова Е.Е., Куликов О.А. и др. Стратиграфия и условия образования неоген-четвертичных отложений побережья северо-западной части Татарского пролива // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5, № 5. С. 65–11.
21. Кулаков А.П., Назаренко Е.М., Пушкарь В.С. О следах четвертичных морских трансгрессий в северо-западном Приохотье // Вопросы геоморфологии и четвертичной геологии юга Дальнего Востока. Владивосток, 1975. С. 118–130.
22. Новейшие отложения и палеогеография плейстоцена Западной Камчатки. М.: Наука, 1978. 122 с.
23. Новейшие отложения и палеогеография плейстоцена Чукотки. М.: Наука, 1980. 295 с.
24. Петров О.М. Морские моллюски Севера и Северо-Востока СССР // Четвертичная система. М., 1982. Т. I. С. 192–208.
25. Плетнев С.П. Стратиграфия донных отложений и палеогеография Японского моря в позднечетвертичное время. Владивосток, 1985. 109 с.
26. Пушкарь В.С. Палеогеография Северной Пацифики в позднем плиоцене и плейстоцене: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. Владивосток, 1998. 42 с.
27. Пушкарь В.С., Разжигаета Н.Г., Короткий А.М. и др. Позднеголовинская трансгрессия среднего плейстоцена на о. Кунашир // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6, № 6. С. 52–63.
28. Пушкарь В.С., Черепанова М.В. Диатомеи плиоцена и антропогена Северной Пацифики. Владивосток: Дальнаука, 2001. 228 с.
29. Свиточ А.А., Болиховская Н.С., Большаков В.А. и др. Опорный разрез позднего плиоцена- раннего плейстоцена Сахалина // Докл АН СССР. 1990. Т. 314, № 4. С. 928–931.
30. Свиточ А.А., Талденкова Е.Е. Палеогеографический феномен и геологическая катастрофа (Берингия в конце позднего плейстоцена) // Вестн. МГУ. Геогр. 1990. № 3. С. 27–33.
31. Север Дальнего Востока. М: Наука, 1970. 487 с.
32. Талденкова Е.Е. Палеогеография Берингийского сектора Северной Пацифики в позднем кайнозое: Автореф. дис.... М.: МГУ, 1992. 25 с.
33. Хорева И.М. Стратиграфия и фораминиферы морских четвертичных отложений западного берега Берингова моря. М.: Наука, 1974. 152 с.
34. Черепанова М.В. Диатомовые комплексы и корреляция четвертичных отложений северозападной части Тихого океана: Автореф. дис.... Владивосток, 1999. 25 с.
35. Barron J.A., Gladenkov Yu. A. Early Miocene to Pleistocene diatom stratigraphy of Leg. 145. // Proc. ODP. 1995. V. 145. P. 3–19.
36. Koizumi J. The Late Cenozoic diatoms of Sites. 183-193. Leg. 19. DSDP // Init. Repts DSDP. 1995. V. 19. P. 805–856.
37. Koizumi J. Pliocene and Pleistocene Diatom Datum Levels related with Paleooceanography in North West Pacific // Mar. Micropaleontol. 1986. V. 10. P. 309–325.

*A.A. Svitoch*

**Marine Pleistocene of the Russian Far Eastern coasts (stratigraphy and paleogeography)**

Stratigraphical subdivision of marine Pleistocene deposits of the Russian Far Eastern coasts is described, and paleoenvironmental conditions are reconstructed. Marine Pleistocene beds differ in stratigraphical range, paleontological findings, and spatial distribution, thus considerably hampering their correlation and stratification. In the most complete sections of Chukotka and Eastern Kamchatka, fossiliferous marine deposits occur throughout the whole Quaternary sequence. Stratified marine deposits are also present on the coasts of the Kuril Islands (Golovnin Suite) and Sakhalin (Ust-Bachinsk Suite). On the coasts of the Sea of Okhotsk, especially of western Kamchatka and Primorye, reliable marine deposits are represented only by Holocene beds, while the origin of the older ones is primarily established on the basis of geomorphological criteria. Among facially diverse marine deposits, sediments of dynamically active coasts and also transitional ones (lagoonal, deltaic, etc.) are the most widely distributed. Glacial marine beds occur on the Bering Sea coasts. Paleoenvironmental conditions of the coastal areas during the Pleistocene epoch were diverse due to considerable meridional extent of the Russian Pacific coasts and complicated geological structure and evolution of the continental margin. In the marginal Far Eastern seas, transgressive-regressive cyclicity was governed by glacial eustatic sea-level oscillations, although glacial isostasy, tectonic movements, and volcanic activity were also locally important.

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ КОРЕЛЬСКОЙ И ЛАМСКОЙ СВИТ ЗАПАДНОГО ПРИХОХТЯ

С.Г. Кисляков, Л.П. Эйхвальд

Федеральное государственное унитарное горно-геологическое предприятие "Хабаровскгеология", г. Хабаровск

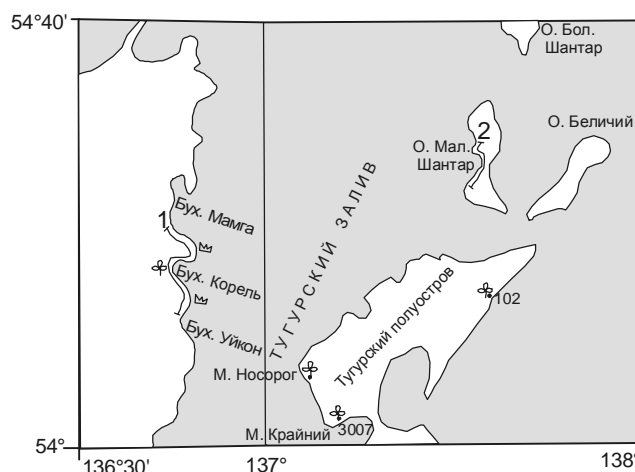
Приведены новые данные о составе, географическом распространении, фаунистических остатках и возрасте корельской и ламской свит Западного Приохотья. Впервые обнаруженные конодонты свидетельствуют о позднедевонском возрасте корельской и раннекаменноугольном возрасте ламской свит.

**Ключевые слова:** фаменский и турнейский ярусы, конодонты, Западное Приохотье.

Проведение в 1991–2000 гг. ФГУГПП "Хабаровскгеология" в пределах листов N-53-XVII и N-53-XVIII (Западное Приохотье) геологического доизучения позволило уточнить и обосновать возраст корельской и ламской свит, принадлежащих разрезу Тугурской подзоны Удско-Шантарской зоны Монголо-Охотского складчатого пояса (Галамский террейн по [7, 8]). Впервые обнаруженные в свитах конодонты свидетельствуют о позднедевонском возрасте корельской свиты и раннекаменноугольном – ламской.

**Корельская свита** – переслаивание мелкозернистых песчаников и алевролитов, отдельные прослои и пачки вулканогенно-кремнистых пород и туфов – выделена Л.И. Красным в 1949 году на западном побережье Тугурского залива, в районе бухты Корель. Свита сопоставлялась Л.И. Красным со свитой песчаников (боковиковская свита) живетского яруса острова Бол. Шантар. Согласно перекрывающие ее вулканогенно-кремнистые образования он относил к девонской свите мыса Радужного, подробно изученной на Шантарских островах [6].

В последующие годы при проведении средне-масштабного геологического картирования корельская свита была выделена на Тугурском полуострове и о. Мал. Шантар [4]. На западном побережье Тугурского залива свита как самостоятельное стратиграфическое подразделение не выделялась [3]. Позднедевонский возраст корельской свиты по результатам этих работ обосновывался находками *Archaeopteris* sp. (рис. 1, т.н. 102, сборы Караулова В.Б., 1964 г., определение Залесской Е.Ф.) и *Asterocalamites scrobiculatus* (Schloth.) Zeill. (сборы Харитоницева Г.И., 1965 г., определение Залесской Е.Ф.) в восточной и западной частях Тугурского полуострова.



**Рис. 1.** Расположение разрезов корельской и ламской свит.

1 – разрезы корельской и ламской свит по западному побережью Тугурского залива, 2 – разрез ламской свиты на о. Мал. Шантар, •-ф 3007 – точка сборов растительных остатков и ее номер, м – местонахождение конодонтов.

Детальное изучение разреза свиты на побережье Тугурского залива при проведении геологического доизучения [5] позволило уточнить ее строение и возраст. В целом для свиты характерно тонкое ритмичное переслаивание темно-серых, серых полимиктовых песчаников и черных алевролитов. Первые часто содержат угловатые обломки черных алевролитов и ассоциируют с пластами седиментационных брекчий. Граница ритма обозначается слабо выраженным размывом, огрублением обломочного материала. Отдельные слои (30–65 м) слагают яшмы, туффиты и туфы. По литологическому составу и строению разреза свита подразделена на три подсвиты.

Нижняя подсвита (более 300 м), представленная алевролитами, туфоалевролитами, туфами, песчаниками, пачками их тонкого переслаивания, прослоями кремнисто-глинистых пород, яшм, базальтов, не содержит фаунистических остатков.

Средняя подсвита, обнажающаяся в береговых обрывах к югу от мыса Арга, имеет следующее строение\*:

1. Алевролиты ..... более 40
2. Туффиты агломератовые ..... 35
3. Песчаники мелкозернистые с прослоями алевролитов ..... 20
4. Алевролиты. В подошве – мелкообломочные седиментационные брекчии ..... 60
5. Алевролиты с прослоями пепловых туфов среднего состава, содержащих конодонты *Palmatolepis schleizia* Helms, *P. cf. gracilis gonioclumeniae* Muller, *P. cf. delicatula* Branson et Mehl, *P. ex gr. glabra* Ulrich et Bassler, *Palmatolepis* sp. (aff. *P. gracilis* Branson et Mehl), *Pelekysgnathus inclinatus* ? Thomas, *Ancyrognathus* (?) sp., *Pandorinellina* sp. (aff. *Pandorinellina insita* (Stauffer), *Spathognathodus* sp., *Hindeodus* sp. и др. .... 55
6. Яшмы серые с прослоями пепловых туфов среднего состава ..... 65
7. Брекчии седиментационные мелкообломочные ..... 30
8. Переслаивание мелкозернистых песчаников (3–5 см) и алевролитов (1–3 см) ..... 70
9. Алевролиты с прослоями пепловых туфов среднего состава (0,3–1,2 м) и мелкозернистых песчаников (0,5–1,2 м) ..... 80
10. Алевролиты с включениями (до 20–30 %) угловатых обломков черных алевролитов. Прослой мелкообломочных седиментационных брекчий ..... 80
11. Переслаивание мелкозернистых песчаников (3–8 см) и алевролитов (2–15 см). Редкие линзы (0,1–0,3 м) пепловых туфов среднего состава ..... 80
12. Алевролиты с включениями (до 20 %) обломков кремнистых пород ..... 25
13. Переслаивание мелкозернистых песчаников и алевролитов ..... 170
14. Песчаники среднезернистые с включениями (до 10T%) обломков алевролитов ..... 40

Всего 850 м

Выделенные конодонты характерны для отложений фаменского яруса верхнего девона. Возрастные диапазоны существования рода *Ancyrognathus* (фран – ранний фамен) и видов рода *Palmatolepis* (*P. delicatula*: зоны *triangularis* – *crepida*; *P. ex gr. glabra*: зоны *crepida* – *trachytera*, *P. schleizia*: верхняя часть

зоны *rhomboidea* – верхняя часть зоны *postera*; *P. gracilis gonioclumeniae*: верхняя часть зоны *expansa* – нижняя часть зоны *praesulcata*) указывают, по крайней мере, на два временных уровня (табл. 1): ранний фамен (вероятно, зона *crepida* – рис. 2, т.н. 22-8а) и поздний фамен (зона *expansa* – рис. 2, т.н. 22-8, верхняя часть зоны *postera* (?) –рис. 2, т.н. 22-8б).

В северной и юго-западной частях побережья бухты Корель в песчаниках подсвиты Л.Р. Переверзевым в 1992 году собраны остатки *Asterocalamites* sp., *Mesocalamites* sp. (рис. 2, т.н.339-а), *Asterocalamites scrobiculatus* (Schloth.) Zeill., *Spaenophyllum* sp., *Knorria* sp., *Pteridorachis* sp. (рис.2, т.н.34-5), которые, по мнению Н.М. Петросян, «могут характеризовать фаменские (включая и аналоги слоев Этрень) образования». Кроме того, в западной части Тугурского полуострова, в районе мыса Крайний, песчаники подсвиты содержат растительный детрит и флору (рис. 1, т.н. 3007, сборы Перфильева А.М., 1994 г.),

**Таблица. Распространение конодонтов в разрезах корельской и ламской свит на западном побережье Тугурского залива.**

Общая шкала				Региональные подразделения	Стандартная конодонтовая зональность [1]	Номер точки местонахождения конодонтов	
Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Свита	Зона		
Каменноугольная	Нижний	Визейский	Нижний	Малошантарская	<i>texanus</i>		
						Турнейский	Верхний
		<i>typicus</i>					
		<i>Isosticha – u. crenulata</i>					
		<i>l. crenulata</i>					
		Нижний	<i>sandbergi</i>	Т.н. 27-7; 22, 22-а			
			<i>duplicata</i>				
			<i>sulcata</i>				
		Девонская	Верхний	Фаменский	Верхний	Корельская	<i>praesulcata</i>
<i>expansa</i>	Т.н. 22-8						
<i>postera</i>	Т.н. 22-8б (?)						
<i>trachytera</i>							
<i>marginifera</i>							
Франский	Верхний			Верхний	<i>rhomboidea</i>		
					<i>crepida</i>		Т.н.22-8а
					<i>triangularis</i>		
					<i>linguiformis</i>		

\*Здесь и далее описание приводится снизу вверх, мощность в м.



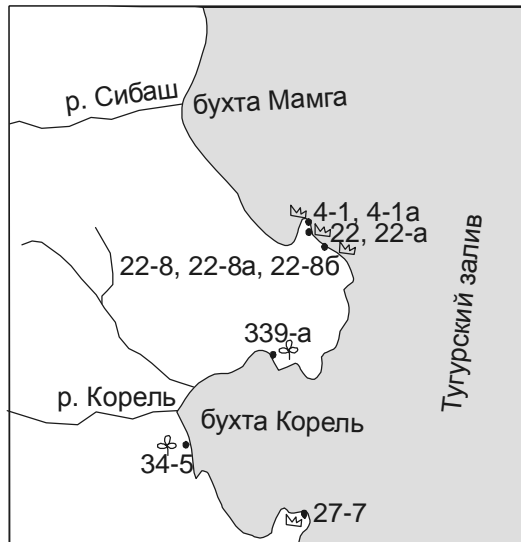


Рис. 2. Расположение местонахождений конодонтов и флоры на линии разреза 1.

среди которой В.Г. Зиминой определены *Lepidostrobo-phyllum* cf. *lanceolatum* (L. et H.) Hirn., *Cyclostigma* (?) sp., *Ursodendron* (?) sp. Первые две формы характерны для позднего девона.

Верхняя подсвита (600 м) сложена алевролитами, песчаниками, алевролитистыми песчаниками, яшмовидными породами и туфами дацитов. Для нее, как и в целом для свиты, характерно тонкое переслаивание мелкозернистых песчаников и алевролитов. Фаунистически не охарактеризована. Согласно перекрывается туфами и яшмами ламской свиты.

**Ламская свита** выделена С.И. Гороховым и В.Б. Карауловым в 1969 году [2]. Впервые эти образования были изучены Л.И. Красным [6], когда им на Тугурском полуострове были выделены три согласно залегающие свиты: нижнеламская (более 400 м) – сланцы и амфиболиты, онгочанская (200 м) – зеленокаменно измененные основные эффузивы, верхнеламская (более 300 м) – сланцы, песчаники, филлиты. Возраст свит условно был определен как протерозойский. Изучая многочисленные разрезы этих свит, С.И. Горохов и В.Б. Караулов [2] убедились, что эти отложения очень тесно связаны между собой, причем в одних разрезах преобладают вулканогенные образования, в других – терригенные. Они предложили в состав ламской свиты включить основные эффузивы, кремнистые породы, окремнелые и серицитизированные алевролиты и песчаники. Нижняя граница ее устанавливалась по основанию пачки основных эффузивов, верхняя – по исчезновению эффузивов из разреза и появлению мощных прослоев туфопесчаников. Наиболее полный разрез этой сви-

ты С.И. Гороховым и В.Б. Карауловым изучен на юго-западном побережье острова Мал. Шантар [2], где она залегает согласно на корельской свите и перекрывается малошантарской свитой. Раннекаменноугольный возраст свиты определялся ее согласным залеганием на отложениях корельской свиты верхнего девона, а также данными определения абсолютного возраста базальтов из верхней части разреза (западное побережье о. Мал. Шантар, 293 млн лет, К-Аг метод, лаборатория ДВГУ).

Эти исследователи выделили ламскую свиту и на западном побережье Тугурского залива, в районе бухты Уйкон. Здесь разрез свиты изучался в 1991–1992 гг. Л.Р. Переверзевым, по данным которого выше песчаников и алевролитов корельской свиты верхнего девона наблюдаются:

1. Туфы пепловые \*, в нижней части пласта (до 10 м) – зеленовато-серые яшмы с прослоями (5–7 см) пепловых туфов ..... 55
2. Переслаивание мелкозернистых песчаников (10–15 см) и черных алевролитов (5–7 см). В средней части пласта (10 м) алевролитов ..... 120
3. Яшмы вишневые с прослоями серых яшм ..... 65
4. Базальты зеленокаменно измененные с пластами серых яшм, песчаников и алевролитов. В подошве в диабазе глыбы вишневых яшм ..... 130
5. Переслаивание песчаников алевролитистых мелкозернистых (7–10 см) и черных алевролитов (2–3 см) ..... 70
6. Яшмы розовые с неопределимыми конодонтами, в нижней части – слоистые алевролитовые туфы (10 м) ..... 35
7. Алевролиты черные массивные ..... 25
8. Яшмы розовые с конодонтами *Siphonodella* cf. *obsoleta* Hass, *Siphonodella* sp., с редкими прослоями (5–7 см) алевролитовых туфов. В верхней части – агломератовые туфы ..... 60
9. Переслаивание (5–7 см) слоистых алевролитистых песчаников и алевролитов ..... 30
10. Яшмы серые с прослоями (1–2 см) алевролитовых туфов ..... 30
11. Переслаивание мелкозернистых алевролитистых песчаников (15–20 см) и черных алевролитов (5–10 см) ..... 95
12. Алевролиты черные слоистые. В средней части пласта (10 м) туфоалевролитов ..... 55
13. Яшмы вишневые и темно-вишневые, в средней части с прослоями серых яшм ..... 25
14. Лавобрекчии базальтов. В верхней части – пласта (10 м) пепловых туфов ..... 40

\*Здесь и далее в разрезе туфы – среднего состава.

15. Алевролиты темно-серые слоистые. В верхней части пласт (20 м) песчаников алевритистых мелкозернистых .....	60
16. Переслаивание (через 5–10 см) черных алевролитов и туфоалевролитов .....	55
17. Туфы пепловые (0,3–0,5 м) с прослоями (до 0,1 м) черных алевролитов .....	45
18. Алевролиты темно-серые с прослоями пепловых туфов. Переслаивание через 10–15 см .....	50
19. Яшмы вишневые с прослоями серых яшм ....	40
20. Базальты с линзами (0,1 м) и глыбами вишневых яшм .....	40
21. Алевролиты темно-серые слоистые .....	35
22. Базальты зеленокаменно измененные, в верхней части с глыбами красных и темно-серых яшм ...	130
23. Алевролиты темно-серые, серые линзовидно-слоистые .....	40
24. Яшмы зеленовато-серые с прослоями (до 1 м) темно-серых алевролитов .....	40
25. Алевролиты темно-серые .....	более 40
Всего 1410 м	

Наши находки конодонтов (рис. 2, т.н. 27-7) позволили установить возраст этих отложений как раннетурнейский. Возрастной диапазон распространения вида *Siphonodella obsoleta* уточняет время накопления осадков в пределах верхней подзоны зоны *duplicata* – верхней подзоны зоны *crenulata* стандартной конодонтовой шкалы (см. таблицу).

Севернее, на мысе Арга, из туфов примерно того же стратиграфического уровня выделены *Polygnathus cf. parapetus* Druce, *Siphonodella* sp. (рис. 2, т.н. 22, 22-а, сборы Л.Р. Переверзева, 1991, 1992 гг.). Конодонты рода *Siphonodella* характерны для отложений самого верхнего фамена (зона *praesulcata*) – нижнего турне (включая зону *crenulata*); вид *Polygnathus parapetus* – для раннетурнейских отложений (зоны *sulcata* – *sandbergi*). Из пласта яшм выделены конодонты *Scaliognathus cf. anchoralis* Branson et Mehl, *Dolioghathus cf. latus* Branson et Mehl (рис. 2, т.н. 4-1, 4-1а, сборы Л.Р. Переверзева, 1991, 1992 гг.),

отвечающие уровню зоны *anchoralis* верхнетурнейского подъяруса.

Таким образом, в отложениях ламской свиты отмечены конодонты двух стратиграфических уровней (таблица): раннетурнейского (наиболее вероятен интервал: верхняя подзона зоны *duplicata* – зона *sandbergi*) и верхнетурнейского подъяруса (интервал зоны *anchoralis*).

### ВЫВОДЫ

В результате геологического доизучения территории уточнен объем корельской и ламской свит. Сделаны первые находки конодонтов. Их определение позволило фаунистически подтвердить позднедевонский возраст корельской свиты. Впервые получила фаунистическую характеристику ламская свита нижнего карбона.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Аристов В.А. Конодонты девона – нижнего карбона Евразии: сообщества, зональное расчленение, корреляция разнофациальных отложений. М.: Наука. 1994. (Тр. Геол. ин-та РАН. Вып. 484). 191 с.
2. Горохов С.И. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Удская. Лист N-53-XVII: Объясн. зап. М.: Недра, 1970. 61 с.
3. Горохов С.И., Караулов В.Б. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Удская. Лист N-53-XVIII: Объясн. зап. М.: Недра, 1982. 68 с.
4. Горохов С.И., Караулов В.Б. К стратиграфии палеозойских отложений Тугурского полуострова и смежных районов Западного Приохотья // Сборник статей по геологии и гидрогеологии. М.: Недра, 1969. Вып. 7. С. 25–36.
5. Кисляков С.Г. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. 2-е Изд. Сер. Тугурская. Лист N-53-XVII (контр. п. связи Альский): Объясн. зап. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2001. 107 с.
6. Красный Л.И. К геологии Тугурского полуострова // Докл. АН СССР. 1949. Т. 65, № 4. 540 с.
7. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 5. С. 24–43.
8. Попеко Л.И. Карбон Монголо-Охотского орогенного пояса. Владивосток: Дальнаука, 126 с.

Поступила в редакцию 16 июня 2003 г.

Рекомендована к печати Л.И. Попеко

*S.G. Kislyakov, L.P. Eikhvald*

### New evidence of the age of the Korelskaya and Lamskaya suites, Western Priokhotye

New evidence of the composition, geographic distribution, faunal remains, and age of the Korelskaya and Lamskaya suites and Prokhotyeis offered. The conodonts detected for the first time suggest Late Devonian age of the Korelskaya suite and Early Carboniferous age of the Lamskaya suite.

**РАСТИТЕЛЬНОСТЬ И КЛИМАТ ЭОЦЕНА–МИОЦЕНА ВОСТОЧНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ ПО ДАННЫМ ПАЛЕОБОТАНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА**

*Д.А. Лопатина*

*Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, г. Москва*

На основе комплексного палеоботанического изучения макро- и микрофлор из семи местонахождений Прибрежного базальтового пояса Восточного Сихотэ-Алиня проведена реконструкция растительности и климата для конца среднего эоцена–позднего миоцена. В работе использовались три методики – методика актуалистических аналогий (сопоставления реконструируемых растительных группировок с современными), эколого-флористический анализ и методика построения климатограмм. В конце среднего эоцена–начале раннего олигоцена (флоры Сонье, Буй и Светловодная) климат был теплоумеренным, близким к субтропическому. В качестве лесообразующих в составе растительности выступали различные широколиственные листопадные и вечнозеленые породы со значительной примесью сосновых и таксодиевых. Для конца позднего олигоцена–начала раннего миоцена (флора Амгу) реконструируется теплоумеренный тип климата. В составе растительности преобладали разнообразные хвойные. На вторую половину раннего–начала среднего миоцена (флоры Демби, Великая Кема) приходится климатический оптимум с господством теплоумеренных условий, близких к субтропическим. На рассматриваемой территории произрастали смешанные широколиственные листопадные леса со значительным участием буковых, ореховых, таксодиевых и разнообразных вечнозеленых. В конце среднего–позднем миоцене (флора Ботчи) климат был теплоумеренным, но более прохладным по сравнению с климатом позднего олигоцена–раннего миоцена.

**Ключевые слова:** растительность, климат, эоцен, олигоцен, миоцен, Восточный Сихотэ-Алинь.

**ВВЕДЕНИЕ**

Палеоботанические данные широко используются для реконструкции растительности и климата. Существующие методики, описанные в работах В.П. Гричука, Е.Д. Заклинской, Л.А. Козьяр и др. [13, 14, 20], основываются на современной климатической приуроченности растений, остатки которых встречены в ископаемом состоянии. Важное значение при этих исследованиях имеет комплексный анализ крупномерных отпечатков растений и палинологических остатков. Автохтонный или гипавтохтонный генезис местонахождений растительных мегафоссилий позволяет реконструировать локальный тип растительности в пределах более широкого флористического фона, установленного по данным спорово-пыльцевого анализа.

Особый интерес представляют богатые по систематическому составу флоры Прибрежного базальтового пояса Восточного Сихотэ-Алиня. В настоящей работе приводится краткий обзор некоторых методик, используемых для реконструкций климата палеогена–неогена по палеоботаническим данным

и результаты их применения для флор конца среднего эоцена–позднего миоцена этой территории.

**МЕТОДИКИ РЕКОНСТРУКЦИИ КЛИМАТА ПО ПАЛЕОБОТАНИЧЕСКИМ ДАННЫМ**

При реконструкции климата по палеоботаническим данным проводится детальный анализ состава изучаемой флоры с фиксацией таксонов любого ранга, имеющих современных представителей, которые объединяются в группы по условиям существования. Обычно считается, что количественное содержание того или иного таксона в спорово-пыльцевом спектре в целом совпадает с его ролью в составе растительности и, таким образом, показателем изменения палеоклиматических условий является изменение количественного содержания таксонов в спектре. Безусловно, при реконструкции растительности необходимо принимать во внимание количественное содержание семейств и родов в спорово-пыльцевых комплексах (СПК). Однако формирование и сохранение комплексов спор и пыльцы является сложным процессом, обусловленным воздействием многих факторов (биологических, физико-географических,

литогенетических), в результате которого ископаемые спектры не всегда соответствуют составу растительности, послужившей источником их формирования.

Для реконструкций климата по палеоботаническим данным в настоящей работе используются три методики: методика актуалистических аналогий, эколого-флористический анализ и методика построения климатограмм. Наиболее часто для восстановления климата палеогена–неогена используется методика аналогий, когда реконструируемые растительные группировки сопоставляются с современными лесами, при этом температурные параметры современных аналогов считаются сходными с таковыми прошлых эпох [28, 30]. Наиболее близкой к третичной является современная растительность Восточной Азии, подробная характеристика которой приведена в работе Дж. Вулфа [29]. В частности, Дж. Вулф и Т. Танаи [30] сопоставляют растительность позднего селдовiana Аляски со смешанными северными лиственными лесами, произрастающими на Хонсю, Хоккайдо, в Корее и Приморье. А.Ф. Фрадкина [28], учитывая опыт этих исследователей, проводит реконструкцию климата палеогена–неогена Северо-Востока Азии. Однако следует отметить, что полную аналогию в составе третичных и современных лесов найти сложно, поскольку большинство родов, широко распространенных в палеогене и неогене, в настоящее время имеют разорванный ареал. Поэтому можно делать лишь приблизительные выводы об их сходстве. Л.А. Козьяр [16, 20] отмечает, что совместное произрастание в настоящее время на одной территории ряда таксонов не означает, что они вместе произрастали раньше и обитали в подобных условиях. Современное распространение растений обусловлено взаимодействием ряда факторов – геологического, филогенетического, климатического, и по результатам этого взаимодействия нельзя судить об одном из них – климатическом.

Согласно методике эколого-флористического анализа, предложенной Л.А. Козьяр [20], для восстановления палеоклиматических условий важна не фиксация изменений количественных показателей таксонов в СПК, а характеристика основных климатических факторов – влажности и температуры. В общем списке растений, установленном в результате полного палеоботанического исследования (изучения макро- и микроостатков) отдельного стратиграфического уровня, определяется содержание родов, относящихся к ксерофитам, мезофитам и группе растений мест избыточного увлажнения (гигрофитам и гидрофитам). Изучаемая ассоциация подразделяется на группы растений тропических и субтропических, теплоумеренных, умеренных и холодных областей.

Для характеристики климатических изменений вычисляются коэффициенты термофильности и влажности. Коэффициент термофильности определяется через отношение количества таксонов, приуроченных к тропическим и субтропическим областям, к суммарному количеству таксонов теплоумеренных, умеренных и холодных областей. Коэффициент влажности вычисляется по отношению количества таксонов гигрофитов и гидрофитов к числу мезофитов и ксерофитов. Подобные коэффициенты предлагались А.В. Гольберт и И.Д. Поляковой [11] и А.М. Лаптевой и др. [22], однако эти исследователи исходили из относительного содержания пыльцы в спектрах, а не из числа таксонов определенных эколого-географических групп растений.

Методика эколого-флористического анализа применялась Л.А. Козьяр с соавторами для восстановления палеоклиматических условий времени формирования палеоген-неогеновых отложений нижнего течения р. Ангары [17], юго-запада Сибирской платформы [1], северо-западных районов Донбасса [19, 18], Северного Кавказа [20]. Она имеет два основных преимущества. Во-первых, учитываются роды растений, установленные в результате изучения как макро-, так и микроостатков. Во-вторых, с помощью этого метода возможна фиксация тенденций к изменениям растительности. Так, начало процесса потепления климата устанавливается по увеличению содержания в комплексе субтропических и тропических родов, тогда как в спорово-пыльцевых спектрах эти роды могут быть представлены единично. Использование объективных цифровых показателей, свидетельствующих о направлении и степени изменения палеоклиматических условий, позволяет более обоснованно делать палеогеографические и стратиграфические выводы.

Здесь также необходимо отметить, что методика эколого-флористического анализа вполне применима для областей с расчлененным рельефом (в частности, для Восточного Сихотэ-Алиня), что обусловлено влиянием вертикальной поясности в распределении растительных группировок. Но для обширных по площади низменностей (например, Западно-Сибирской), где вертикальные амплитуды рельефа не превышали нескольких десятков метров, важную роль играет также количественная характеристика таксонов в спорово-пыльцевых комплексах. Отмечено, что при похолоданиях в спектрах рассматриваемого региона возрастает количественное содержание сосновых и мелколиственных березовых.

Методика построения климатограмм, предложенная В.П. Гричуком [12, 13], заключается в том, что для каждого рода или вида растений – компонен-

тов данной флоры – строится график, на котором по вертикальной оси откладываются средние температуры самого теплого месяца (июля), по горизонтальной – температуры самого холодного (января). Кривая, проведенная по крайним точкам, определяет площадь поля температур того или иного таксона. При совмещении всех климатограмм, построенных для родов ископаемой флоры, устанавливается участок их климатических ареалов, общий для данного флористического комплекса и таким образом допускающий возможность совместного существования всех его компонентов. Для реконструкций климата четвертичного времени методом климатограмм анализируются виды растений. Для восстановления климата палеогена и неогена используются роды растений, поскольку большинство видов во флорах этого возраста либо являются вымершими, либо не могут быть со всей достоверностью признаны консpezifичными современным. В.П. Гричук с соавторами [13] рекомендуют использовать роды древесных растений, поскольку они в отличие от трав являлись доминантами растительных сообществ в рассматриваемый период и были в наибольшей степени подвержены воздействию регионального климата.

Методика построения климатограмм для палеоген-неогеновых флор применялась О.К. Борисовой для позднего эоцена Северного Казахстана и Восточных Кызылкумов [13], позднего эоцена–раннего олигоцена о. Котельного и северной части Западной Сибири [14], В.С. Волковой и И.А. Кульковой [9] для эоцена Западной Сибири, Т.В. Светлицкой [15] для нижнего сармата юго-запада Русской равнины, Н.Д. Коваленко [15] для нижнего эоцена, олигоцена и среднего миоцена юго-востока Русской равнины.

Общий недостаток всех перечисленных выше методик заключается в том, что экологическая приуроченность растений считается постоянной, что не совсем верно, так как она могла изменяться с течением времени. Кроме того, для восстановления климата палеогена–неогена обычно используются категории рода, тогда как в пределах одного рода (и даже вида) могут встречаться различные жизненные формы.

#### МАТЕРИАЛ

Материалом для настоящей работы послужили 55 образцов с отпечатками растений из коллекций ископаемой флоры семи местонахождений Восточного Сихотэ-Алиня, предоставленные заведующим лабораторией палеофлористики ГИН РАН профессором М.А. Ахметьевым. Для исследования были выбраны местонахождения флоры Сонье, Буй, Демби из

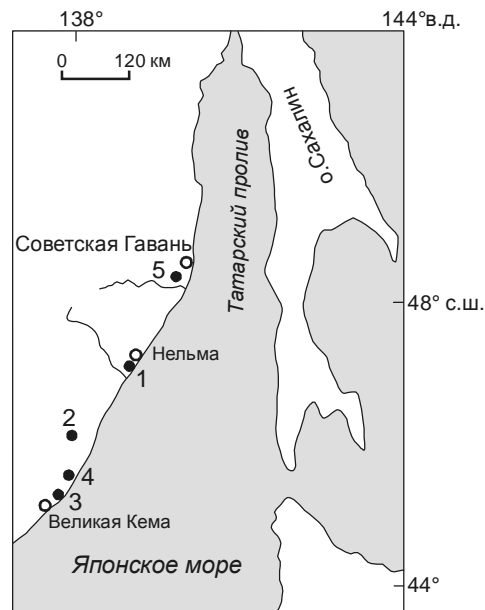


Рис. 1. Расположение изученных разрезов.

1 – Сонье–Буй–Демби; 2 – Светловодная; 3 – Великая Кема; 4 – Амгу; 5 – Ботчи.

разреза на побережье Татарского пролива, южнее пос. Нельма и разрезов по рекам Светловодная, Амгу, Великая Кема и Ботчи (рис. 1). Отпечатки растений из всех местонахождений были собраны и изучены М.А. Ахметьевым [2–8]. Для местонахождений Амгу и Великая Кема дополнительно использованы данные Р.С. Климовой [26]. Из коллекций флор было отобрано для палинологического анализа по шесть – десять образцов, которые были обработаны в лаборатории палеофлористики ГИН РАН и лаборатории биостратиграфии ИЛ РАН.

#### ФЛОРОНОСНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ И ФЛОРИСТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

В позднем эоцене с началом активизации андезибазальтового вулканизма в области современных акваторий северной части Японского моря и Татарского пролива начал формироваться Прибрежный базальтовый пояс Восточного Сихотэ-Алиня, к образованиям которого приурочены рассматриваемые в настоящей работе местонахождения флоры. В эоцене–олигоцене происходило излияние лав андезитового состава (сизиманская толща, солибеская свита). Деятельность вулканов, в грабенах, вызывала подпруживание рек и возникновение временных "плотинных" озер. В раннем–среднем миоцене в результате излияния базальтов кизинской свиты были образованы плато-нагорья, которые перекрыли не полностью компенсированные грабены и вышли за их пределы

[5, 25, 27]. Местонахождения флоры приурочены к осадкам стариц и небольших озер, возникавших, как правило, в результате подпруживания рек потоками лавы или обвалами. Исключением является местонахождение флоры Ботчи, накопление отложений которого происходило в период прекращения вулканической деятельности. Рассматриваемые тафоценозы отражают озерную и приустьевую растительность рек, а также склоновую растительность прилегающих горных массивов. В комплексах макрофлоры часто доминируют ольха, береза, дуб, представители так называемой "пионерной" растительности, появляющиеся первыми после пожаров в области действия вулканов [5].

На основе материалов М.А. Ахметьева по растительным мегафоссилиям с использованием данных палинологического анализа исследуемых толщ автором было выделено пять уровней, характеризующихся определенными комплексами макро- и микрофлоры [5, 23, 24].

Наиболее древний из них приурочен к низам сизиманской толщи (флора Сонье) и датируется концом среднего–поздним эоценом. В комплексе макрофлоры наряду с представителями раннепалеогеновой флоры (*Platanus*, *Cocculus ezoanum*, *Trochodendroides arctica*) присутствуют разнообразные роды сережкоцветных (*Fagus*, *Alnus*, *Cercidiphyllum*, *Acer* и др.), широко распространенные в олигоцене–неогене. В СПК Сонье среди голосеменных приблизительно одинаковое содержание Pinaceae и Taxodiaceae, среди покрытосеменных преобладают Betulaceae и Fagaceae; заметно содержание Myricaceae, Juglandaceae, достаточно разнообразна пыльца термофильных покрытосеменных (*Trochodendron*, *Magnolia*, *Liquidambar* и др.).

Второй флористический уровень выделяется в низах сизиманской толщи – выше слоев с флорой Сонье (флора Буй), и в максимовской свите (флора Светловодная). Его возраст интерпретируется как переходный между эоценом и олигоценом. В комплексах макрофлор этого уровня, так же как и в предыдущем, наряду с раннепалеогеновыми таксонами присутствуют роды, широко распространенные в более молодых флорах. В СПК этого уровня преобладает пыльца покрытосеменных сем. Myricaceae, Fagaceae, Betulaceae, Juglandaceae и Hamamelidaceae; разнообразна пыльца тропических и субтропических растений. Отмечено их определенное сходство с некоторыми позднеэоценовыми комплексами, но наряду с эоценовыми здесь присутствуют виды, распространенные в олигоцене и неогене; кроме того, установлены зна-

чительная роль и видовое разнообразие *Pinus* и *Carya*, что характерно для раннего олигоцена.

Третий флористический уровень характеризует гранатовую толщу (флора Амгу) и датируется концом позднего олигоцена–началом раннего миоцена. По данным изучения макро- и микрофлоры в рассматриваемом комплексе преобладают сосновые и таксодиевые, среди покрытосеменных заметным содержанием отмечены *Ulmus* и *Acer*, среди отпечатков – *Alnus* и разнообразные роды листопадных кустарников.

Четвертый флористический комплекс (флоры Великая Кема и Демби) приурочен к кизинской свите и отвечает климатическому оптимуму второй половины раннего–начала среднего миоцена. В коллекциях макрофлоры преобладают буковые, ореховые, ильмовые и наиболее термофильные из березовых (*Carpinus*, *Ostrya*), разнообразны субтропические и тропические роды. По данным палинологического анализа здесь можно выделить два подуровня. СПК Великой Кемы, в котором установлено доминирование широколиственных и разнообразие термофилов, соответствует максимальной фазе потепления, а СПК Демби с преобладанием *Fagus* – заключительной фазе миоценового оптимума.

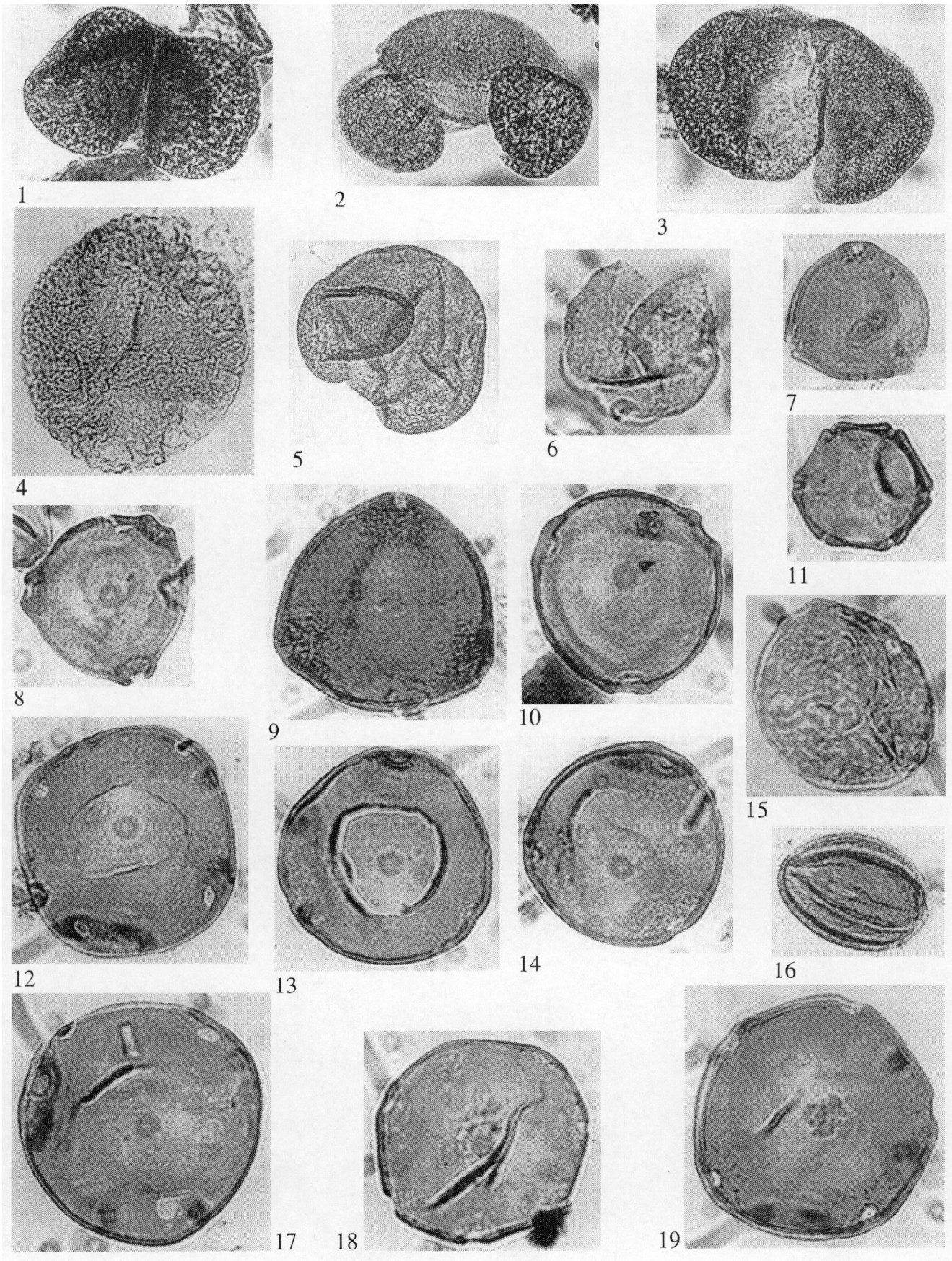
Флора пятого флористического уровня (Ботчи) происходит из ботчинской свиты и датируется концом среднего–поздним миоценом. В комплексе разнообразны сосновые (главным образом темнохвойные), березовые и розоцветные.

Наиболее характерные и хорошей сохранности споры и пыльца, выделенные из образцов указанных коллекций отпечатков растений, приведены на таблицах I–III.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Анализ систематического состава и количественного соотношения родов во флоре Сонье показал, что на рассматриваемой территории в конце среднего–позднем эоцене были распространены смешанные хвойно–широколиственные леса. В составе лесной формации склонов, обращенных к озеру, обоими методами установлена значительная роль листопадных и вечнозеленых покрытосеменных – восковницы, граба, дуба, бука, каштана, клена, багряника; из растений, определенных по пыльце, сюда относятся орех, гикори и ильмовые, по отпечаткам – платан, троходендрон, алангиум. В кустарниковом подлеске произрастали лещина и установленные только в отпечатках кизил, калина, бобовые. Для рассматриваемых лесов были характерны лианы, эти жизненные формы, вероятно, образовывали некоторые виды коккулюса, унаби и винограда. По берегам озера про-

Фотогaблицa I.



израстали болотный кипарис (таксодиум), глиптробус, ива, некоторые виды ольхи, граба, ильма, из трав – осоковые и ежеголовник. По данным палинологического анализа установлено, что в травянистом ярусе были распространены марсиля, чистоуст, лигодиум, гроздовник, кочедыжниковые и плауны, в водоеме – цератоптерис, лотос, рдест.

Хвойные выступали в качестве примеси в широколиственных лесах и образовывали формации верхних склонов гор. В СПК и коллекции макрофлоры преобладают сосна, туя и разнообразные таксодиевые: таксодиум, криптомерия, сциадопитис, метасеквойя, куннингамия. Следует отметить, что роды таксодиевых, разнообразно представленные в этом и других, рассматриваемых ниже, флористических комплексах, в настоящее время имеют ограниченный ареал. В естественном состоянии они произрастают на небольшой территории юго-востока (таксодиум) и юго-запада (секвойя) Северной Америки и Восточной Азии (криптомерия, куннингамия, сцадопитис, метасеквойя и глиптробус). Метасеквойя или "водная пихта", обильно представленная в отпечатках в изучаемых коллекциях, в настоящее время в количестве всего лишь около 1000 экземпляров произрастает только в двух провинциях Восточного Китая.

Растительность позднего эоцена–раннего олигоцена Восточного Сихотэ-Алиня (флоры Буй и Светловодная) близка по составу к таковой конца среднего–позднего эоцена. На рассматриваемой территории произрастали хвойно-широколиственные полидоминантные леса. Большое участие в древостое принимали разнообразные широколиственные, но, судя по результатам палинологического анализа, увеличилась роль таких родов, как орех, гикори, вяз, а по данным макрофлоры – дзельквы, клена и липы. В растительных группировках постоянно участвовали разнообразные роды субтропических и тропических растений, в отпечатках определены алангиум, макаранга, платан, по пыльце – магнолия, аралия, фатсия, лавр, ремнецветник, стеркулия. Следует отметить, что содержание последних в СПК обычно не превышает

1%. Эти растения являются насекомопыляемыми, и, поскольку основную массу их пыльцы собирают насекомые, она почти не попадает в ископаемые СПК. На рецентных и субрецентных материалах было установлено, что содержание пыльцы этих растений в спектрах значительно меньше их фактического участия в растительном покрове, и даже находки единичных зерен пыльцы насекомопыляемых растений свидетельствуют об их участии в растительных группировках. Растительность водоемов устанавливается только по пыльце, это водяной орех, рдест, кувшинка, кубышка и лотос.

Реконструируемая растительность конца среднего эоцена–начала раннего олигоцена Восточного Сихотэ-Алиня по доминированию разнообразных представителей листопадных широколиственных родов, представителей сем. кленовых, березовых, ореховых, розоцветных, буковых и некоторых других близка к смешанным мезофитным лесам, по терминологии Дж. Вулфа [29]. Эти леса в настоящее время распространены на Хонсю (зона каштанов) и юге Южной Кореи. Дж. Вулф отмечает, что в их составе нельзя выделить какой-либо доминирующий род или семейство. Среднегодовые температуры, при которых произрастают смешанные мезофитные леса, – +10... +13°C.

Эколого-флористический анализ, проведенный в соответствии с методикой Л.А. Козьяр (рис. 2), показал, что для флор конца среднего–позднего эоцена (Сонье) и позднего эоцена–раннего олигоцена (Буй и Светловодная) отмечены высокие значения коэффициента термофильности, соответственно 41, 44 и 48. В этих комплексах значительный процент приходится на долю субтропических и тропических растений. Известно, что к рубежу эоцена–олигоцена приурочено глобальное похолодание. Однако в результате работ по проекту МПГК № 174 по теме "Геологические события на рубеже эоцена и олигоцена" [10] установлено, что в Тетической области похолодание и иссушение климата были выражены значительно ярче, чем в Бореальной, и перестройка флор (смена фор-

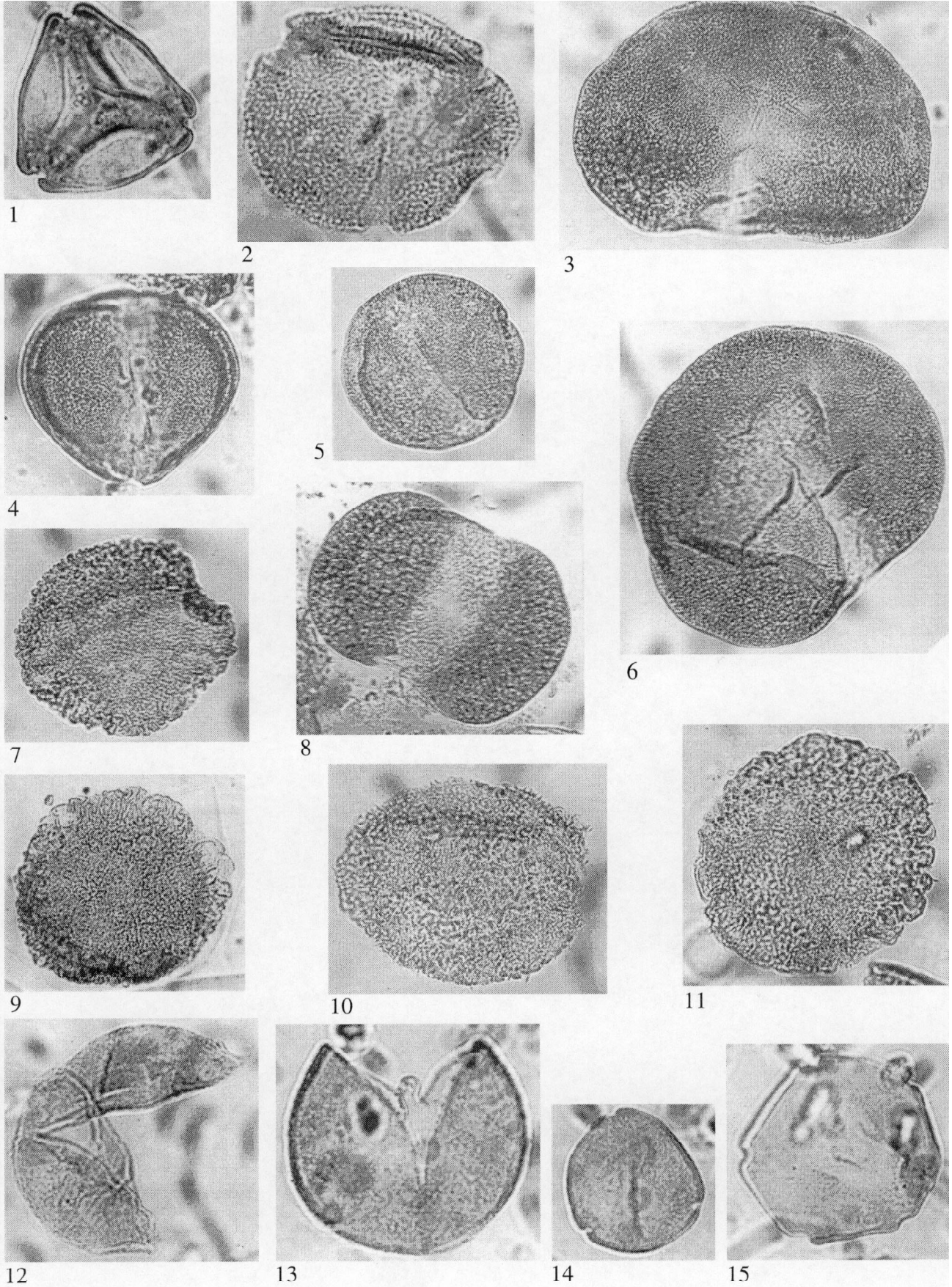
---

#### Фототаблица I. Роды и виды пыльцы из флороносных отложений Буй (поздний эоцен – ранний олигоцен).

1 – *Podocarpus andiniformis* Zakl., обр. 209/1, ×500, 2 – *Pinus silvestris* L., обр. 209/1, ×500, 3 – *Pinus protocebra* Zakl., обр. 604/1, ×500, 4 – *Tsuga cf. canadensis* (L.) Carr, обр. 604/2, ×500, 5 – *Cedrus piniformis* Zakl., обр. 209/1, ×500, 6 – *Taxodium* sp., обр. 209/1, ×1000, 7 – *Myrica pseudogranulata* Glad., обр. 209/1, ×1000, 8 – *Myrica galiformis* Glad., обр. 209/1, ×1000, 9 – *Comptonia compacta* Glad., обр. 604/2, ×1000, 10 – *Carpinus* sp., обр. 209/1, ×1000, 11 – *Alnus* sp., обр. 209/1, ×1000, 12 – *Carya* sp., обр. 209/1, ×1000, 13 – *Carya simplex* (Potonie et Venitz) Elsik, обр. 209/1, ×1000, 14 – *Carya communis* Bolot., обр. 209/1, ×1000, 15 – *Ulmus inaequaliarcuata* Trav., обр. 604/2, ×1000, 16 – *Quercus* sp., обр. 209/1, ×1000, 17 – *Carya spackmania* Trav., обр. 209/1, ×1000, 18 – *Juglans* sp., обр. 209/1, ×1000, 19 – *Juglans cf. sibirica* Vojc., обр. 604/2, ×1000.



Фототаблица II.



мальных родов цветковых на современные) проходила быстрее и контрастнее. В Бореальной области, в частности, на Дальнем Востоке, рассматриваемая смена флор началась раньше, в начале позднего эоцена, и завершилась позже, в конце олигоцена, что отражает постепенное изменение природной обстановки в рассматриваемом интервале.

Обращает на себя внимание высокое значение коэффициента влажности флоры Сонье – 30 (рис. 2). В этой флоре значительно содержание влаголюбивых растений, а также родов, некоторые современные виды которых являются лианами и эпифитами влажнотропических лесов. Для флор Буй и Светловодная значения этого коэффициента составляют 23 и 22, соответственно. Высокий показатель коэффициента влажности для флоры конца среднего–позднего эоцена связан прежде всего с отсутствием широтных горных сооружений на всем пространстве Альпийско-Гималайского пояса, от Европы до Тихоокеанского побережья. Соответственно, ничто не препятствовало основному направлению тепло- и влагопереноса от экватора в высокие широты. Таким образом, данные палеоэкологического анализа флор Сонье, Буй и Светловодная подтверждают существование в рассматриваемом регионе в позднем эоцене–раннем олигоцене теплого (близкого к субтропическому) климата. Е.Д. Заклинская [14] предполагает, что столь северное положение границы субтропического пояса в позднем эоцене–раннем олигоцене (учитывая, что положение полюсов в этот период не изменялось) было связано с высокой влажностью воздуха, создававшей "парниковые" условия.

В растительном покрове позднего олигоцена–раннего миоцена (флора Амгу) значительную роль играли хвойные. В древостое господствовали светлохвойные (сосновые и лиственничные) и темнохвойные леса, преимущественно еловые с примесью пихты и тсуги, отпечатки которых составляют заметную долю в коллекции макрофлоры. Большую роль в составе растительности этого времени играли таксодиевые – болотный кипарис, пыльца которого при-

сутствует в значительном количестве в СПК, а также метасеквойя, глиптостробус и сциадопитис, преобладающие в коллекции макрофлоры. Судя по анализу комплекса отпечатков, увеличилась роль мелколиственных, в частности ольхи. По макрофлоре определены также разнообразные кустарниковые растения – рябина, спирея, сирень, волчегонник, жимолость, калина, краснопузырник, вероятно входящие в состав подлеска. Листопадные широколиственные породы (граб, бук, дуб, клен, вяз), видимо, не образовывали самостоятельных формаций, а выступали в качестве примеси в хвойно-мелколиственных лесах.

Реконструируемая растительность близка по составу к смешанным хвойным и смешанным северным лиственным лесам, по классификации Дж. Вулфа [29], произрастающими в настоящее время на Хоккайдо, в Приморье, Северном Китае и Корее при среднегодовых температурах +3... +10°C. Со смешанными хвойными лесами реконструируемый тип растительности сближает преобладание в их составе разнообразных сосновых и характерная для лесов этого типа Японии и Маньчжурии примесь березовых, ильмовых и клена. Сходство с северными лиственными лесами заключается в присутствии дуба, клена, липы, березы, вяза, ольхи, рябины. Однако полную аналогию с этими лесами проводить нельзя, поскольку роды таксодиевых, разнообразно представленные во флоре Амгу, произрастают в настоящее время при более высоких температурах.

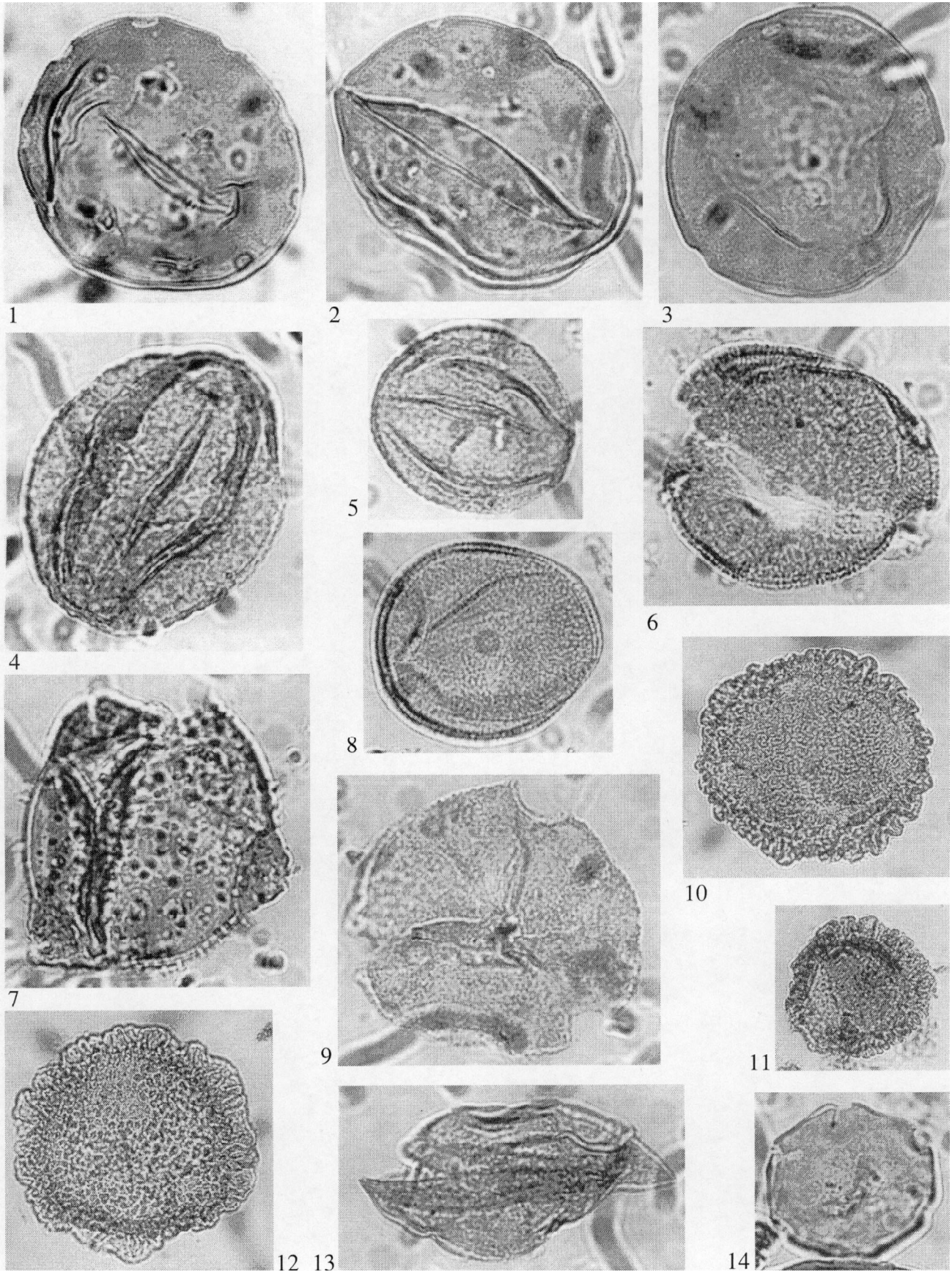
По данным эколого-флористического анализа, климат позднего олигоцена–раннего миоцена был менее жарким по сравнению с климатом рассмотренного выше возрастного интервала конца среднего эоцена–начала раннего олигоцена (рис. 2). Снижение коэффициента термофильности во флоре Амгу связано с похолоданием на границе олигоцена–миоцена, более ярко выраженном в изучаемом регионе по сравнению с похолоданием рубежа эоцена–олигоцена. Однако достаточно высокое содержание родов умеренных и теплоумеренных областей (включая входящие в субтропики) указывает на начавшийся в

---

**Фототаблица II.** Роды и виды пыльцы из флороносных отложений Буй (поздний эоцен–ранний олигоцен) (фиг. 1), Светловодная (поздний эоцен–ранний олигоцен) (фиг. 2), Великая Кема (вторая половина раннего миоцена–начало среднего миоцена) (фиг. 3–15).

1 – *Triatriopollenites arboratus* Pfl., обр. 209/1, ×1000, 2 – *Fothergilla vera* Lubom., обр. 1238/1, ×1000, 3 – *Picea* sp., обр. 665/1, ×500, 4, 5 – *Pinus tertiaria* (Moreva) Anan., обр. 217/1, ×500, 6 – *Picea media* Anan., обр. 665/1, ×500, 7 – *Tsuga macroseerrata* (Wolff.) Anan., обр. 665/1, ×500, 8 – *Pinus* sp., обр. 665/1, ×500, 9 – *Tsuga canadensis* (L.) Carr., обр. 217/1, ×500, 10 – *Tsuga aculeata* Anan., обр. 665/1, ×500, 11 – *Tsuga* cf. *saurae* Brutm., обр. 665/1, ×500, 12 – *Thuja* sp., обр. 665/1, ×1000, 13 – *Taxodium* sp., обр. 665/1, ×1000, 14 – *Engelhardtia chrysolepiformis* Bolot., обр. 217/1, ×1000, 15 – *Juglans hebelata* Bolot., обр. 217/1, ×1000.

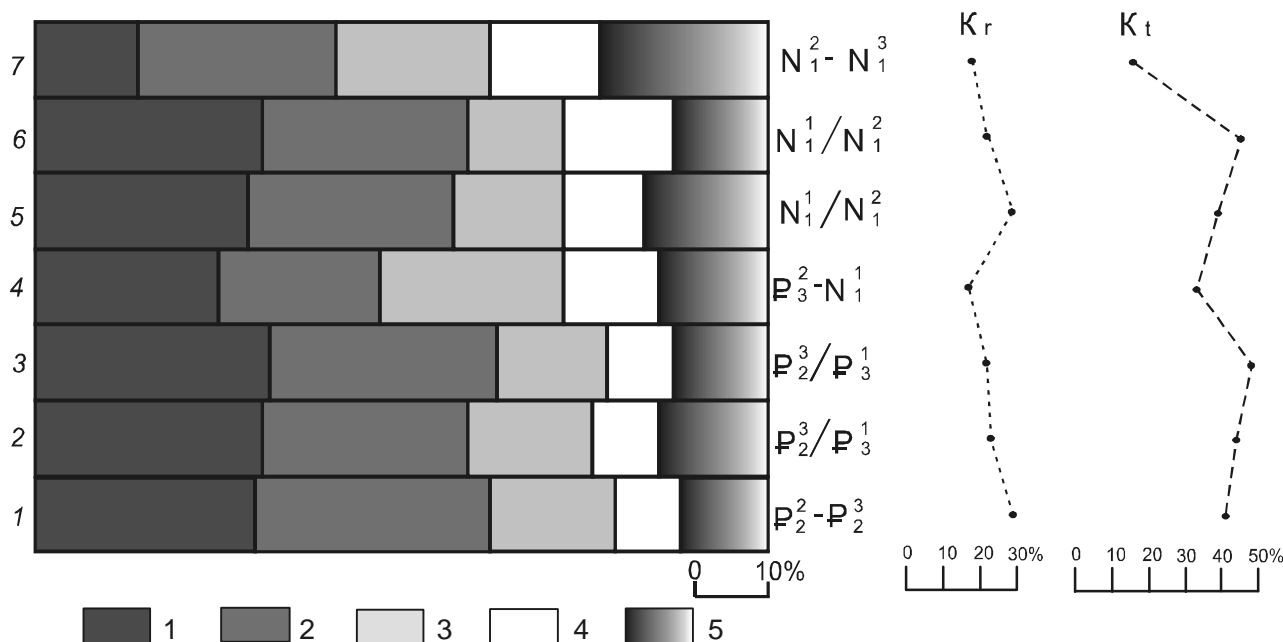
Фототаблица III.



раннем миоцене процесс потепления климата, предшествующий климатическому оптимуму второй половины раннего–начала среднего миоцена. Уменьшение коэффициента влажности проявилось в снижении роли гигрофитов и гидрофитов и усилении влияния мезофитов.

Судя по результатам макрофлористического и палинологического анализов, в конце раннего–начале среднего миоцена (время проявления климатического оптимума) на рассматриваемой территории произрастали хвойно-широколиственные леса с разнообразным составом листопадных широколиственных пород, среди которых отмечены граб, орех, гикори, лапина, энгельгардия, бук, дуб, вяз, дзельква, липа, клен, сумах, багряник. Перечисленные роды присутствуют как в СПК, так и в коллекциях макрофлоры.

Следует подчеркнуть заметную роль в растительных группировках бука (устанавливается по данным палинологического анализа), который местами мог произрастать в виде монодоминантных лесов. Значительную роль в составе растительности играли субтропические и тропические роды, определенные в отпечатках – айлант, хурма, сассафрас, конский каштан, стиракс, унаби и по пыльце – ликвидамбр, магнолия, аралия, ремнецветник. Среди хвойных преобладали сосновые (ель, пихта, сосна), возросла роль тсуги по сравнению с рассмотренными выше возрастными интервалами. Значительную роль играли таксодиевые – таксодиум, глиптостробус, метасеквойя (отпечатки последнего рода преобладают в коллекциях макрофлоры). По данным палинологического анализа, в травяно-кустарничковом ярусе описываемых



**Рис. 2.** Основные палеоэкологические характеристики флор эоцена–миоцена Восточного Сихотэ-Алиня.

Флоры: 1 – Сонье, 2 – Буй, 3 – Светловодная, 4 – Амгу, 5 – Великая Кема, 6 – Демби, 7 – Ботчи.

Роды, произрастающие в областях: 1 – тропических и субтропических 2 – теплоумеренных и субтропических; 3 – от умеренных до субтропических; 4 – умеренных; 5 – от холодноумеренных до субтропических.

Kr – коэффициент влажности; Kt – коэффициент термophilности.

**Фототаблица III.** Роды и виды пыльцы из флороносных отложений Великая Кема (вторая половина раннего миоцена–начало среднего миоцена) (фиг. 1–8), Демби (вторая половина раннего миоцена–начало среднего миоцена) (фиг.9), Ботчи (конец среднего миоцена–поздний миоцен) (фиг. 10–14).

1 – *Juglans orbiculata* Bolot., обр. 217/1, ×1000, 2 – *Juglans polyporata* Vojc., обр. 217/1, ×1000, 3 – *Carya ovaliformis* Bolot., обр. 665/1, ×1000, 4 – *Fagus grandifoliiformis* Pan., обр. 217/1, ×1000, 5 – *Fagus japoniciformis* Anan., обр. 217/1, ×1000, 6 – *Nymphaea* sp., обр. 665/1, ×1000, 7 – *Diervilla* sp., обр. 217/1, ×1000, 8 – *Nelumbo* sp., обр. 665/1, ×1000, 9 – *Fagus tenella* Pan., обр. 884/1, ×1000, 10 – *Tsuga* cf. *yunnanensis* (Franchet) Mast., обр. 1/1, ×500, 11 – *Tsuga sieboldianiformis* Anan., обр. 1/1, ×500, 12 – *Tsuga* aff. *ignicula* Anan., обр. 1/1, ×500, 13 – *Glyptostrobus* sp., обр. 1/1, ×1000, 14 – *Juglans sieboldianiformis* Vojcel, обр. 1/1, ×1000,

лесов были распространены верескоцветные, бобовые, кочедыжниковые и чистоустовые папоротники, плауны. В водоемах произрастали водный орех, рдест, лотос, кувшинка, кубышка, по берегам – тростник.

Разнообразные по систематическому составу комплексы макро- и микрофлоры из местонахождений Великая Кема и Демби свидетельствуют о развитии на рассматриваемой территории листопадной теплоумеренной флоры. По доминированию разнообразных представителей листопадных широколиственных реконструируемая растительность (так же, как и растительность позднего эоцена–раннего олигоцена) близка к смешанным мезофитным лесам, произрастающим при среднегодовых температурах +10... +13°C. Отмечается сходство на родовом уровне лесов второй половины раннего–начала среднего миоцена и позднего эоцена–раннего олигоцена Восточного Сихотэ-Алиня. Значение коэффициента термофильности флор Великая Кема и Демби, произраставших во время миоценового климатического оптимума, близки к таковым флор позднего эоцена–раннего олигоцена, что подтверждает вывод о существовании сходных температурных условий (рис. 2).

Комплекс спор и пыльцы из флороносных отложений Демби соответствует заключительному этапу оптимума миоцена и носит менее термофильный характер по сравнению с таковым Великая Кема. Однако содержание тропических и субтропических родов в коллекции отпечатков достаточно высокое, что обуславливает высокое значение коэффициента термофильности, выше такового флоры Великая Кема (рис. 2).

При анализе макрофлоры Ботчи М.А. Ахметьевым [2] среди основных лесообразующих пород указываются *Carpinus subcordata* и *Alnus protohirsuta* var *paucinervis*, потомки которых *Carpinus cordata*, *Alnus hirsuta* произрастают в настоящее время на Дальнем Востоке, а также *Metasequoia occidentalis*, виды *Betula*. На верхних склонах состав растительности менялся, здесь преобладали разнообразные сосновые и туя. На основе изучения отпечатков растений из местонахождения Ботчи М.А. Ахметьевым [2] с учетом данных палинологического анализа этих отложений, проведенного В.Ф. Морозовой и П.Н. Соколовой, выделяется четыре ассоциации растений. Дополняя эти материалы результатами нашего исследования, можно отметить следующее. Растительность водоемов (водный папоротник сальвиния и лотос) определяется по данным палинологического анализа. По берегам водоемов и периодически затопляемых низин были распространены ольха, некоторые виды грабов, тополь, бархат, нисса, роза, виног-

рад, в травянистом ярусе – хвощ, тростник, щавель. Данные палинологического анализа позволяют добавить в этот список иву, ольховник, таксодиум и глиптостробус, а также некоторые споровые растения – чистоуст, гроздовник, плаун. В составе лесной формации склонов М.А. Ахметьевым указываются ряд видов сосновых, метасеквойя, туя, ольха, береза, граб, хмелеграб, гикори, лапина, падуб, сумах, клен, липа, ясень, багрянник, в кустаниковом подлеске – ольха, лещина, боярышник, краснопузырник. Из растений, определенных только по пыльце, к этой ассоциации относятся бук, дуб, вяз, гаммелис, корилописис. В верхнем поясе гор произрастали темнохвойные леса, преимущественно еловые с примесью тсуги и пихты, площади светлохвойных (сосновых и лиственничных) лесов были значительно меньше. В ассоциацию лесов верхнего пояса гор входили также туя, некоторые виды берез, лещина, с учетом материалов по пыльце – ногоплодник, кедр, секвойя.

Реконструируемая растительность Ботчи (так же, как и растительность Амгу), близка по составу к смешанным хвойным и смешанным северным лиственным лесам Хоккайдо, Приморья, Северного Китая и Кореи, по классификации Дж. Вулфа [29]. Леса этого типа произрастают при среднегодовых температурах +3... +10°C. Наибольшее сходство отмечено со смешанными хвойными лесами, которые, судя по карте, приведенной в работе Дж. Вулфа, являются вкраплениями в полосе развития смешанных северных лиственных лесов. Это сходство заключается в разнообразии темнохвойных сосновых и присутствии березовых, ильмовых, клена и липовых (последнее обстоятельство, как указывалось при описании реконструируемой растительности Амгу, характерно для лесов этого типа в Маньчжурии и Японии). Близость лесов Ботчи со смешанными северными лиственными лесами проявляется на родовом уровне в присутствии дуба, березы, клена, липы, вяза, ольхи, ясени, рябины.

Климат конца среднего–позднего миоцена оставался достаточно теплым, возможно еще теплоумеренным, но температурные показатели его были более низкими по сравнению со временем климатического оптимума. Площади, занятые широколиственными и таксодиевыми лесами, сократились, тогда как доля формаций темнохвойных лесов, состоящих преимущественно из елей, тсуг и пихт, заметно увеличилась. Климат времени существования флоры Ботчи был более холодным по сравнению с периодом похолодания на рубеже олигоцена и миоцена.

По результатам эколого-флористического анализа, наиболее низкие значения коэффициента тер-

мофильности отмечены для флоры Ботчи (рис. 2). В составе комплекса возрастает участие таксонов умеренных областей и таксонов широкого географического распространения (от холодноумеренных до субтропических районов).

Для более детальных климатических реконструкций, а именно для выявления средних температур января и июля времени произрастания рассматриваемых флор была использована методика построения климатограмм. Однако при интерпретации построенных для каждой из семи флор климатограмм (рис. 3) возникла сложность, которая заключается в трудности установления участка климатического поля, который является общим для всего комплекса. Обычно выявлялось два, а в случае флоры Буй – три таких участка.

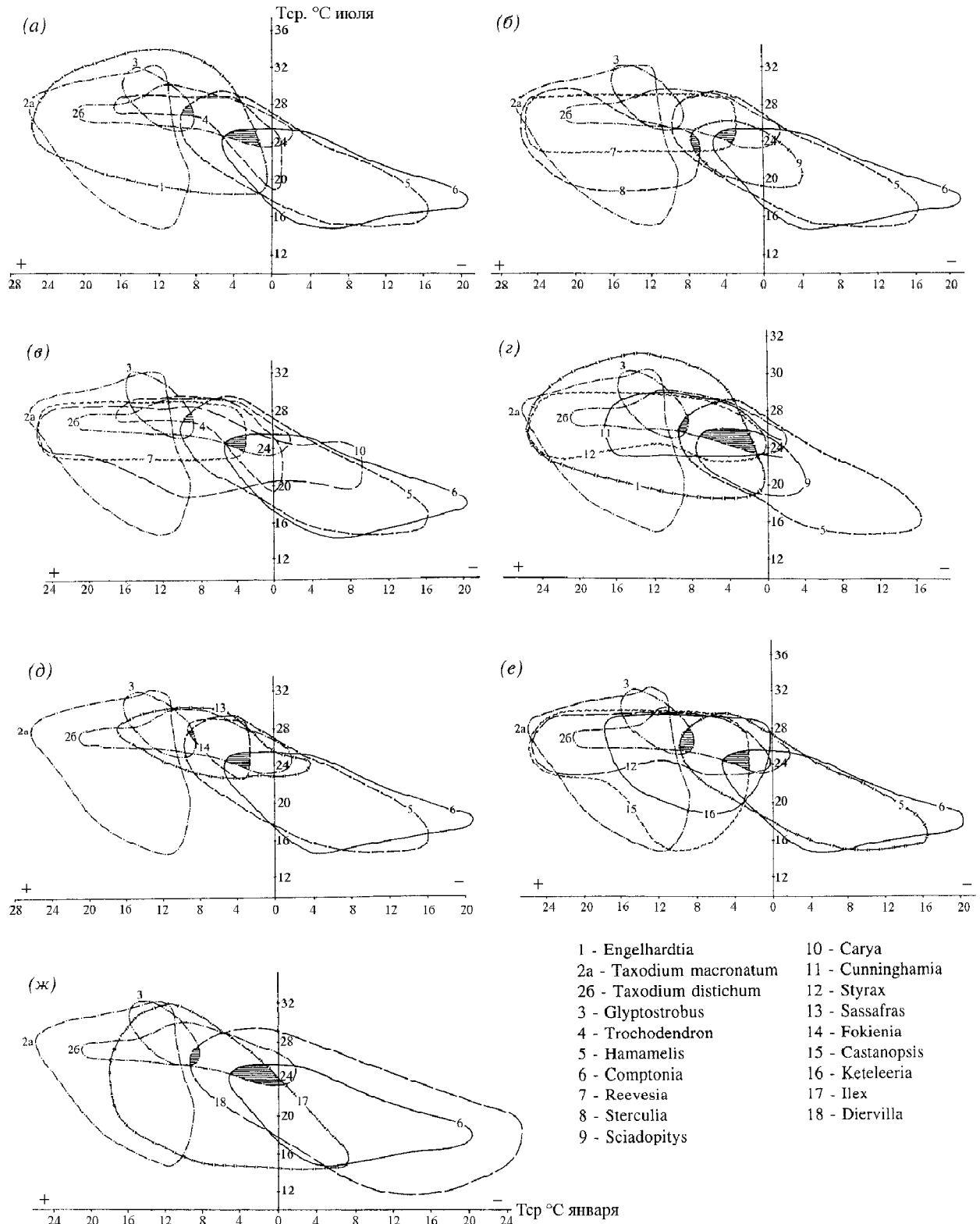
Вероятно, в первую очередь это обусловлено присутствием в этих флорах реликтовых родов, произрастающих в настоящее время в естественном состоянии лишь на ограниченных территориях – в частности, на востоке Северной Америки и в Юго-Восточной Азии. Эти регионы служили своеобразными рефугиумами, "убежищами" для термофильной флоры в ледниковые эпохи. Экологическая амплитуда реликтовых растений по сравнению с прошлыми эпохами как бы "сузилась", в результате чего они оказались не способными по прошествии неблагоприятных условий занять свои прежние ареалы. Примерами таких реликтовых родов могут служить таксодиевые. Метасеквойя в настоящее время произрастает при среднеиюльской температуре  $+24^{\circ}\text{C}$  и среднеянварской  $+8^{\circ}\text{C}$ . Климатограмма *Glyptostrobus* ограничена средними температурами июля  $+28...+32^{\circ}\text{C}$ , января  $+8...+16^{\circ}\text{C}$ . Таким образом, присутствие этих родов приводит к смещению центра пересечения климатограмм в область высоких температур. В то же время, в этих флорах присутствуют такие роды, как ель и лиственница, произрастающие при отрицательных январских температурах. Таким образом, при интерпретации полученных климатограмм возникает вопрос – каким родам отдавать предпочтение? Возможно объединение полученных общих участков климатограмм, при котором допускается более широкий диапазон температур произрастания той или иной флоры. Также можно учитывать только те участки, для которых характерна большая концентрация климатограмм отдельных родов. Если интерпретировать данные таким образом, то получается, что среднеиюльские температуры во время формирования флор Сонье, Буй, Светловодная, Великая Кема и Демби составляли в среднем  $+24^{\circ}\text{C}$ , среднеянварские –  $+4^{\circ}\text{C}$ . Эти температурные показатели ха-

рактерны для переходной области теплоумеренного – субтропического климата. В перечисленных флорах содержится значительное число тропических и субтропических родов, для них отмечены достаточно высокие значения коэффициента термофильности; отмечено их сходство со смешанными мезофитными лесами, произрастающими при близких значениях температур. Эти данные, с учетом результатов макрофлористического анализа, вполне согласуются со значениями реконструируемых температур.

Среднеиюльские температуры, рассчитанные для флоры Амгу, составляют  $+24^{\circ}\text{C}$ , среднеянварские  $+1...+8^{\circ}\text{C}$ , для флоры Ботчи, соответственно –  $+24^{\circ}\text{C}$  и  $+1...+4^{\circ}\text{C}$ . Однако данные изучения отпечатков растений и эколого-флористического анализа свидетельствуют о более прохладных климатических условиях и, по всей вероятности, умеренном типе климата. По материалам М.А. Ахметьева [2, 5], для флоры Ботчи реконструируемые значения температур составляют  $+18...+20^{\circ}\text{C}$  (среднеиюльские),  $-2...+4^{\circ}\text{C}$  (среднеянварские). Таким образом, интерпретация климатограмм, построенных для эоцен-миоценовых флор Восточного Сихотэ-Алиня, вызывает определенные сложности, обусловленные в первую очередь тем, что при применении этой методики экологическая приуроченность растений считается постоянной, тогда как в действительности с течением времени она могла изменяться.

## ВЫВОДЫ

Анализ палеоботанических данных по методикам актуалистических аналогий, эколого-флористического анализа и построения климатограмм позволяет охарактеризовать климат отдельных интервалов эоцена–миоцена Восточного Сихотэ-Алиня. В конце среднего эоцена–раннем олигоцене (флоры Сонье, Буй и Светловодная) климат был теплоумеренным, близким к субтропическому. В качестве лесобразующих в составе растительности выступали сосновые, таксодиевые и различные широколиственные листопадные и вечнозеленые породы. Для позднего олигодена–раннего миоцена (флора Амгу) реконструируется теплоумеренный тип климата. В составе древостоя преобладали хвойные. На вторую половину раннего–начало среднего миоцена (флоры Демби, Великая Кема) приходится климатический оптимум с господством теплоумеренных условий, близких к субтропическим. Преобладали смешанные широколиственные листопадные леса со значительным участием буковых, таксодиевых и разнообразных вечнозеленых. Состав растительности, реконструируемой на основе анализа микро- и макрофлор Ботчи, соот-



**Рис. 3.** Генерализованные схемы климатограмм флористических комплексов (а) Сонье (конец среднего-поздний эоцен), (б) Буй (поздний эоцен-ранний олигоцен), (в) Светловодная (поздний эоцен-ранний олигоцен), (г) Амгу (конец позднего олигоцена-начало раннего миоцена), (д) Великая Кема (вторая половина раннего-начало среднего миоцена), (е) Демби (вторая половина раннего-начало среднего миоцена), (ж) Ботчи (конец среднего-поздний миоцен). Заштрихованы области возможного сосуществования.

ветствует теплоумеренному типу климата, но более прохладному по сравнению с концом позднего олигоцена–началом раннего миоцена. Нижние склоны гор занимали преимущественно хвойно-широколиственные леса, более высокие – хвойные леса, в древостое которых преобладали ель, пихта, тсуга.

Интерпретация климатических условий существования конкретных растительных ассоциаций палеогена–неогена часто осложняется противоречиями, возникающими из-за представлений о неизменности экологических характеристик надвидовых таксонов растений. В действительности их экологическая приуроченность могла существенно изменяться. В связи с этим наиболее корректным методом климатических реконструкций по палеоботаническим данным является комплексный анализ растительных сообществ региона в их историческом развитии.

Автор благодарен заведующему лабораторией палеофлористики ГИН РАН профессору М.А. Ахметьеву за предоставленный для работы материал и старшему научному сотруднику лаборатории эволюционной географии ИГ РАН О.К. Борисовой за помощь при построении климатограмм.

Работа выполнена при поддержке гранта № НШ-1980.2003.5

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Александрова А.Н., Козьяр Л.А. Палеоботанические данные к расчленению палеоген–неогеновых отложений юго-запада Сибирской платформы // Палеоген и неоген Сибири (палеонтология и стратиграфия) / Тр. ИГиГ СО АН СССР. Новосибирск: Наука, 1978. С. 136–149.
2. Ахметьев М.А. Миоценовая флора Сихотэ-Алиня (р. Ботчи). М.: Наука, 1973. 124 с.
3. Ахметьев М.А. Палеоценовые и эоценовые флоры юга Дальнего Востока СССР и сопредельных стран и их стратиграфическое положение // Сов. геология. 1973. № 7. С. 14–29.
4. Ахметьев М.А. Олигоценовые и миоценовые флоры юга Дальнего Востока СССР как показатели климатической обстановки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 4. С. 134–143.
5. Ахметьев М.А. Кайнозойские флоры Восточного Сихотэ-Алиня: Препр. М.: ГИН АН СССР, 1988. 48 с.
6. Ахметьев М.А., Шевырева Н.А. Ископаемые голосеменные Амгу (Восточный Сихотэ-Алинь) // Палеофлористика и стратиграфия фанерозоя. М.: Изд-во ГИН РАН, 1989. С. 104–117.
7. Ахметьев М.А., Викулин С.В. Пельтатные листья *Mascaranga Thouin* (Euphorbiaceae) в кайнозой Восточного Сихотэ-Алиня // Палеонтол. журн. 1995. № 4. С. 151–156.
8. Ахметьев М.А., Манчестер С.Р. Новый вид *Palaeosarpinus* (Betulaceae) из палеогена Восточного Сихотэ-Алиня // Палеонтол. журн. 2000. № 4. С. 107–112.
9. Волкова В.С., Кулькова И.А. Климатический оптимум в кайнозое Западной Сибири (по палинологическим данным) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т.2, № 1. С. 108–112.
10. Геологические и биологические события позднего эоцена–раннего олигоцена. Ч. 2: Геологические и биологические события. М.: ГЕОС, 1998. 250 с. (Тр. ГИН; Вып. 507.)
11. Гольберт А.В., Полякова И.Д. К методике региональных палеоклиматических реконструкций // Геология и геофизика. 1966. № 4. С. 26–35.
12. Гричук В.П. Реконструкция скалярных климатических показателей по флористическим материалам и оценка ее точности // Методы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985. С.20–28.
13. Гричук В.П., Зеликсон Э.М., Борисова О.К. Реконструкция климатических показателей раннего кайнозоя по палеофлористическим данным // Климаты Земли в геологическом прошлом. М.: Наука, 1987. С. 69–77.
14. Заклинская Е.Д. Палинология и климаты прошлых эпох // Климаты Земли в геологическом прошлом. М.: Наука, 1987. С. 78–83.
15. Изменение климата и ландшафтов за последние 65 млн лет. М.: ГЕОС, 1999. 260 с.
16. Козьяр Л.А. Применение результатов спорово-пыльцевого анализа кайнозойских отложений в целях палеогеографии // Методические вопросы палинологии. М.: Наука, 1973. С.113–116.
17. Козьяр Л.А., Александрова А.Н. Флористический и палеоэкологический анализ спорово-пыльцевых комплексов олигоценовых отложений нижнего течения р. Ангары // Морской и континентальный палеоген Сибири. Новосибирск: Наука, 1973. С. 120–128.
18. Козьяр Л.А., Михелис А.А. К изучению палеогеновой флоры северо-западных районов Донбасса // Бюл. МОИП. Отд. биол. 1973. Т. LXXVIII (6). С. 101–109.
19. Козьяр Л.А. Биостратиграфические возможности спорово-пыльцевого анализа кайнозойских отложений // Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. Днепропетровск: Изд-во ДГУ, 1980. С. 115–124.
20. Козьяр Л.А. Методические основы спорово-пыльцевого анализа. М.: Наука, 1985. 144 с.
21. Козьяр Л.А., Левина А.П., Лейпциг А.В. Особенности континентального осадконакопления и климат палеоэоценовой бокситоносной эпохи на юго-западе Сибирской платформы // Климаты Земли в геологическом прошлом. М.: Наука, 1987. С. 174–190.
22. Лаптева А.М., Фесенко В.Л., Лебедева М.В. Палиноэкологические исследования и их значение для стратиграфии и выяснение генезиса угольных пластов Донецкого бассейна // Геология и геохимия горючих ископаемых. Киев: Наук. думка, 1975. С. 21–30. (Тр.ИГиГТИ; Вып. 44.)
23. Лопатина Д.А. Палинологические и макрофлористические комплексы из эоцен–миоценовых отложений побережья Татарского пролива (Восточный Сихотэ-Алинь) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 4. С.70–88.
24. Лопатина Д.А. Спорово-пыльцевые комплексы из эоцен-миоценовых образований Восточного Сихотэ-Алиня: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. М., 2003. 24 с.



25. Олейников А.В. О влиянии неогеновых базальтоидов на формирование рельефа в Среднем Сихотэ-Алине // Геоморфология и четвертичная геология Дальнего Востока / Отв. ред. Короткий А.М., Кулаков А.П. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1976. С. 71–78.
26. Рыбалко В.И., Овечкин В.Н., Климова Р.С. Кайнозойские базальтоиды амгинской серии (Северо-Восточное Приморье) // Сов. геология. 1980. № 12. С. 59–71.
27. Сахно В.Г., Матюнин А.П., Мартынов Ю.А. и др. Восточно-Сихотэ-Алиньский вулканический пояс // Тихоокеанская окраина Азии. Магматизм. М.: Наука, 1991. С. 99–110.
28. Фрадкина А.Ф. Палинофлоры неогена Северо-Востока Азии (Якутия, Приохотье, Чукотка, Камчатка). М.: Наука, 1983. 224 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР. Вып. 523.)
29. Wolfe J.A. Temperature parametres of humido to mesic forests of eastern Asia and relation to forests of other regions of the Northern Hemisphere and Australia // US Geological Survey Professional Paper 1106. Washington, 1979. 37 p.
30. Wolfe J.A., Tanai T. The Miocene Seldovia Point flora from the Kenai Group, Alaska // US Geological Survey. Professional Paper 1105. Washington, 1980. 102 p.

Поступила в редакцию 3 ноября 2003 г.

Рекомендована к печати Л.И. Попеко

### *D.A. Lopatina*

#### **Vegetation and climate of the Eocene-Miocene, Eastern Sikhote-Alin (from paleobotanical analysis data)**

Based on the complex study of plant imprints and palynological assemblages from seven localities of the Pribrezhnyi basalt belt, Eastern Sikhote-Alin, a reconstruction was made of vegetation and climate for the late Middle Eocene – Late Miocene. The method of analogy (comparing vegetation groups with modern forests), ecological-floristic analysis, and the method of climatogramms were used. The climate at the end of the Middle Eocene–Early Oligocene (Sonye, Bui and Svetlovodnaya floras) was warm-temperate, close to subtropical. The vegetation cover was characterized by domination of broad-leaved and evergreen genera with substantial admixture of Pinaceae and Taxodiaceae. Warm-temperate climate is reconstructed for the end of the Late Oligocene–beginning of the Early Miocene (Amgu flora). Coniferous forests dominated. Flora-bearing deposits of Dembi and Velikaya Kema can be referred to the late Early Miocene – the earliest Middle Miocene (the Miocene climatic optimum). The mixed deciduous broad-leaved forests with prevailing Fagaceae, Juglandaceae, Taxodiaceae and various evergreen genera grew. The climate of the latest Middle Miocene – Late Miocene (Botchi flora) was warm-temperate, but cooler than that of the Late Oligocene –Early Miocene.

**ХРОНИКА**

УДК 551.24

**МЕЖДУНАРОДНАЯ РАБОЧАЯ ГРУППА "ИССЛЕДОВАНИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ В НАУКАХ О ЗЕМЛЕ"**

**К.А. Пшеничный\*, Л.А. Маслов\*\***

*Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург*

*\*\*Вычислительный центр ДВО РАН, г. Хабаровск*

Исследование представлений – новый этап в науках о Земле, когда объектом исследования является не сам по себе геологический (географический) объект или явление, а знание, накопленное о нем. "Нельзя отделить ни науку от терминологии, ни терминологию от науки. Борьба за совершенствование языка есть борьба за успех науки". Эти слова, высказанные А. Лавуазье более 200 лет назад в его работе "Основные рассуждения о химии", в современной геологии приобретают особую актуальность. (Цит. по: [1]). По мере развития науки накапливаются данные, для их объяснения выдвигаются идеи, эти идеи в чем-то дополняют, в чем-то дублируют, а в чем-то исключают друг друга, обрастают каждой своей терминологией и, в конце концов, формируют область, разобраться в которой становится трудно даже узкому специалисту. При этом появление новых данных и, как следствие, новых идей только усугубляет положение. Геология и особенно ее "философский" раздел – геотектоника – изобилуют подобными примерами. На "крайне большой хаос" в тектонической терминологии указывал Н.С. Шатский [4]. По его мнению, в этом состоит главная причина, которая "заставляет некоторых ученых относиться к геотектонике в лучшем случае как к дисциплине с массой гипотез, но без точных основ и методов, а в худшем случае – как к ненаучным фантазиям".

За терминологический хаос К.Р. Лонгвелл назвал геотектонику "сумасшедшим домом" (Цит. по: [3]). Проблема хаотичности знания стоит особенно остро при решении прикладных задач – оценке природных опасностей, инженерно-геологических расчетах, экологическом обосновании проектов и т.п., когда мнение геологов и географов приобретает мо-

нетарное выражение, а зачастую и определяет действия по сохранению жизни людей.

На протяжении многих лет укоренилось представление, что строгое и объективное знание в науках о Земле – это знание количественное либо модельное, заимствованное из физики или химии, а для организации собственного качественного знания, резко преобладающего над количественным в геологии и географии, требуются в первую очередь опыт и интуиция исследователя. В силу этого субъективность считается одной из отличительных черт наук о Земле.

Благородной задаче преодоления хаоса и субъективности в науках о Земле были посвящены в 60-е и 70-е годы прошлого столетия усилия ученых Института геологии и геофизики сибирского Отделения Академии наук, а затем и дальневосточных ученых (Институт тектоники и геофизики) под руководством академика Ю.А. Косыгина. Проводилась кропотливая и тщательная работа по *инвентаризации, систематизации, формализации, упорядочению, символизации и стандартизации* геологических терминов на разных языках. Был выпущен ряд справочников: по тектонической терминологии, общей геоморфологии, иерархии геологических тел, тектонике континентов и океанов [2], и другие. Аналогичные работы велись во ВСЕГЕИ (Ленинград) И.И. Абрамовичем, В.В. Грузой, Р.А. Жуковым и, вероятно, в ряде других научных центров. Как ни парадоксально, но "преодоление субъективности" велось теми же самыми субъективными методами – никакой формальный аппарат при анализе понятий не использовался. Единственным исключением можно считать математическую геологию А.Б. Вистелиуса, но она, предъявляя к геологическому знанию требования, не

свойственные, по мнению авторов, самой природе этого знания, нашла крайне узкое применение в геологии.

В то же время, в современной науке существует обширный инструментарий, позволяющий приводить качественное знание к строгому и объективному виду: логика, инженерия знаний, информационные технологии и другие подходы. Применение их в геологии и географии, установление их взаимоотношений с традиционными методами геостатистики и подходами детерминистского (физического, химического и прочего) моделирования, математической геологией в том смысле, который придавал ей А.Б. Вистелиус, а также с байесовским подходом, теорией нечетких множеств и иными формализмами, позволяющими соотносить данные и знания (идеи), представляет собой новое направление, определяемое [5, 6] как исследование представлений (reasoning research, RR) в науках о Земле.

С января 2003 г. в Интернете функционирует дискуссионная группа Reasoning Research in Geosciences, объединяющая на данный момент более 200 ученых из различных стран мира.

В сентябре 2003 г. в Портсмуте (Великобритания) в рамках конференции Международной ассоциации математической геологии (IAMG) прошел семинар по исследованию представлений, на котором была создана Международная рабочая группа (координатор – К.А. Пшеничный). Информацию о дея-

тельности группы можно найти на web-странице <http://www.jiscmail.ac.uk/lists/geo-reasoning.html>.

Предполагается организация симпозиумов в рамках конференций и конгрессов IAMG, Международного союза геологических наук (IUGS) и других международных и национальных научных форумов, подготовка специальных выпусков международных реферируемых журналов, поиск финансирования для осуществления совместных исследовательских проектов и установление рабочих контактов с международными научными ассоциациями, объединяющими специалистов в области инженерии знаний, логики и искусственного интеллекта.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бергер М.Г., Вассоевич, Н.Б. Геологическая терминология. М.: МГУ, 1974.
2. Структура континентов и океанов (терминологический справочник) / Ред. Ю.А. Косыгин и др. М.: Недра, 1979. 512 с.
3. Тетяев М.М. Основы геотектоники. Л.-М.: ОНТИ, 1934. 288 с.
4. Шатский Н.С. О некоторых насущных задачах геотектоники: Избр. тр. М.: Наука, 1965. Т. IV.
5. Pshenichny, C.A., 2002, Investigation of Geologic Reasoning as a New Objective of Geoscience and Geohazard Assessment: Earth Science Computer Applications. V. 17, N. 11. P. 1–3.
6. Pshenichny, C.A., 2003, A Draft for Complex Formal Approach in Geoscience: "Modelling Geohazards" (IAMG Proceedings, Cubitt, J., Henley, S., and Whalley, J., Eds., Portsmouth University, UK).

*Поступила в редакцию 1 октября 2003 г.*

**ЮБИЛЕИ**

**БОРИС ИВАНОВИЧ ВАСИЛЬЕВ**

*(к 75-летию со дня рождения)*

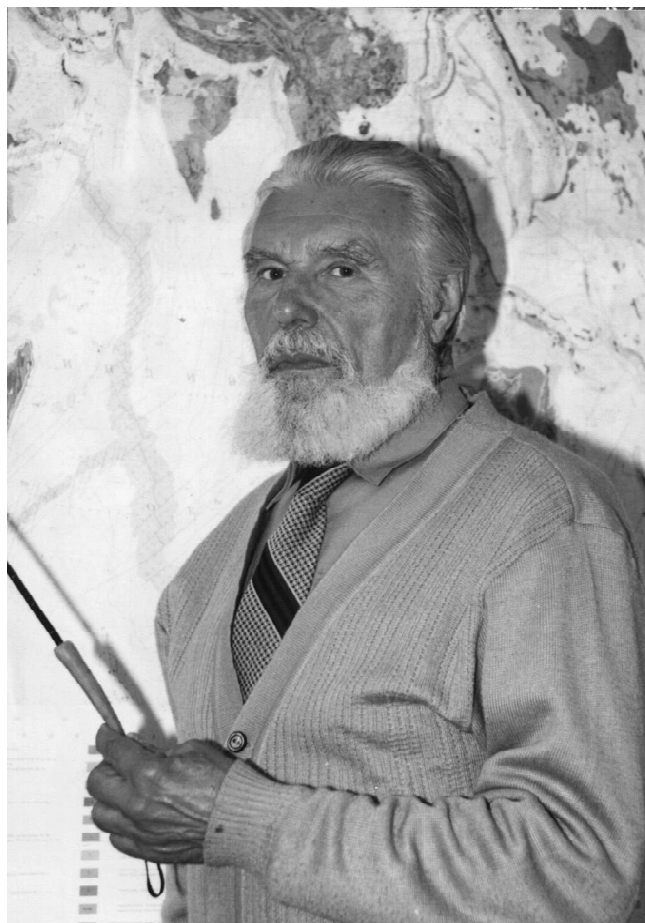
6 апреля 2004 года исполнилось 75 лет со дня рождения и 55 лет производственной и научной деятельности доктору геолого-минералогических наук, заслуженному деятелю науки Российской Федерации Борису Ивановичу Васильеву.

Окончив Московский геологоразведочный институт по специальности “Геология и поиски месторождений полезных ископаемых” в 1952 г., он более 15 лет проработал в геологических партиях Министерства геологии и охраны недр СССР. Занимался проведением геологической и комплексной геолого-гидрогеологической съемки различных масштабов, от 1: 50 000 до 1: 500 000, на территории от Чукотки до Байкала. За эти годы он прошел путь от инженера-геолога до начальника экспедиции. В частности, под его руководством было подготовлено и издано 6 листов Государственной геологической карты Южного Приморья масштаба 1:200 000 с объяснительными записками, которые не потеряли своего значения до настоящего времени.

С 1965 по 1968 г. Борис Иванович работал главным инженером комплексной экспедиции в МНР, и вдруг (об этом он рассказывает в своей книге “Путь к океану”, 1994) круто меняет свою судьбу и сферу научных интересов, приступая к исследованиям геологического строения дна морей и океанов. В 1968 г. он поступил на работу в Тихоокеанское отделение института океанологии им П.Н. Ширшова, которое в 1973 г. было преобразовано в Тихоокеанский океанологический институт ДВНЦ РАН. В 1969 г. Борис Иванович защитил кандидатскую диссертацию, посвященную проблемам геологии пермских образований Южного Приморья.

В начале 1970-х он совмещает многочисленные морские экспедиции и заведование лабораторией Сахалинского КНИИ, а в 1977 г. возвращается в ТОИ, в котором до 1991 г. возглавляет отдел морской геологии, а затем лабораторию геологического картирования. Главным объектом его неустанной деятельности и увлечением всей жизни становится геология дна окраинных морей и Тихого океана.

Б.И. Васильев участвовал в 28 морских геологических экспедициях в Тихом и Атлантическом океанах, много работал в окраинных морях Востока Азии. Он был пионером геологического драгирования в глубоководных желобах и впадинах Тихого океана, неоднократно погружался в подводных аппаратах. В ходе исследований им подняты на поверхность тысячи образцов горных пород, каждый из которых по-своему уникален. Полученные им фактические данные позволили во многом иначе взглянуть на строение и эволюцию Тихоокеанского сегмента Земли, происхождение Тихого океана.



Борис Иванович – редактор-составитель оригинальной геологической карты Тихого океана и прилегающих морей. Он один из составителей Геологической карты Мира (ВСЕГЕИ, 2001 г.) масштаба 1:15 000 000.

В 1981 г. он успешно защитил докторскую диссертацию по теме “Геологическое строение и развитие Курило-Камчатской системы дуга-желоб”. В нескольких морских экспедициях под его руководством изучались фосфатность и металлоносность ряда подводных гор и гайотов, что позволило выделить в северо-западной части Тихого океана крупную рудоносную провинцию, перспективную для поисков фосфоритов и полиметаллов. Многие годы он обосновывает представления об умеренно активном развитии северо-западной части Тихого океана, начиная с докембрия, что явилось, по его мнению, одной из главных причин накопления здесь больших запасов фосфатных и полиметаллических рудных комплексов.

Б.И. Васильев является крупнейшим на Дальнем Востоке России ученым в области морской геологии, его работы имеют большое значение для познания закономерностей геологического строения Восточно-Азиатской зоны перехода, Тихого океана и заслуженно пользуются мировой известностью. Борис Иванович много и плодотворно сотрудничал с китайскими учеными. В 2003 г. он был приглашен в Японию, в университет Тоттори, где прочитал курс лекций о “Геологической карте мира” и о методиках геологического картографирования дна морей и океанов.

Сегодня Б.И. Васильев, несмотря на солидный возраст, по-прежнему полон жизненных сил и творческих замыслов. Только в 2001 г. в издательстве “Дальнаука” им опубликованы две крупные монографии. Одна написана в соавторстве с австралийским геологом Д.Р. Чоем и посвящена проблемам геологии глубоководных желобов и островных дуг. Другая – “Геология и нефтегазоносность окраинных морей Северо-Запада Тихого океана”, подготовленная вместе с коллегами из ТОИ ДВО РАН (А.И. Обжировым, К.И. Сиговой, И.В. Юговым), вышла в свет на русском и, одновременно, за рубежом на китайском языках. В общей сложности, перу Б.И. Васильева принадлежат 265 научных работ, в том числе 26 монографий.

Во время своих многочисленных экспедиций Борис Иванович постоянно вел дневник, в результате чего на свет появились две замечательные научно-популярные книги: “Путь к океану” (1994) и “Дневники морского геолога” (2001). Они обращены, прежде всего, к молодым исследователям и заряжают своим оптимизмом, любовью к делу, романтикой дальних странствий.

Наряду с научной деятельностью Борис Иванович ведет активную общественную жизнь. Он является председателем Дальневосточной межрегиональной экологической организации “Зеленый крест”, постоянно участвует во всех мероприятиях, посвященных решению многих злободневных вопросов по охране нашей природы и ресурсов.

Друзья и коллеги поздравляют Бориса Ивановича Васильева с юбилеем, желают ему крепкого здоровья, бодрости и новых творческих успехов в изучении геологии Тихого океана и нашей планеты.

*Сотрудники ТОИ ДВО РАН, редколлегия*