

УДК 561.26:551.793(571.645)

## ГОЛОВНИНСКАЯ СВИТА ПЛИОЦЕНА–ПЛЕЙСТОЦЕНА О. КУНАШИР (КУРИЛЫ): СТРАТИГРАФИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

© 2003 г. В. С. Пушкарь, Н. Г. Разжигаева

Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток

Поступила в редакцию 01.03.2001 г.

Изучен литологический состав и фациальные особенности шельфовых отложений головнинской свиты о. Кунашир, которые могут служить промежуточным звеном при корреляции осадков окраинных морей и Тихого океана. На основании изучения диатомей, спор и пыльцы и данных палеомагнитного анализа головнинская свита расчленяется на три подсвиты, отложения которых фиксируют различные трансгрессивно-регрессивные циклы в конце плиоцена-плейстоцене. Установлен ряд существенных перерывов в формировании осадочно-вулканогенной толщи. В отложениях нижней подсвиты выделены зоны *Pyxidicula zabelinae* и *Thalassiosira antiqua* верхнего плиоцена. Средняя подсвита, характеризующаяся комплексами диатомей зон *Actinocyclus oculatus* и *Nitzschia fossilis*, формировалась в раннем плейстоцене, а отложения верхней подсвиты относятся к диатомовой зоне *Proboscia barboi* среднего плейстоцена. Континентальные отложения объединены в белозерские слои второго интерстадиала позднего плейстоцена. В позднем плиоцене выделены две фазы кунаширской трансгрессии: кунашир I (2.12–2.0 млн. лет) и кунашир II (1.8–1.6 млн. лет). Раннеголовнинская трансгрессия охватывает период раннего плейстоцена. Среднему плейстоцену отвечает позднеголовнинская трансгрессия (0.43–0.28 млн. лет) с двумя фазами, соответствующими 11 и 9 кислородно-изотопным стадиям. Выделены тефростратиграфические маркеры как диатомовых зон, так и палеомагнитных событий Реюньон и Олдувей. Проведена корреляция палеогеографических событий между Южными Курилами, Японией, Камчаткой, Чукоткой и Аляской.

*Ключевые слова.* Поздний кайнозой, Курилы, стратиграфия, палеогеография.

### ВВЕДЕНИЕ

Южный Кунашир характеризуется широким распространением плиоценовых и плейстоценовых вулканогенно-осадочных толщ, входящих в стратиграфический объем головнинской свиты, стратотип которой выделен на юго-восточном побережье острова (Пискунов, 1963). Свита сложена туфоалевритами, туфодиатомитами и песками, переслаивающимися с пепловыми прослоями и пачками тефроидов и перекрывается эоловыми супесями, аллювиальными, озерно-аллювиальными галечниками и песками верхнего плейстоцена и голоцена. Высокие скорости седиментации, обусловленные интенсивной вулканической активностью, способствовали формированию мощных осадочных толщ, запечатлевших в себе как этапы вулканической активности, так и резкие палеоклиматические изменения и колебания уровня моря. Отложения головнинской свиты представляет собой стратиграфический объект, который может быть ключевым при корреляции отложений окраинных морей и северо-западной части

Тихого океана, а также стратиграфических подразделений низких и высоких широт.

Морские толщи головнинской свиты юга острова (мощность до 350 м), несогласно залегающие на породах алахинской свиты и перекрытые континентальными фациями (мощность до 70 м) прослеживаются в Головинском клифе (высотой до 120 м) от м. Пузанова до устья р. Белозерской (рис. 1). Отложения свиты датированы по фауне моллюсков поздним плиоценом или поздним плиоценом – плейстоценом (Пискунов, 1963; Жидкова и др., 1974). Позднее (Пушкарь и др., 1998а, б) свита была подразделена на три подсвиты, а континентальные фации объединены в самостоятельные белозерские слои.

Целью настоящей работы является стратиграфическое расчленение отложений головнинской свиты в ее стратотипе. Неотъемлемой частью исследований является определение условий формирования осадков и выделение таких палеогеографических событий, которые можно было бы привязать к глобальным изменениям природной среды позднего кайнозоя.

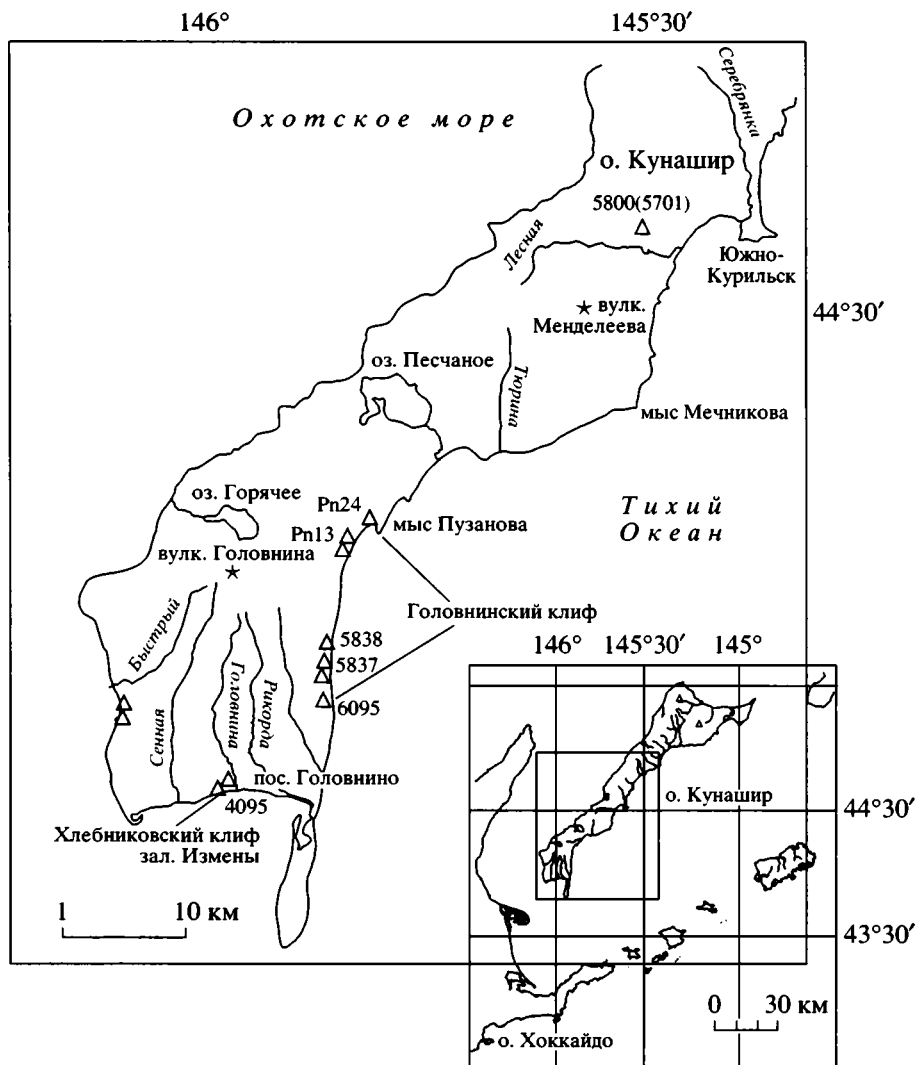


Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов головнинской свиты, о. Кунашир.

## МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Отложения головнинской свиты изучены в ее стратотипе и ряде разрезов на побережье зал. Измены от устья руч. Хлебникова до устья р. Головинина, береговых обнажений охотоморского побережья от м. Ивановского до устья р. Темной, а также в разрезе 40-метровой террасовидной поверхности Южно-Курильского перешейка (рис. 1).

Детально изучен литологический состав отложений головнинской свиты, включая анализ тефры, позволяющей выделить литостратиграфические подразделения. Основной же информационной группой фоссилей в отложениях являются диатомовые водоросли, створки которых хорошо сохранены и достаточно обильны в осадках. При возрастной интерпретации комплексов использована модифицированная северо-тихоокеанская

зональная диатомовая шкала (рис. 2), в основу которой положена классическая схема И. Коизуми (Koizumi, Tanimura, 1985) и данные по синхронности и диахронности эволюционных уровней диатомей в различных регионах Центральной и Северной Пацифики (Barron, 1992a; Barron, Gladenkov, 1995; Pushkar et al., 1999). Изучены также споры и пыльца, несущие дополнительную информацию о палеоклиматах, а также проведен палеомагнитный анализ. Для идентификации палеомагнитных событий использованы модели изменений напряженности магнитного поля Земли последних 3 млн. лет (Berggren et al., 1995; Raymo, 1992; Cande, Kent, 1995).

Положение границы между плиоценом и плейстоценом рассматривается на уровне верхней границы подхрона C2n – Олдувей (1.69 млн. лет) или чуть выше его. Граница между нижним и средним плейстоценом рассматривается на уровне грани-

Геохронологическая шкала	Палеомагнитная шкала		t180 КИС	Диатомовые зоны	Диатомовые датированные уровни	
	Хрон	Подхрон				
Плейстоцен	Верхний	C1n	1	Neodenticula seminae		
			4	0.075 (0.095) Ma	Pr. c.	
			5	Proboscia curvirostris	†	
				0.13 (0.14) Ma	Th. g. f.	
			6	Thalassiosira gravida var. fossilis	†	
				0.19 (0.20) Ma	Th. n. n., S.d.	
			7	Thalassiosira nidulus var. nidulus	††	
		0.22 (0.23) Ma	A. och. (common)			
	Средний	Брюнес	8	Actinocyclus ochotensis var. fossilis	††	
				0.28 Ma	A. och. f., Th. j.	
			9	Proboscia barboi	†	
			–			
			14	0.55 (0.50) Ma	N. r.	
				Nitzschia reinholdii	†	
			0.78 (0.63) Ma	N. f.		
Плиоцен	Нижний	C1r.1r		Nitzschia fossilis	M. el. †	
				0.88 Ma		
				1.00 (1.20) Ma	A. oc., C. m. f., Rh. m., N. kz.	
	Матуюма	C1r.1n		Actinocyclus oculatus	Rh. m. ††††	
				1.20 Ma		
			C1r.2r		1.77 Ma	Th. a.(common), S. h.
			C2n		Thalassiosira antiqua	††
				1.95 Ma	S. d., Pr. c.	
			C2r.1n		Pyxidicula zabelinae	††
				2.30 (2.20) Ma	P. z.(common), S. h.	
Верхний	Гаусс	C2r.2r		Thalassiosira convexa	†	
			2.65 (2.58) Ma	S. h.		
		C2An.1n		3.11 Ma	†† N. k., K. t.	
		C2An.2n		Neodenticula koizumii, Neodenticula kamtschatica	††	
			3.40 Ma	†† A. oc., A. och.s.l. (common)		
Нижний	Гилберт	C2An.3n		3.70 (3.10) Ma	†	
		C2Ar			N. kz.	

† – первое эволюционное появление; † – последнее эволюционное появление

Рис. 2. Зональная диатомовая шкала северо-запада Пацифики (Pushkar et al., 1999).

N.kz. – Neodenticula koizumii Akiba et Yanagisawa, A.oc. – Actinocyclus oculatus Jousé, A.och. – Actinocyclus ochotensis Jousé, A.och.f. – Actinocyclus ochotensis Jousé var. fossilis Pushkar, Th.n. – Th. nativa Sheshukova, Th.j. – Thalassiosira jacksonii Koizumi et Barron, N.k. – Neodenticula kamtschatica (Zabelina) Akiba et Yanagisawa, K.t. – Koizumia tatsunokuchiensis Yanagisawa, S.h. – Stephanopyxis horridus Koizumi, Th.c. – Thalassiosira convexa Mukhina, P.z. – Pyxidicula zabelinae (Jousé) Makar. et Moiss., S.d. – Stephanopyxis dimorpha Schrader, Pr.c. – Proboscia curvirostris (Jousé) Jordan et Priddle, Th.a. – Thalassiosira antiqua (Grun.) Cl., Rh.m. – Rhizosolenia matuyamai Burckle, C.m.f. – Coscinodiscus marginatus Ehr. var. fossilis Jousé, N.f. – Nitzschia fossilis (Frenguelli) Kanaya, N.r. – Nitzschia reinholdii Kanaya, Pr.b. – Proboscia barboi (Temp. et Brun.) Jordan et Priddle, Th.j. – Thalassiosira jouseae Akiba, Th.n.n. – Thalassiosira nidulus var. nidulus (Temp. et Brun.) Jousé, Th.g.f. – Thalassiosira gravida Cl. var. fossilis Jousé.

цы между палеомагнитными хронами C1r1r/C1n – Матуюма и Брюнес (0.79 млн. лет). Граница между средним и поздним плейстоценом совпадает с на-

чалом фазы “e”5 кислородно-изотопной стадии (КИС), датируемой в 130 тыс. лет (Williams et al., 1988; Berggren et al., 1995; Zijderveld et al., 1991).

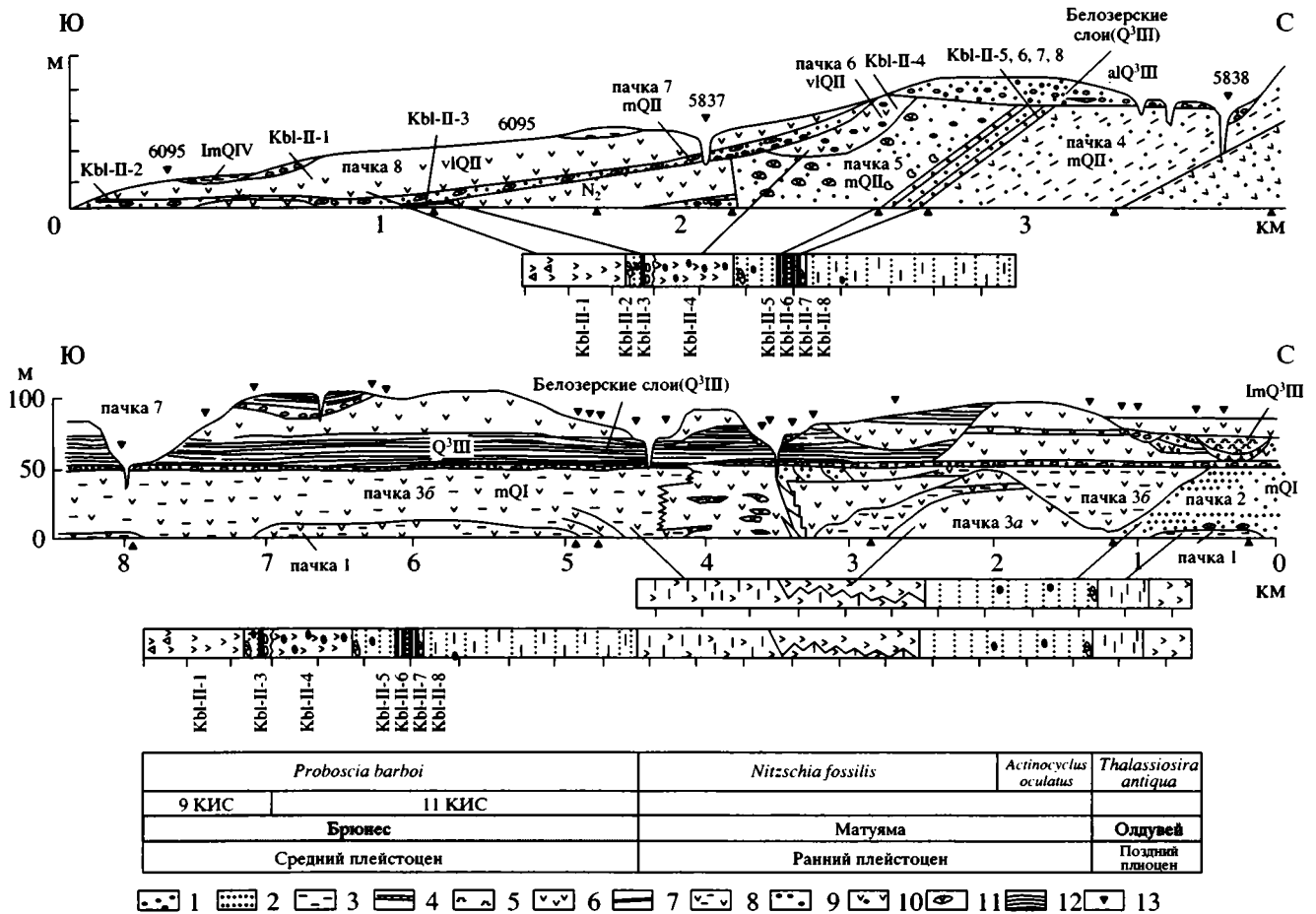


Рис. 3. Геологическое строение Головнинского клифа.

1 – галька; 2 – песок; 3 – алеврит; 4 – торф; 5 – диатомит; 6 – туф; 7 – вулканический пепел; 8 – туфоалеврит; 9 – пемза; 10 – пемзовый туф; 11 – вулканическая бомба; 12 – континентальный покровный комплекс (белозерские слои); 13 – изученные разрезы.

## ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Стратотип головнинской свиты представляет собой осадочно-вулканогенную толщу, слагающую купольную структуру вулкана Головнина и имеющую субгоризонтальное простирание во фронтальной части и моноклиальное залегание на флангах, осложненное разрывными нарушениями и сейсмобросами (рис. 3). Нижние горизонты головнинской свиты наиболее полно представлены в разрезе Хлебниковского клифа (рис. 4).

В отложениях головнинской свиты выделены следующие литологические пачки, характеризующиеся латеральной фациальной изменчивостью:

**Пачка 1** (мощность до 26 м) в стратотипе представлена серыми плотными тонкослоистыми алевритами. Слои падают на восток (азимут падения 80°) под углом 5–10°. В южной части Головнинского и в Хлебниковском клифах отложения нижней пачки представлены переслаиванием пемзовых грубозернистых песков и гравийников, включающими отложения подводных пемзовых пирокластических потоков двух мощных фаз

активизации вулкана Головнина. В разрезе Хлебниковского клифа в нижней подствите выделены два тефро-стратиграфических маркера: хорошо прослеживающийся региональный пепел Khl-3, имеющий вулканический источник в пределах Центрального Хоккайдо, и хорошо окатанная пемза, лежащая в основании разреза (Раззигаева и др., 2002).

**Пачка 2** (мощность 37 м) выходит в северной части стратотипа в районе м. Пузанова и сложена желтоватыми тонкослоистыми разномерными пемзовыми песками с крупными вулканическими бомбами, со следами подводного оползания, переходящими в верхней части в ожелезненные среднезернистые хорошо сортированные пески с прослоями пемзового гравия и мелкой гальки. Верхний контакт не вскрыт.

**Пачка 3** (мощность до 60 м) в северной части стратотипа сложена светло-серыми тонкослоистыми туфоалевритами, фациально переходящими в толщи дацитовых пемзовых туфов – отложения подводных пирокластических потоков вулкана Головнина, выполняющих неровности древнего рельефа. Отложения содержат многочисленные следы крупных подводных оползаний и сейсмобросов и формировались по

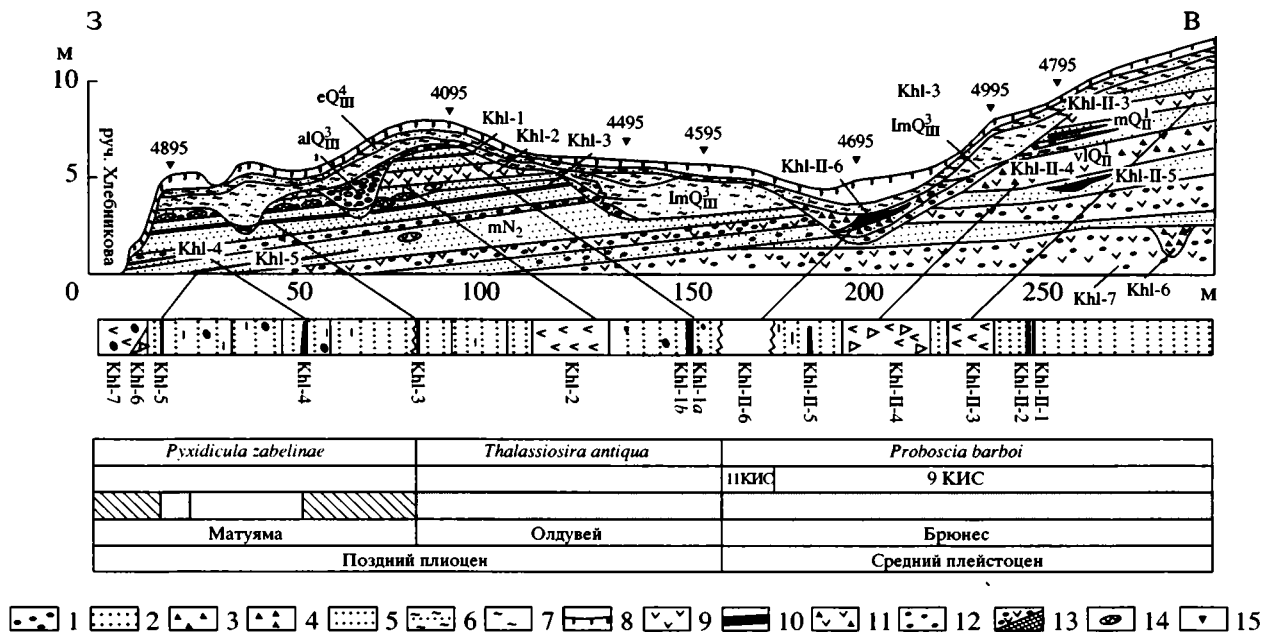


Рис. 4. Геологическое строение Хлебниковского клифа, зал. Измены.

1 – галька; 2 – гравий; 3 – щебень; 4 – дрова; 5 – песок; 6 – супесь; 7 – суглинок; 8 – почва; 9 – туф; 10 – вулканический пепел; 11 – буфобрекчия; 12 – пемза; 13 – пемзовый тефроид; 14 – вулканические бомбы; 15 – изученные разрезы, Khl-3 (и др.) – индексы прослоев тефры.

обрамлению подводного вулкана в условиях высокой сейсмической активности. В верхней части алевролиты переходят в пемзовые тефроиды – серо-зеленые разнозернистые пески с гравием и хорошо окатанной пемзой, так называемые “косослоистые пески”, из которых получена ГЛ-дата  $700000 \pm 210000$  (Булгаков, 1994).

**Пачка 4** (мощность 45 м), выходящая в южной части клифа, имеет моноклинальное залегание и представлена переслаиванием тефрогенных алевролитов и разнозернистых песков с хорошо окатанным пемзовым гравием и галькой, в кровле – линзы туфоалевролитов и туфобрекчий. По обрамлению вулкана Головинна отложения сформированы, в основном, за счет переработки тефры этого вулкана, в пределах Южно-Курильского перешейка одновозрастные отложения включают ряд региональных вулканических пеплов ( $K_{yk-II-5}$  и  $K_{yk-II-4}$ ), источники которых располагались на о. Хоккайдо (Разжигаета и др., 2002).

**Пачка 5** (мощность около 25 м), согласно залегающая на пачке 4, сложена зеленовато-желтыми слаболитифицированными песчаниками, в нижней части с тонкой линзовидной слоистостью, подчеркнутая слоями черного шлиха, выше – с горизонтально-волнистой слоистостью. Встречаются раковины морских моллюсков *Elliptica cf. alaskensis derbeki* Scarlato, *Tridonta* *cx. gr. borealis borealis* (Schumacher), *Felaniella cf. usta* (Gould), *Yagudinella* *cx. gr. notabilis* (Sowerby) (определение В.Д. Худика). Нижняя часть пачки включает четыре прослоя риолитовых пеплов, верхний из которых  $K_{bl-II-8}$  с высоким содержанием  $K_2O$  предположительно связан с извержениями вулканов Хоккайдо и является региональным (Разжигаета и др., 2002). Верхняя часть пачки, насыщенная пемзой, вулканическим стеклом и грубым резургентным материалом, фикси-

рует начало нового цикла вулканической активности, высокую сейсмичность и смещение крупных блоков на подводном склоне (рис. 2).

**Пачка 6** (мощность около 16 м) сложена пемзовыми тефроидами, образованными хорошо окатанной белой дацитовой пемзой. Формирование отложений завершает очередной цикл вулканической активности.

**Пачка 7** (мощность до 6 м), представленная пляжевыми галечниками и валунами, переходящими в желтовато-серые тефрогенные пески, с размывом и стратиграфическим несогласием перекрывает нижележащие отложения пачек 2–6. В южной части Головинского клифа пески включают в верхней части хорошо выраженный и прослеживающийся бомбовый горизонт, который служит литологическим маркером пачки.

**Пачка 8** (мощность 20 м) – дацит-риолитовый пемзовый туф и туфобрекчия  $K_{bl-II-1}$ , согласно залегающие на песках, фиксируют новую фазу активизации вулкана Головинна при снижении уровня моря и, вероятно, наряду с пачкой 7 выполяют переуглубленную долину, расположенную в юго-восточной части острова.

Континентальный покров изученного разреза, относящийся к белозерским слоям, представляет собой сложно устроенный чехол, сложенный отложениями пирокластических потоков и покровов, вулканических шлейфов и сухих рек с прослоями вулканических пеплов, торфяниками, аллювиальными и озерными фациями (Разжигаета и др., 2000). Из отложений получена серия радиоуглеродных дат в интервале 48–31 тыс. лет назад. Кровля разреза сложена желто-бурой неслоистой пористой супесью, образованной предположи-

тельно в конце позднего плейстоцена – раннем голоцене.

## СТРАТИГРАФИЯ

Комплексы диатомей изучены из отложений всех пачек и белозерских слоев. Заметных следов переотложения нет, но в белозерских слоях обнаружены древние *Aulacoseira*, что свидетельствует о присутствии на острове наряду с морскими и миоценовых или плиоценовых континентальных отложений. Исходя из анализа литологического состава и стратиграфического распространения диатомей, отложения головнинской свиты подразделяются на три части.

**Нижняя подсвита** (пачка 1) сформирована при первом этапе вулканической активности. Наиболее полно отложения подсвиты представлены в разрезе Хлебниковского клифа (разрез 4095) (рис. 5). Здесь выделены два комплекса диатомей.

**Комплекс I** (6.9–4.2 м) включает 135 таксонов, принадлежащих к 50 родам. Численность створок достигает 2–3 млн. в 1 г осадка. Доминируют планктонные *Thalassiosira gravida* var. *fossilis*, *Th. gravida* var. *gravida*, *Th. eccentrica*, *Actinocyclus curvatulus* + *A. divisus*, а также споры *Chaetoceros* spp. Из сублиторальных диатомей обильны *Paralia sulcata*, *Hyalodiscus obsoletus* и виды рода *Diplopeis*: *D. smithii*, *D. interrupta*, *D. subcincta*. По своей возрастной структуре комплекс соответствует зоне *Ruxidicula zabelinae* (рис. 5). Комплексу I, в основном, соответствуют осадки с обратной намагниченностью хрона Матуяма. Прямомагнитные осадки, лежащие в основании диатомовой зоны, по-видимому, соответствуют одному из экскурсов события C2r1n подхрона Реюньон, скорее всего верхнему – 2.08 млн. лет.

**Комплекс II** (4.2–1.4 м) по таксономическому составу близок к комплексу I, но по обилию створок и содержанию возрастных групп диатомей резко отличен от него (рис. 5). Численность диатомей в осадках не превышает 0.5 млн. ств./1г осадка. Доминантами в комплексе являются *Thalassiosira gravida* var. *gravida* и *Th. gravida* var. *fossilis*. Группа плиоценовых диатомей представлена единичными створками, а общая численность истинно плейстоценовых видов возрастает. Среди последних заметно участие представителей рода *Thalassiosira*. В возрастном отношении комплекс идентифицируется с зоной *Thalassiosira antiqua*. Высокое видовое разнообразие диатомей, но низкие частоты встречаемости отражают, скорее всего, начальные периоды формирования комплекса. Осадки зоны *Thalassiosira antiqua* с прямой намагниченностью сопоставляются с подхронном C2n – Олдувей. Не противоречит этому находка силикофлагелляты *Dictyocha subarctios* Ling, появление которой в морских толщах

Северной Пацифики является важным репером верхней границы Олдувея (Ling, 1976).

Аналогичные ассоциации диатомей выделены в разрезе 4895 (3.75–2.15 м), а также в пряномагнитных плотных алевритах нижней части головнинской свиты в разрезе м. Пузанова (рис. 3). Зона *Thalassiosira antiqua* является важнейшим эволюционным рубежом, на котором исчезают многие неогеновые диатомей и получают широкое развитие плейстоценовые виды рода *Thalassiosira*.

В отложениях выделен ряд пепловых прослоев серии Khl (Разжигаета и др., 2001). Пепел Khl-3 имеет свой источник на о-ве Хоккайдо, где пепловые прослои с такими же химическими и физическими характеристиками маркируют палеомагнитный подхрон Олдувей внутри формаций Ikeda и Uranosawa (Kitagawa et al., 1987). Слой хорошо окатанной пемзы, залегающей чуть ниже пепла Khl-5, коррелируется с позднеплиоценовым пемзовым потоком Chiyoda Хоккайдо (Пушкарь и др., 1998б), который маркирует палеомагнитное событие Реюньон (Kitagawa et al., 1982).

**Средняя подсвита** (пачки 2 и 3). В нижней части пачки 2 в комплексе доминируют *Thalassiosira gravida* var. *fossilis*, *Stephanopyxis horridus* и *Coscinodiscus marginatus* var. *fossilis* с рядом переходных форм к современному *Coscinodiscus marginatus*. Створки *Actinocyclus oculatus* редки (1 створка в 2–3 рядах при  $\times 600$ ), что с долей условности позволяет отнести данные отложения к одноименной зоне. Диатомей в песках верхней части пачки столь же редки, но комплекс в них иной и представлен *Thalassiosira gravida* var. *gravida*, *Th. eccentrica*, *Th. sancettae*, *Th. antarctica*, *Th. latimarginata*, *Thalassiosira nidulus* var. *nidulus*, *Th. jouseae*, *Porosira glacialis*, *Odontella aurita* и видами рода *Nitzschia*, среди которых найдена и *N. fossilis*. Это позволяет отнести комплекс к зоне *Nitzschia fossilis*. В верхней части пачки неритические доминанты сменяются представителями мелководной бентосной и эпифитной флоры – виды родов *Diplopeis*, *Cocconeis*, *Trachyneis*. Из неритических диатомей доминируют только *Odontella aurita* и *Nitzschia grunowii* – признак похолодания. Выше 45 м на м. Пузанова лежат белозерские слои с мощной линзой диатомитов (до 10 м) с пресноводной флорой *Stephanodiscus-Aulacoseira* (средний ? – поздний плейстоцен), алевриты и пески с флорой *Fragilaria incognita*, *F. nanana* и *Nitzschia nana*.

Комплекс зоны *Nitzschia fossilis*, выделенный из обратномагнитных отложений (верхняя часть хрона Матуяма) пачки 3 на отрезке 4.3–8.5 км по простиранию Головинского клифа представлен той же ассоциацией диатомей, что и в пачке 2 на м. Пузанова, но численность диатомей составляет 4–5 млн. ств./1 г осадка. Отмечена высокая численность *Stephanopyxis dimorpha* (11.3%) и ви-

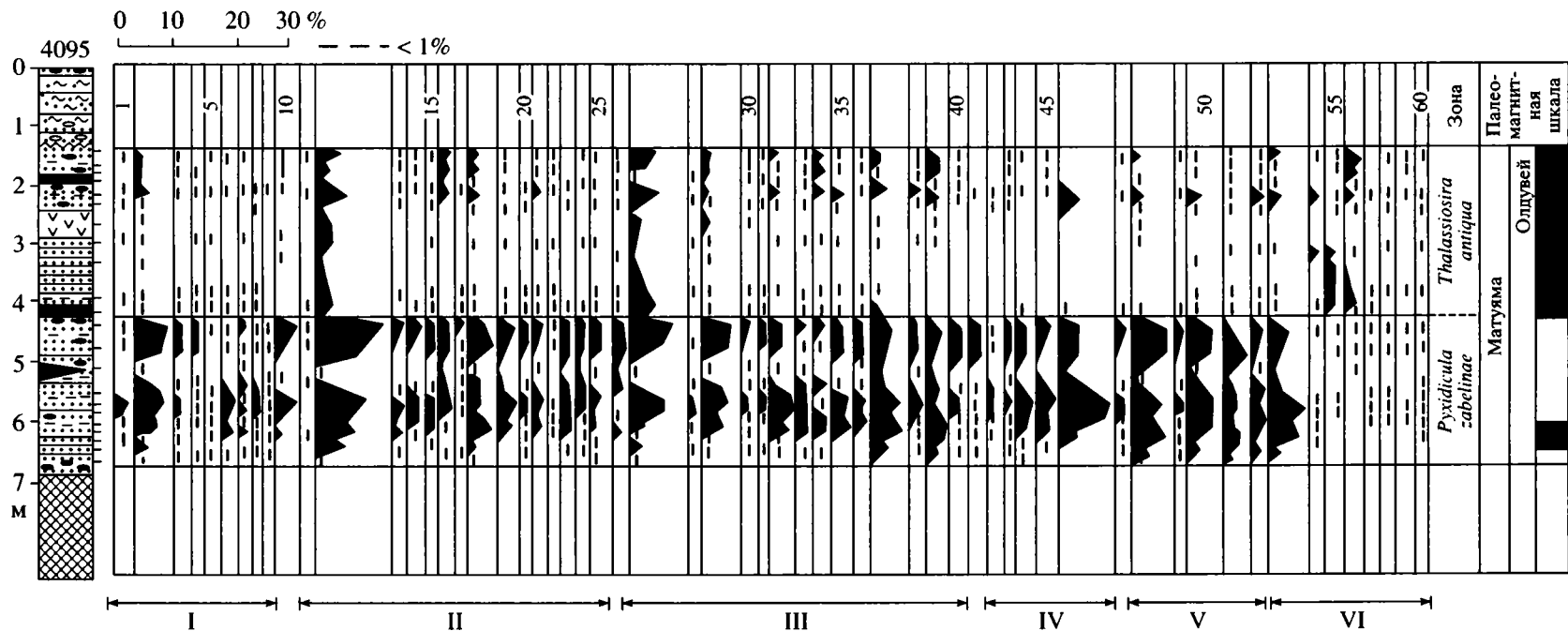


Рис. 5. Распределение диатомей в разрезе 4095. Хлебниковский клиф.

I группа (вымершие в позднем плейстоцене): 1 – *Stephanopyxis horridus* Koizumi, 2 – *Pyxidicula zabelinae* (Sheshukova) Streln. et Nikolaev, 3 – *Thalassiosira antiqua* (Grun.) Cl., 4 – *Th. tertiaria* Sheshukova, 5 – *Th. manifesta* Sheshukova, 6 – *Coscinodiscus pustulatus* Mann, 7 – *Xantiopyxis diaphana* Forti, 8 – *Synedra jouseana* Sheshukova f. *linearis*, 9 – *Cymatosira debyi* Temp. et Brun.;

II группа (вымершие в плейстоцене): 10 – *Stephanopyxis dimorpha* Schrader, 11 – *S. californica* Schrader, 12 – *Thalassiosira gravida* Cl. var. *fossilis* Jousé, 13 – *Th. nidulus* Jousé var. *nidulus*, 14 – *Th. jouseae* Akiba, 15 – *Th. haynaldiella* Jousé + *Porosira* (*Thalassiosira*) *punctata* (Jousé) Makar., 16 – *Th. sheshukovae* Makar., 17 – *Paralia polaris* (Grun.) Gleser, 18 – *Coscinodiscus marginatus* Ehr. var. *fossilis* Jousé, 19 – *Actinocyclus ochotensis* Jouse var. *fossilis* Pushkar, 20 – *A. oculatus* Jousé, 21 – *Proboscia* (*Rhizosolenia*) *barboi* (Brun.) Jordan, 22 – *P. curvirostris* (Jousé) Jordan, 23 – *Neodenticula koizumii* (Simonsen) Akiba et Yanagisawa, 24 – *Nitzschia extincta* Kozyr. et Shesh., 25 – *Trochosira spinosa* Kitt.;

III группа (транзитные, океанические, неритические, аркто- и северобореальные): 26 – *Stephanopyxis turris* (Grev. et Arn.) Ralfs + var. *cylindrus* Grun., 27 – *Thalassiosira gravida* Cl. var. *gravida*, 28 – *Th. hyalina* (Grun.) Gran, 29 – *Th. eccentrica* (Ehr.) Cl., 30 – *Th. kryophila* (Grun.) Jorg., 31 – *Th. nordenskiöldii* Cl., 32 – *Porosira glacialis* (Grun.) Jorg., 33 – *Melosira arctica* (Ehr.) Dickie in Pritchard, 34 – *Bacterosira fragilis* Gran, 35 – *Coscinodiscus marginatus* Ehr. var. *marginatus*, 36 – *Actinocyclus ochotensis* Jousé var. *ochotensis*, 37 – *Chaetoceros* sp. sp. (resting spores), 38 – *Rhizosolenia setigera* Bright. var. *arctica* I. Kiss?, 39 – *Rhizosolenia hebetata* (Bail.) Gran f. *hiemalis* Gran, 40 – *Pseudopyxilla americana* (Ehr.) Forti, 41 – *Nitzschia cylindra* (Grun.) Hasle;

IV группа (транзитные, океанические и неритические южнобореальные и субтропические): 42 – *Thalassiosira oestrupii* (Ostf.) Hasle, 43 – *Th. decipiens* (Grun.) Jorg., 44 – *Coscinodiscus asteromphalus* Ehr. var. *asteromphalus*, 45 – *C. radiatus* Ehr.+*C. perforatus* Ehr., 46 – *Actinocyclus curvatus* Janish var. *curvatus* + *A. divisus* (Grun.) Hust., 47 – *Stellarima microtrias* (Ehr.) Hasle et Sims.;

V группа (транзитные, сублиторальные северобореальные): 48 – *Paralia sulcata* (Ehr.) Cl. var. *sulcata*, 49 – *Radialiplicata sol* (Ehr.) Gleser, 50 – *Hyalodiscus obsoletus* Shesh., 51 – *Odontella aurita* (Lyngb.) Ag., 52 – *Trachyneis aspera* Cl. var. *aspera*, 53 – *Diploneis smithii* (breb.) Cl. var. *Smithii* + *D. interrupta* (Kuetz.) Cl. var. *interrupta*, +*D. subcincta* (A.S.) Cl.;

VI группа. Появившиеся в плейстоцене: 54 – *Thalassiosira pacifica* Gran et Angst., 55 – *Th. latimarginata* Makar., 56 – *Th. antarctica* Comber, 57 – *Th. plicatoides* (Simonsen) Akiba, 58 – *Th. sancettae* Akiba, 59 – *Asteromphalus robustus* Castr., 60 – *Neodenticula seminae* (Simonsen) Akiba et Yanagisawa.

Частота встречаемости: 1%–3 створки. Условные обозначения см. рис. 4.

дов рода *Thalassiosira*: *Thalassiosira gravida* var. *fossilis*, *Th. antarctica*, *Th. nidulus* var. *nidulus* + *Th. jouseae* и *Th. sancettae*. Часто встречаются *Neodenticula seminae* и многообразные формы *Proboscia barboi* и *P. curvirostris*. В туфопесчаниках верхней части пачки возрастает роль сублиторальных видов (до 17.8%), а в число доминантов включается *Paralia sulcata* (18.4%). Встречаемость вида-индекса в туфоалевритах дискретна, а в туфопесчаниках встречаются только единичные экземпляры (3–5 на препарат).

**Верхняя подсвита.** Отложения верхней подсвиты головнинской свиты (пачки 4–8) изучены в ее стратотипе (рис. 3), в разрезе Хлебниковского клифа (рис. 4) и разрезе 40-метровой террасовидной поверхности на Южно-Курильском перешейке (Пушкар и др., 1998а, б). По палеомагнитному анализу данные отложения относятся к хрону Брюнес.

В стратотипе головнинской свиты комплексы диатомей зоны *Proboscia barboi* выделены в отложениях пачки 4 (разрез 5838) и 7 (разрез 5837 и 6095) (рис. 3). Диатомеи пачки 5 изучены из образцов, отобранных по простираанию разреза в нижней части клифа (рис. 3). Наиболее ярко диатомеи зоны *Proboscia barboi* выражены в разрезе 6095.

В разрезе 5838 в нижней части (9.10–7.8 м) доминируют *Thalassiosira gravida* var. *gravida* (14%) и *Bacterosira fragilis* (10%). В средней части разреза (7.8–5.0 м) диатомеи редки, а в верхней (5.0–2.0 м) значительная роль принадлежит стеногалинному планктону (до 65%). Комплекс отражает климаксное состояние палеосообщества. В разрезе 5837 вымершие диатомеи единичны, доминируют *Paralia sulcata*, *Trachyneis aspera*, *Nitzschia cylindra* + *N. grunowii*, *Odontella aurita*, *Diploneis interrupta*, *D. subcincta*. Комплекс отражает более мелководные отложения, чем одновозрастный комплекс разреза 6095. Только *Proboscia barboi* достигает 2%. Доминантом комплекса (9.5–6.6 м) является *Paralia sulcata* var. *biseriata* (86.8%), по-видимому, вымершая в среднем–начале позднего плейстоцена.

В разрезе Хлебниковского клифа (4695) комплекс диатомей зоны *Proboscia barboi* состоит из 122 таксонов (Пушкар и др., 1998б) и близок комплексу разреза 5838. Здесь же, в разрезах 4795 (6–5.5 м) и 4995 (3.3–4.6 м), выделены комплексы с единичными зональными видами *Proboscia barboi*, но обильными *Paralia sulcata* var. *biseriata* (до 26.8%), что сближает их с комплексом разреза 5837.

На Южно-Курильском перешейке в основании разреза 5800 (5701) (9.8–13 м) выходит пачка туфодиатомитов ( $\text{SiO}_{2\text{аморф}} = 74.3\%$ ). Средняя часть разреза (5.0–9.8 м) сложена тефрогенными алевритами ( $\text{SiO}_{2\text{аморф}}$  до 18.96%), верхняя часть (1–5.0 м) – переслаиванием алевритов и песков с

пемзой и прослоями дацитовых пеплов  $K_{\text{ук-II-3}}$ ,  $K_{\text{ук-II-2}}$  и  $K_{\text{ук-II-1}}$ .

В комплексе диатомей встречены вымершие в плейстоцене виды (до 6.7%) *Thalassiosira gravida* var. *fossilis*, *Th. nidulus*, *Th. jouseae*, *Actinocyclus ochotensis* var. *fossilis*, *Proboscia curvirostris*, *P. barboi*, *Stephanopyxis dimorpha*. В целом же в комплексе доминируют планктонные *Actinocyclus curvatulus* var. *curvatulus*, *A. divisus*, *Th. eccentrica* и *Chaetoceros* spp. (resting spores), а из сублиторальных бентических и мелководнопланктонных – *Delphineis kiprae*, *Hyalodiscus obsoletus*, *Paralia sulcata* var. *sulcata*. Вверх по разрезу отмечается смена доминирования планктонных и бентических диатомей, что связывается с трансгрессивными фазами. В этих же отложениях встречены силикофлагелляты *Paradictyocha polyactis* (Ehr.) Freng. f. *completa* Freng., *Distephanus speculum* (Ehr.) Haeckel var. *speculum*, *D. speculum* var. *septenarius* (Ehr.) Jorg., *D. octonarius* (Ehr.) Defl. var. *polyactis* (Jorg.) Gleser и *Dictyocha fibula* (Ehr.) var. *fibula* (в сумме 7%). Находки в комплексе *Distephanus octonarius* var. *polyactis* могут служить дополнительным маркером верхней границы миндельрисса (Жузе, 1969).

Отложения головнинской свиты повсеместно со стратиграфическим перерывом перекрыты туфогенными и озерно-аллювиальными отложениями, выделяемые нами в белозерские слои. В отложениях слоев отмечается чередование холодноводных бентических *Pinnularia borealis* var. *borealis*, *P. lata*, *P. episcopalis*, *P. streptoraphe* et vars, *P. viridis* et var. *intermedia*, *Eunotia bidens* и планктонных умеренно-тепловодных *Aulacoseira granulata*, *A. italica*, *Fragilaria leptostauron* с участием флоры обрастаний родов *Gamphonema* и *Cymbella*.

## ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ И ИХ КОРРЕЛЯЦИЯ

Позднекайнозойская история о. Кунашира характеризовалась нестабильным климатическим режимом и эвстатическим положением уровня моря. Выделяемые нами трансгрессивные ритмы объединяются в позднеплиоценовую кунаширскую трансгрессию с двумя фазами: кунашир-I (2.12–2.0 млн. лет) и кунашир-II (1.8–1.6? млн. лет), разделенные регрессией, а также раннеголовнинскую и позднеголовнинскую трансгрессии раннего и среднего плейстоцена. По сути, формирование отложений головнинской свиты происходило только в трансгрессивные фазы.

Интервал 2.2–1.9 млн. лет характеризуется относительным потеплением климата и крупной трансгрессией по всей Северной Пацифике с подъемом уровня моря выше современного до +50 м (Гладенков, 1988; Басилян и др., 1991; Пушкар, 1998). По данным И. Коидзуми (Koizumi,



1994) среднегодовые температуры поверхностных вод в северо-западном секторе Пацифики в конце плиоцена были выше современных на 3.2°C, что близко к расчетам Дж. Бэррона (Vargon, 1992b). Используя температурный коэффициент Td (Koizumi, Kanaya, 1977), можно полагать, что  $\Delta t$  даже на ранних олдувейских стадиях составляла у берегов о. Кунашир + 2°C (Td олд. = 19–20%, а Td совр. = 17–18%). Климатические условия конца позднего плиоцена не были постоянными. Они неоднократно изменялись, как и климат тегелена Европы (Зубаков, 1990), климат времени кутуях Восточной Сибири (Лаухин, 1993) и климат берингийского времени (Sancetta, Silvestri, 1986; Brigham-Grette, Carter, 1992).

Комплекс диатомей зоны *Pyxidicula zabelinae* с высокой частотой встречаемости планктонных видов отражает трансгрессивную фазу кунашир-I. Этот комплекс с субтропическим элементом близок к современным фитоценозам диатомей кунаширского региона, но присутствие субарктических видов не дает основания связывать рассматриваемый комплекс с одним из термических максимумов второй половины астия (пьяченца). Он, скорее всего, отражает умеренные условия одной из климатических фаз 10 суперклимата тегеленского термогиперклимата (Зубаков, 1990). Границы субарктического фронта были близки к современным. Возможным возрастным аналогом комплекса зоны *Pyxidicula zabelinae* являются диатомей зоны *Neodenticula koizumii* в верхах рыбаковской? (разрез 3) и парусной свит о. Итуруп, фиксирующие трансгрессивный цикл в конце позднего плиоцена (Витухин и др., 1996; Oreshkina, 1996).

На Сахалине аналогами комплекса I являются самые верхние слои 5-ой пачки в стратотипе маруямской свиты, имеющие обратную намагниченность и содержащие обилие планктонных *Proboscia barboi*, *Thalassiosira gravida* var. *fossilis*, *Stephanoruxis horridus*, *Pyxidicula zabelinae* и отражающие спад одной из самых поздних позднеплиоценовых сахалинских трансгрессий (Пушкарь, 1983).

На о. Карагинский (таблица) комплексу I отвечает умеренно тепловодный комплекс диатомей верхней части зоны *Neodenticula koizumii* тасатуваямских слоев, датированный в  $2.2 \pm 0.3$  млн. лет (Басилян и др., 1991, Оreshkina, 1993).

На Чукотке следы трансгрессивных фаз второй половины времени *Neodenticula koizumii*, очевидно, отмечены в раннеэнмакайских и раннепинакульских отложениях, а также в верхней части среднерыгитгынской подсвиты (Полякова, 1997; Пушкарь, 1998). На Аляске в отложениях слоев Туапактушак (мыс Барроу) и слоев Берингия-III (п-ов Сьюард) выделен комплекс диатомей зоны *Pyxidicula zabelinae*, отражающий трансгрессию

Берингия-III (Чукотское, Берингово моря) и трансгрессию Фишкрик (Арктическая Аляска) (Pushkar et al., 1999).

В отличие от комплекса зоны *Pyxidicula zabelinae* комплекс зоны *Thalassiosira antiqua* отражает начало потепления и новую фазу позднеплиоценовой трансгрессии кунашир-II, последовавшую после резкого глобального похолодания. В разрезе отложений головнинской свиты периода 1.9–2.0 млн. лет соответствует стратиграфический перерыв.

Следы этой трансгрессии обнаружены на Камчатке в нижних пачках нижеольховской подсвиты, имеющих прямую намагниченность и формировавшихся в олдувейское время (Басилян, Былинская, 1997; Gladenkov, 1994), и на о. Карагинский, где они, возможно, зафиксированы по комплексу морских диатомей в карагинских слоях вблизи устья р. Юнюньваям (Волобуева и др., 1992).

Синхронными событиями на Чукотке являются ранние фазы энмакайской и пинакульской трансгрессий, которые по комплексам диатомей с *Proboscia barboi* и *Rhizosolenia matuyamai* относятся к концу плиоцена – эоплейстоцену (Невретдинова и др., 1982; Полякова, 1997).

Осадки двух диатомовых зон нижнеголовнинской подсвиты (таблица) коррелируются по спорово-пыльцевым спектрам с *Taxodiaceae* с отложениями средней части формаций *Uranosawa* и *Ikeda* о. Хоккайдо. Реперный слой пемзового потока *Chiyoda*, разделяющий формацию *Uranosawa* на две части, лежит чуть выше палеомагнитного события Реюньон, а возраст верхней части формации, названной позднее *Osarushinai*, датируется по трекам в  $1.46 \pm 0.23$  млн. лет. При этом плиоплейстоценовая граница помещается на уровень *Chiyoda* (Kitagawa et al., 1982). Следовательно, зона *Pyxidicula zabelinae* соответствует собственно формации *Uranosawa* s. str., а зона *Thalassiosira antiqua* – формации *Osarushinai*. Возможно, что хорошо окатанная пемза в низах разреза Хлебниковского клифа (рис. 3, 4), коррелируется с пемзовым потоком *Chiyoda*, датированным в  $2.0 \pm 0.1$  млн. лет (Kitagawa et al., 1982).

В стратотипе неогена на п-ве Ога о. Хонсю плио-плейстоценовая граница помещена в нижнюю часть формации *Kitaura*, а граница с вышележащей формацией *Wakimoto* – на уровень подхрона Харамильо (Koizumi, Kanaya, 1977; Nakagawa et al., 1982). Зонам *Pyxidicula zabelinae* и *Thalassiosira antiqua* соответствуют морские трансгрессивные пачки нижней части формации *Kitaura* с весьма близким к нижнеголовнинскому комплексу диатомей с *Neodenticula koizumii*.

Вполне очевидными аналогами раннеголовнинской трансгрессии времени *Actinocyclus oculatus-Nitzschia fossilis* являются собственно энмакай-

Корреляция отложений и палеогеографических событий плио-плейстоцена Северной Пацифики

Диатомовые зоны	о. Кунашир		о. Хоккайдо		о. Хонсю		Камчатка	Чукотка	Аляска
	Токати	Исикари	Ога	Босо					
Верхний	Neodenticula seminac	Белозерские слои	Lower terrace	Konoporo F.				Усть-лоринские слои	
	Proboscia curvirostris		Kami-shihoro F.	Momijidai F.	Katanishi F.				
Средний	Th. gr. fos. Th. n / A. och. f.			Takeyama F.	Shibikawa F.				
	Proboscia barboi	Proboscia barboi	Поздне-головнинская трансгрессия	Otoebetsugawa F.				Япракюот	Anvilian
Нижний	Nitzschia reinholdii		Shibusan F.	Shimonoporo F.	Wakimoto F.		Верхнеольховская п/свита		
	Nitzschia fossilis	Nitzschia fossilis				Kokumoto F.	Верхнеольховская п/свита		
Верхний	Actinocyclus oculatus	Actinocyclus oculatus	Ранне-головнинская трансгрессия			Umegase F.	Нижнеольховская п/свита	Энкайская свита (трансгрессия)	
	Thalassiosira antiqua	Thalassiosira antiqua Z.	Трансгрессия Кунашир I	Ikedai F.	Kitaura F.	Otadai F.	Нижнеольховская п/свита	Ольховская трансгрессия	
Верхний	Pyxidicula zabelinae	Pyxidicula zabelinae Z.	Трансгрессия Кунашир I				Нижнеольховская п/свита	Ольховская трансгрессия	
								Ольховская трансгрессия	

Th. gr. fos. – *Thalassiosira gravida* var. *fossilis*, Th. n. – *Thalassiosira nidulus* var. *nidulus*, A. och. f. – *Actinocyclus ochotensis* var. *fossilis*  
 Примечание: Использованы материалы по Японии (Koizumi, Kanaya, 1977; Kitagawa et al., 1982; Nakagawa et al., 1982; Cherepanova, 2002), Камчатке (Басилян и др., 1991; Басилян, Былинская, 1997; Долматова, Невретдинова, 1975; Орешкина, 1993; Gladenkov, 1994), Аляске (Kaufman, Brigham-Grette, 1993; Pushkar et al., 1999), Чукотке (Невретдинова и др., 1982; Иванов, 1986; Полякова, 1997; Пушкар, 1998)

ская и пинакульская трансгрессии Чукотки (Полякова, 1997) и средние стадии ольховской (карагинской?) трансгрессии Восточной Камчатки (Басилян, Былинская, 1997; Gladenkov, 1994), а также самые поздние трансгрессивные циклы Икеда на о. Хоккайдо и трансгрессии Отадаи, Умегаси и Кокумото на п-ове Босо о. Хонсю, имеющие палеомагнитные и биостратиграфические маркеры (Proceeding..., 1996). Присутствие вымерших видов позволяет выделить в отложениях группы Казуса зоны *Actinocyclus oculatus* (формация Отадаи и самая нижняя часть формации Умегаси), *Nitzschia fossilis* (формация Умегаси и нижняя часть формации Кокумото) и *Nitzschia reinholdii* (верхняя часть формации Кокумото) (Cherepanova et al., 2001).

Комплексы диатомей зоны *Proboscia barboi* верхнеголовнинской подсвиты отражают две трансгрессивные фазы, совпадающие по времени своего формирования с глобальными изотопными стадиями 11 (разрез 5800, 5838, 4695) и 9 (5837, 6095, 4595), во время которых эвстатический подъем уровня моря составлял не менее + 20 м и + 5 м соответственно (Пушкарь и др., 1998а).

На о. Хоккайдо трансгрессивным пачкам верхов головнинской свиты соответствуют морские слои формации *Otoebetsugawa* с умеренно-тепловой фауной моллюсков (Kitagawa et al., 1987), а также верхняя часть формации *Wakimoto* и нижняя часть *Shibikawa* на п-ве Ога, из которых выделены близкие комплексы диатомей (Koizumi, Kanaya, 1977). В Берингийском секторе трансгрессия ярмутского межледниковья (11 и 9 КИС) имела яркое проявление и известна как анвильская (слои Кэйп-Блоссом) Западной Аляски, январинотская на Чукотке и вайнрихтская (слои Кармук) на Арктической Аляске (Иванов, 1986; Полякова, 1997; Kaufman, Brigham-Grette, 1993; Pushkar et al., 1999). На п-ве Камчатка комплекс диатомей среднеплейстоценовой трансгрессии обнаружен в отложениях верхнеольховской подсвиты и лахтаксской свиты (Долматова, Невреддинова, 1975; Gladenkov, 1994), но А.Ю. Гладенков не исключает, что прямонамагнитные породы верхнеольховской подсвиты соответствуют эпизоду Харамильо.

Достаточно ярко события 11 и 9 КИС отражены в пелагических фациях Северо-Западной Пацифики (Жузе, 1962; Пушкарь, 1998; Sancetta, Silvestri, 1986; Koizumi, 1994) и различных фациях окраинных морей (Орешкина, 1996; Черепанова и др., 1997; Пушкарь, 1998).

Разрез плио-плейстоценовых отложений зал. Измены фиксирует три мощные фазы эруптивной активности вулкана Головнина, представленных отложениями пемзовых пирокластических потоков "реюньонского" (Khl-6, 7), олдувейского (Khl-5) и среднеплейстоценового (Khl-II-4) воз-

раста (рис. 2). Возрастными аналогами этих отложений является серия позднеплиоценовых и среднеплейстоценовых (Kbl-II-1) пирокластических потоков, слагающих южную часть Головнинского клифа. Мощные направленные выбросы пирокластики, по-видимому, происходили в южном и юго-восточном направлениях. Активная вулканическая деятельность на юге о. Кунашир происходила синхронно с активизацией вулканов о. Хоккайдо в плиоцене и среднем-позднем плейстоцене (Okumura, 1988) и обусловила формирование на шельфе мощных толщ тефроидов и туффитов, состав которых во многом унаследован от переработанной тефры.

Аллювиальные и озерно-аллювиальные осадки белозерских слоев, возможно, отражают время каргинского (?) интергляциала позднего плейстоцена, хотя не исключено, что линза туфодиадомитов м. Пузанова с флорой *Stephanodiscus Aulacoseira*, входящая в объем белозерских слев, может быть датирована средним плейстоценом. Очевидно, между отложениями и событиями среднего плейстоцена (миндель-рисс) и позднего плейстоцена (средний вюрм) существует значительный стратиграфический и палеогеографический перерыв.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных экспедиционных и лабораторных работ по изучению отложений головнинской свиты Южного Кунашира (Курилы) показана возможность ее расчленения на три подсвиты, формирование которых связано с трансгрессивными условиями и сопровождалось периодами активной вулканической деятельности. Диатомеи, имеющие высокую встречаемость и хорошую сохранность, послужили ортостратиграфической группой для детального биостратиграфического расчленения вмещающих осадков. Отложения нижней подсвиты, отнесенные к зонам *Pyxidicula zabelinae* и *Thalassiosira antiqua* сформированы в первую – кунашир-I (2.12–2.0 млн. лет) и вторую – кунашир-II (1.8–1.6 млн. лет) позднеплиоценовые фазы кунаширской трансгрессии. Отложения средней подсвиты сформированы во время раннеголовнинской трансгрессии, следы которой записаны диатомовыми комплексами в отложениях зон *Actinocyclus oculatus* и *Nitzschia fossilis*, датированных ранним плейстоценом. После длительного перерыва в осадконакоплении последовал заключительный трансгрессивный этап формирования вулканогенно-осадочных пачек головнинской свиты, отнесенных к верхней части зоны *Proboscia barboi* (0.43–0.28 млн. лет). Фазы самой поздней головнинской трансгрессии совпадают с 11 и 9 кислородно-изотопными стадиями.

На основе палеоэкологического анализа комплексов диатомей, тефростратиграфических и палеомагнитных маркеров, а также и на событийной стратиграфической основе (периодичность изменений палеоклимата, трансгрессивные циклы) проведена широкая корреляция отложений головнинской свиты с толщами плиоцена и квартера Чукотки, Аляски, Камчатки, Сахалина, Японии и глубоководными тихоокеанскими стандартами. Проведенная транстихоокеанская корреляция отложений показала возможность использования отложений островных шельфов Западной Пацифики в качестве звена при корреляции отложений высоких и низких широт, а также фаций окраинных морей и пелагических зон океана.

Авторы искренне признательны своим коллегам, предоставившим данные по палинологии (Л.М. Мохова – ТИГ ДВО РАН), фауне моллюсков (В.Д. Худик – ДВГИ ДВО РАН), палеомагнитному анализу (В.В. Шаповалов-Чупрынин – ТОИ ДВО РАН), диатомовому анализу белозерских отложений (Т.А. Гребенникова – ТИГ ДВО РАН, М.В. Черепанова – БПИ ДВО РАН), позволившие завершить работу, и В.Б. Базаровой (ТИГ ДВО РАН) за помощь в полевых работах. Большую помощь авторам оказал Б.Н. Пискунов (ИМГ ДВО РАН), сделавший ряд конкретных замечаний по предварительной рукописи. Советы авторам по корреляции отложений были даны Ван Пинсяном (Университет Тондзи, Шанхай), Дж. Брайэм-Греттой (Университет Массачусетс, США), Д. Кауфманом (Университет Юта, США) и Ч. Репеннингом (О-во палеонтологии позвоночных, Лэйквуд, США). Особую признательность авторы выражают профессору Ю.Б. Гладенкову (ГИН РАН), чье постоянное внимание к нашим исследованиям и ценные консультации по биостратиграфии шельфовых отложений помогли сформулировать и решить основные задачи работы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 99-05-64837).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Басилян А.Э., Баринов К.Б., Орешкина Т.В., Трубин В.М. Плиоценовые трансгрессии Берингова моря // Палеогеография и биостратиграфия плиоцена и антропогена. М.: ГИН АН СССР, 1991. С. 5–24.

Басилян А.Э., Былинская М.Е. Шельф Камчатского полуострова (Восточная Камчатка) в позднем плиоцене – раннем квартере (ольховское время) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 3. С. 83–91.

Булгаков Р.Ф. История развития Южных островов Большой Курильской гряды в плейстоцене. Автореф. дис... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1994. 16 с.

Витухин Д.И., Орешкина Т.В., Пушаровский М.Ю., Цуканов Н.В. Новые данные по геологии острова Итуруп (Курильская островная дуга) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 6. С. 55–68.

Волбуева В.И., Белая Б.В., Долматова Л.М. и др. Опорный разрез морского неогена северо-востока Азии на острове Карагинском. Часть I. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1992. 111 с.

Гладенков Ю. Б. Стратиграфия морского неогена северной части Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1988. 212 с.

Долматова Л.М., Невретдинова Т.Л. Комплексы морских диатомей позднего плиоцена и раннего плейстоцена Камчатки и северо-востока СССР. Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Л.: Недра, 1975. № 22. С. 36–41.

Жидкова Л.С., Мишаков Г.С., Неверова Т.И. и др. Биофациальные особенности мезокайнозойских бассейнов Сахалина и Курильских островов. Новосибирск: Наука, 1974. 252 с.

Жузе А.П. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 260 с.

Жузе А.П. Диатомей в осадках плейстоценового и позднеплиоценового возраста бореальной области Тихого океана. Основные проблемы микропалеонтологии и органогенного осадконакопления в океанах и морях. М.: Наука, 1969. С. 5–27.

Зубаков В.А. Глобальные климатические события неогена. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 223 с.

Иванов В.Ф. Четвертичные отложения Восточной Чукотки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 140 с.

Лаухин С.А. Изменения климата в плиоцене-плейстоцене Северо-Восточной Азии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 6. С. 59–65.

Невретдинова Т.Л., Кистерова И.Б., Терехова В.Е. и др. Новые данные по палеоботанической характеристике пинакульской и крустовской свит Чукотки // Четвертичные отложения Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1982. Вып. 1. С. 16–18.

Орешкина Т.В. Диатомей и неогеновые события в субарктической Пацифике // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68. Вып. 3. С. 84–90.

Орешкина Т.В. Диатомей и палеообстановки плиоцен-плейстоцена северной части Татарского пролива // Стратиграфия. Геол. корреляция, 1996. Т. 4. № 3. С. 81–87.

Пискунов Б.Н. О плиоценовых отложениях южной части о. Кунашир (Курильские о-ва). Тр. СахКНИИ. 1963. Вып. 15. С. 82–84.

Полякова Е.И. Арктические моря Евразии в позднем кайнозое. М.: Научный мир, 1997. 146 с.

Пушкар В.С. Диатомей и возраст маруямской свиты (стратотип) о. Сахалин. Палеоботаника и фитостратиграфия Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. С. 116–127.

Пушкар В.С. Палеогеография Северной Пацифики в позднем плиоцене и плейстоцене (палеоэкологический анализ по диатомеям). Автореф. дис... докт. геогр. наук. Владивосток: ТИГ ДВО РАН, 1998. 51 с.

Пушкар В.С., Разжигаяева Н.Г., Короткий А.М., Мохова Л.М. Отложения и возраст позднеголовнинской трансгрессии на о. Кунашир (средний плейстоцен) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998а. № 6. С. 50–64.

- Пушкаръ В.С., Разжигаета Н.Г., Короткий А.М. и др. Плиоцен-плейстоценовые отложения и события побережья залива Измены (Южный Кунашир, Курильские острова) // Тихоокеанская геология. 1998 б. Т. 17. № 5. С. 50–64.
- Разжигаета Н.Г., Гребенникова Т.А., Базарова В.Б. и др. Континентальный поздний плейстоцен о. Кунашир (Курильские острова) // Тихоокеанская геология. 2000. Т. 19. № 2. С. 73–86.
- Разжигаета Н.Г., Пушкаръ В.С., Гребенникова Т.А. Состав тефры головнинской свиты и этапы вулканической активности на юге о. Кунашир (Курильские острова) в плио-плейстоцене // Вулканология и сейсмология. 2002. № 3 С. 11–27.
- Черепанова М.В., Пушкаръ В.С., Короткий А.М. и др. Стратиграфия отложений шельфа Восточного Сахалина. Морские террасы и история шельфа о. Сахалин. Владивосток: Дальнаука, 1997. С. 92–117.
- Barron J.A. Neogene Diatom Datum levels in the Equatorial and North Pacific // Centenary of Japanese Micropaleontology. Japan, Tokyo. 1992a. P. 413–425.
- Barron J.A. Pliocene Paleoclimatic interpretation of DSDP Site 580 (NW Pacific) using diatoms // Mar. Microp. 1992b. № 20. P. 23–44.
- Barron J.A., Gladenkov A.Yu. Early Miocene to Pleistocene Diatom Stratigraphy of Leg. 145. Proc. ODP. Sci. Res. 1995. V. 145. P. 3–19.
- Berggren W.A., Kent D.V., Swisher C.C. A revised Cenozoic Geochronology and Chronostatigraphy. Geochronology Time Scale and Global Stratigraphic Correlation. SEPM Special Publ. 1995. № 54. P. 129–212.
- Brigham-Grette J., Carter L.D. Pliocene marine transgressions of Northern Alaska: Circumarctic Correlation and Paleoclimatic Interpretation // Arctic. 1992. V. 45. № 1. P. 74–89.
- Cande S.C., Kent D.V. A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic // J. Geophys. Res., 1995. V. 100. P. 6093–6095.
- Cherepanova M.V., Pushkar V.S., Razjigaeva N.G. et al. Marine diatoms of the Kazusa Group in the type locality of the Boso Peninsula (Honshu, Japan) // Quaternary Res. 2002. V. 41. P. 1–10.
- Gladenkov A. Yu. Diatom assemblages from the Plio-Pleistocene Boundary beds in Kamchatka, Russia // Micropaleontol. 1994. V. 40. № 1. P. 79–93.
- Kaufman D.S., Brigham-Grette J. Aminostratigraphic correlation and paleotemperature implication, Pliocene-Pleistocene high sea – level deposits, Northwestern Alaska // Quaternary Sci. Rev. 1993. V. 12. P. 21–33.
- Kitagawa Y., Yoshida M., Fujiwara Y. et al. The Plio-Pleistocene boundary in the Tokachi Tectonic Basin and the Ishikari Lowland, Hokkaido, Japan. The Third Report on the Plio-Pleistocene Boundary in Japan. Kyoto, Japan, 1982. P. 4–17.
- Kitagawa Y., Igarashi Y., Akamatsu M., Yoshida M. A review of Pleistocene Stratigraphy in the Ishikari Lowland, Hokkaido Island, Northern Japan // Proc. 1st Int. Coll. Quatern. Stratigr. of Asia and Pacific Area, Osaka, 1986. Osaka, 1987. P. 9–17.
- Koizumi I. Spectral analysis of the diatom paleotemperature records at DSDP Sites 579 and 580 near the subarctic front in the western North Pacific // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 1994. V. 108. P. 475–485.
- Koizumi I., Tanimura Y. Neogene Diatom biostratigraphy of the Middle Latitude Western North Pacific, DSDP, Leg. 86. Inif. Reports. DSDP, 1985. V. 86. P. 269–300.
- Koizumi I., Kanaya T. Correlation of Late Neogene sections on the Oga Peninsula and Akita City, Northeast Japan. Prof. Husioka Mem. vol. Japan, 1977. P. 401–412.
- Ling Hsin Yi. Distribution and biostratigraphic significance of Dictyocha subcerctios (Silicoflagellatae) in North Pacific // Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S. № 101, 1976. P. 264–270.
- Nakagawa H., Matoba Y., Kitazato H., Niitsuma N. Plio-Pleistocene Stratigraphy in Oga Peninsula, Northern Honshu, Japan. The Third Report on the Plio-Pleistocene Boundary in Japan. Kyoto, Japan, 1982. P. 59–69.
- Okumura K. Recurrence of large pyroclastic flows and innovation of volcanic activity in Eastern Hokkaido. Kagoshima International Conference on Volcanoes, 1988. P.398.
- Oreshkina T.V. Late Cenozoic transgressive diatom assemblages of the South Kurile Islands. 14<sup>th</sup> Diatom Symp. Tokyo. 1996. P. 629–638.
- Proceedings on the Research of Stratotype for the Lower-Middle Pleistocene Boundary, Tokyo, 1996. 91 p.
- Pushkar V.S., Roof S.R., Cherepanova M.V., et al. Paleogeographic and paleoclimatic significance of diatoms from middle Pleistocene marine and glaciomarine deposits on Baldwin Peninsula, northwestern Alaska // Palaeogeogr. Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1999. V.152. P. 67–85.
- Raymo M.E. Global climate change: a three million year perspective // Start of Glacial. NATO ASI Series. 1992. V. 13. P. 35–46.
- Sancetta C., Silvestri S.M. Pliocene-Pleistocene evolution of the North Pacific Ocean-Atmosphere System, interpreted from fossil diatoms // Paleoceanography. 1986. V. 1. № 2. P. 163–180.
- Williams D.F., Thunell R.C., Tappa E. et al. Chronology of the Pleistocene Oxygen Isotope Record: 0–1.88 My BP // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1988. V. 64. P. 221–240.
- Zijderveld J. D. A., Hilgen F.J., Laugereis C.G. et al. Integrated magnetostratigraphy and biostratigraphy of the Upper Miocene-Lower Pliocene from the Monte Singa and Crotone areas in Calabria, Italy // Earth Planet. Sci. Letters. 1991. V. 107 (3/4). P. 697–714.

Рецензенты М.Н. Алексеев, Ю.Б. Гладенков