

( , , )  
 . . ; . . ; . . ; . . " , \*"  
**A.M.** \* , ' , .

" " , , -  
 , . ,

: (1) - -  
 (18,1° ) (19,6° ) -  
 ( 7,1° ), ( 13,3° ); (2) ( 8,0° ) ,  
 , , -

: , , , , , ,

, , -  
 , , -

. . [37], . -  
 [45] . . [20] -

. . [10], -  
 , -

, , -  
 , -

, [22-24], . . , . -  
 [14], . . , [18], . [26, 39].

, . . [16], . -  
 [15], . , [40, 41], . -  
 , . . [49], . . - -

[21], . . [11], . . -  
 [31] . . -  
 [33].

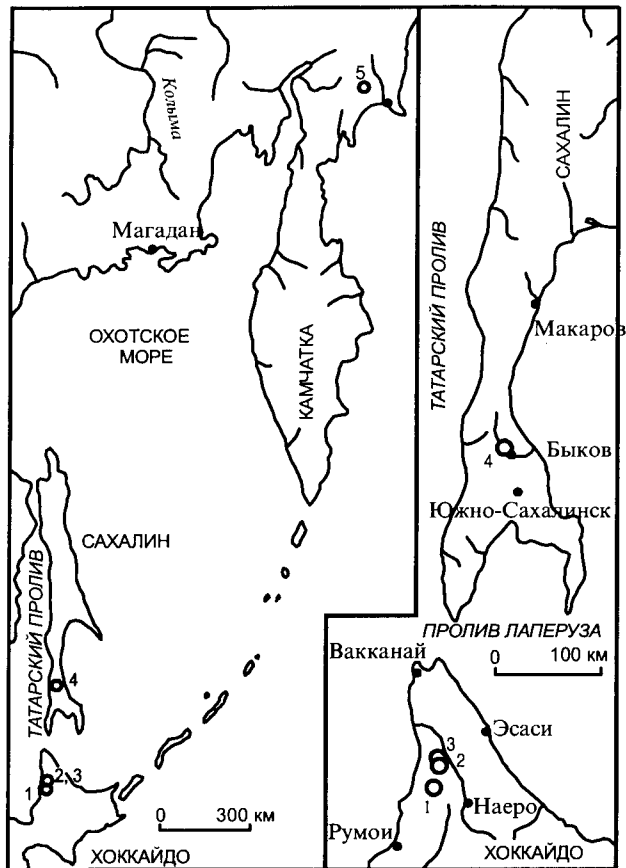


Рис. 1. Местоположение исследованных районов Хоккайдо, Южного Сахалина и восточной части Корякского нагорья.

1 - Ручей Накафутамата, район Хаборо (турон и коньяк); 2 - р. Абешинай (сантон); 3 - р. Абешинай (кампан); 4 - р. Найба (сантон-даний); 5 - бассейн р. Пахача (турон).

моноидей и иноцерамид, собранных в основном на Хоккайдо (Япония) и Сахалине (Россия) (рис. 1). Кроме этого был использован также кальцитовый материал хорошо сохранившихся серебристо-белых раковин кампанских и маастрихтских брахиопод (Южный Сахалин), арагонитовый материал единственной раковины туронского аммонита (восточная часть Корякского нагорья) и кальцит единственной раковины двустворки из средней части датского яруса (Южный Сахалин) в сравнительных целях.

Несколько лет назад нами было предложено различать пять стадий диагенетических изменений органогенных арагонитов: 1-я - ослабления кристаллической решетки, 2-я - слабой перекристаллизации, 3-я - заметной перекристаллизации, 4-я - значительной перекристаллизации и 5-я - полной перекристаллизации [7], что может быть использовано в оценке и тщательном отборе арагонитового материала аммо-

ноидей и иноцерамид непосредственно перед изотопными исследованиями. Материал, существенно подвергшийся диагенетическим изменениям (стадии 4, 5 и частично 3), не может быть использован для выявления его первичного (оригинального) изотопного состава. Результаты рентгеноструктурного анализа и изучения микроструктуры раковин показывают, что основная часть арагонитового материала аммоноидей и иноцерамид из верхнего мела Хоккайдо, Сахалина и Корякского нагорья, тщательно отобранного после визуального осмотра, соответствует двум первым стадиям диагенетических изменений. Предполагается, что изотопный состав кислорода и углерода этих карбонатов близок к оригинальному. Для выявления пригодности хорошо сохранившихся раковин брахиопод из верхнего кампана и маастрихта бассейна р. Найбы Южного Сахалина была предпринята попытка использования катодолюминесцентного теста [26].

Изотопные исследования были выполнены в Дальневосточном геологическом институте ДВО РАН. Для этого был использован автоматизированный комплекс, в который входят стандартная аппаратура ЭВМ Искра-1256 и ПРМ-2, модернизированный масс-спектрометр МИ 1201В и система напуска изотопов в газовой фазе (АСНИ). Применяемый в наших измерениях стандарт "Гребешок Приморский" (*Patinopecten yessoensis*) привязан через стандарт NBS 19 и составляет для кислорода относительно PDB (Pee Dee belemnite)  $+3,98 \pm 0,10\%$ , для углерода  $-0,75 \pm 0,10\%$ . Точность определений около  $-0,1\%$ . При подсчете температур предполагалось, что морские воды были теплыми, так как в меловом периоде не было ледовых "шапок", и поэтому было использовано значение  $\delta^{18}\text{O}$ , равное  $-1,2\%$  PDB (эквивалентное  $-1,0\%$  SMOW) [42]. При расчете палеотемператур были использованы шкалы Т. Андерсона, М. Артура [13], Е. Гроссмана и Т.-Л. Ку [25]. Рентгеноструктурные анализы были выполнены с использованием диффрактометра ДРОН-3, следуя разработанной методике [19].

## МЕСТА ОТБОРА МАТЕРИАЛА

### Туронский ярус

Арагонитовые раковины моллюсков туронского возраста установлены только на Хоккайдо (коллекция К. Танабэ) и в восточной Корякии (коллекция Г.В. Гусевой), на Сахалине они не были обнаружены. Сеноман-туронские отложения на Хоккайдо представлены формациями Микаса и Саку (верхняя часть группы Езо) [30]. Первая из них представлена в основном песчаниками с включениями раковинного материала, вторая, напротив, обогащена алевrolитами и аргиллитами. Образцы на изотопный анализ были отобраны из арагонитовых рако-

вин аммоноидей, обнаруженных в известковых конкрециях верхнетуронской формации Саку (верхи средней части группы Езо), обнажающейся по ручью Накафутамата в районе Хаборо (рис.1).

В восточной части Корякского нагорья (правобережье р. Пахача, в 12 км выше устья ручья Эчви-ям) арагонитовая раковина единственного аммонита *Mesopuzosia pacifica* Matsumoto была обнаружена в конкреции, встреченной в поле распространения пород глубоководной ватынской серии. Последняя характеризуется присутствием небольшого объема раковинного материала моллюсков, в том числе мелководных иноцерамов, снесенных с шельфовой части бассейна.

### Коньякский ярус

Арагонитовые раковины коньякских аммонитов на Дальнем Востоке до сих пор были обнаружены только на Хоккайдо (коллекция К. Танабэ). Изотопные анализы были выполнены по материалу раковин *Anagaudryceras limatum* (Yabe), обнаруженных в известковых конкрециях нижнеконьякских алевроаргиллитов (низы верхней части группы Езо) по ручью Накафутамата в районе Хаборо.

### Сантонский ярус

Арагонитовые раковины аммонитов и раковины иноцерамов с уцелевшим арагонитовым слоем были собраны из верхней части быковской свиты (нижний сантон, слои с *Anapachydiscus naumanni*) р. Найба на Южном Сахалине и в верхней части группы Езо (верхняя часть зоны *Inoceramus japonicus* или нижняя часть зоны *Inoceramus orientalis*) р. Абешиной на Хоккайдо. Возраст образцов, собранных К. Танабэ из верхней части группы Езо, следуя интерпретации Х. Хирано с соавторами [30], принимается им в настоящей статье как позднесантонский. Верхняя часть быковской свиты и верхняя часть группы Езо представлены в основном аргиллитами с известковыми конкрециями [4, 30]. Пробы на изотопный анализ были отобраны из арагонитового материала раковин иноцерамов и аммонитов, обнаруженных в этих конкрециях.

### Кампанский ярус

Исследованный арагонитовый материал раковин иноцерамов и аммонитов происходит из верхней части группы Езо раннекампанского возраста, обнажающейся по р. Абешиной на Хоккайдо. Некоторые хорошо сохранившиеся позднекампанские брахиоподы из нижней части красноярковской свиты р. Найба (Южный Сахалин) также были использованы для изотопного анализа. Верхняя часть группы Езо состоит в основном из аргиллитов, содержащих известковые конкреции [30], в то время как нижняя часть красноярковской свиты представлена туфоген-

ными алевролитами и песчаниками, туфами и алевролитами с несколькими слоями ракушечников [4, 5].

### Маастрихтский ярус

Хорошо сохранившиеся раковины маастрихтских беспозвоночных встречаются в верхней части красноярковской свиты бассейна р. Найба. Она сложена преимущественно аргиллитами с известковыми конкрециями в нижней части (слои с *Zelandites japonicus*) и аргиллитами, алевролитами и туфогенными песчаниками в верхней (слои с *Pachydiscus - Pleurogrammatodon bykovensis*) [5]. Арагонитовые раковины аммонитов и хорошо сохранившиеся раковины брахиопод, использованные для изотопных анализов, были обнаружены в конкрециях, собранных из нескольких горизонтов упомянутых выше слоев разных местонахождений (Найба, Красноярка, Сары).

### Датский ярус

В результате детального исследования фораминифер, двустворок и палинологических комплексов синегорских слоев Южного Сахалина Т.Г. Калишевич, Е.Д. Заклинская и М.Я. Серова [8] пришли к заключению об их палеогеновом (датском) возрасте. Синегорские слои представлены преимущественно алевролитами, в меньшей степени песчаниками. Арагонитовые раковины моллюсков, пригодные для изотопного анализа, здесь не были обнаружены. Этим объясняется отсутствие какой-либо информации по  $\delta^{18}\text{O}$  карбонатов этого горизонта. Сведения по изотопному составу углерода, вероятно близкому к первичному, удалось получить лишь по единственной раковине двустворки из средней части синегорских слоев.

### РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНО-КИСЛОРОДНОГО И ИЗОТОПНО-УГЛЕРОДНОГО АНАЛИЗОВ

Наибольший интерес представляют данные изотопно-кислородного анализа органических карбонатов Дальнего Востока, позволившие реконструировать температурные условия обитания морских беспозвоночных мелового возраста из разных широт (районы Хоккайдо, Южного Сахалина и восточной Корякии).

### Туронские карбонаты

Результаты исследований раковин аммоноидей (*Scalrites* cf. *mihouensis* Wright et Matsumoto, *Tragodesmocerooides* sp. и др.) из верхнетуронских отложений средней части группы Езо района Хаборо на Хоккайдо, содержание арагонита в которых колеблется от  $85 \pm 3$  до  $96 \pm 3\%$ , показали, что значения  $\delta^{18}\text{O}$  в них колеблются от  $-0,29$  до  $+0,77\%$  [55]. Близкие значения  $\delta^{18}\text{O}$ , от  $-0,2$  до  $+0,2\%$ , установлены также в большинстве участков единственной исследованной раковины туронского *Mesopuzosia pacifica*

Matsumoto из бассейна р. Пахача в восточной Корьякии, отличающихся высоким содержанием арагонита (84-95%). Лишь на одном из участков наружного оборота этой раковины обнаружен облегченный изотопный состав кислорода ( $\delta^{18}\text{O} = -1,0\text{‰}$ ) из-за явной перекристаллизации (здесь уцелело лишь 15% арагонита).

$\delta^{13}\text{C}$  арагонитовых раковин туронских аммонитов Хоккайдо варьирует от  $-0,13$  до  $+1,57\text{‰}$ , в то время как  $\delta^{13}\text{C}$  арагонитовой раковины того же возраста из восточной Корьякии не превышает  $-2,5\text{‰}$ .

#### Коньякские карбонаты

Для анализа был использован материал раковин *Anagaudryceras limatum* (Yabe) из нижнеконьякских отложений верхней части группы Езо острова Хоккайдо с содержанием арагонита до 77%. Значения  $\delta^{18}\text{O}$  в них колеблются от  $-1,16$  до  $+0,19\text{‰}$ , а значения  $\delta^{13}\text{C}$  достигают  $+1,77\text{‰}$ .

#### Нижнесантонские карбонаты

Разные участки раковин аммоноидей *Eupachydiscus* sp. из нижнесантонских слоев с *Anapachydiscus naumanni* Сахалина, с содержанием арагонита в пределах от 89 до 99%, характеризуются удивительно устойчивым (сравнительно тяжелым) изотопным составом кислорода - значения  $\delta^{18}\text{O}$  здесь колеблются от  $+1,3$  до  $+2,7\text{‰}$ . Значения  $\delta^{13}\text{C}$  в исследованных участках не превышают  $-2,2\text{‰}$ .

#### Верхнесантонские карбонаты

Значение  $\delta^{18}\text{O}$  раковины *Damesites* sp. из верхнего сантона верхней части группы Езо Хоккайдо, сложенной не менее чем на 99% арагонитом, составляет  $+0,29\text{‰}$ . Несколько более низкие значения  $\delta^{18}\text{O}$ , изменяющиеся от  $-0,77$  до  $-0,97\text{‰}$ , установлены в арагонитовых элементах раковин *Inoceramus* sp., встреченных в этих же отложениях. Значения  $\delta^{13}\text{C}$  в раковинах моллюсков достигают  $+2,47\text{‰}$ .

#### Нижнекампанские карбонаты

Значения  $\delta^{18}\text{O}$  арагонитовых элементов скелета *Eupachydiscus* sp. и *Inoceramus schmidtii* Michael из нижнего кампана верхней части группы Езо Хоккайдо составляют соответственно  $+0,48\text{‰}$  и  $-0,48\text{‰}$  (при содержании арагонита до 94%). Значения  $\delta^{13}\text{C}$  в них достигают  $+1,47\text{‰}$ .

#### Верхнекампанские карбонаты

Значение  $\delta^{18}\text{O}$  кальцитовых раковин замковых брахиопод *Orbirhynchia* sp. из верхней части слоев с *Canadoceras kossmati* верхнего кампана Сахалина составляет  $-1,5\text{‰}$  (при  $\delta^{13}\text{C} = +0,9\text{‰}$ ).

#### Нижнемаастрихтские карбонаты

Значения  $\delta^{18}\text{O}$  раковин аммоноидей (*Pachydiscus* (*Pachydiscus*) cf. *gollevillensis* d'Orbigny и *Pachydiscus* (*Pachydiscus*) sp.) из нижнемаастрихтских от-

ложений нижней части слоев с *Zelandites japonicus* Сахалина, содержание арагонита в которых составляет не менее 97-99%, колеблется от  $+1,5$  до  $+1,9\text{‰}$ . Значение  $\delta^{13}\text{C}$  в них не превышает  $-1,1\text{‰}$ .

#### Среднемаастрихтские карбонаты

Значения  $\delta^{18}\text{O}$  кальцитовых раковин брахиопод *Orbirhynchia* sp. и других ринхонеллацей из среднемаастрихтских слоев с *Pachydiscus - Pleurogrammotodon bykovensis* Сахалина колеблются от  $+0,2$  до  $+0,7\text{‰}$ . Значение  $\delta^{13}\text{C}$  в них достигает  $+1,8\text{‰}$ . Значения  $\delta^{18}\text{O}$  раковин аммоноидей *Pachydiscus* (*Pachydiscus*) sp. из слоев с *Pachydiscus - Pleurogrammotodon bykovensis* Сахалина колеблются от  $+1,4$  до  $+1,8\text{‰}$ . Содержание арагонита в исследованных раковинах высокое (не менее 97-98%). Значение  $\delta^{13}\text{C}$  в них не превышает  $-2,0\text{‰}$ .

#### Верхнемаастрихтские карбонаты

Значения  $\delta^{18}\text{O}$  кальцитовых раковин брахиопод *Orbirhynchia* sp. и других ринхонеллацей из средней части верхнего маастрихта краснорюкской свиты Сахалина колеблются от  $+0,3$  до  $+1,0\text{‰}$  (при  $\delta^{13}\text{C}$  до  $+1,4\text{‰}$ ).

\* \* \*

Таким образом, изотопно-кислородный состав органогенных карбонатов мелководного бассейна Хоккайдо-Южный Сахалин незначительно облегчился в интервале от турона до нижнего коньяка. Наиболее тяжелый изотопный состав кислорода карбонатов этого бассейна установлен для базальных слоев сантона, наиболее легкий - для нижней части верхнего сантона. Повышенные значения  $\delta^{18}\text{O}$  установлены для карбонатов верхнего сантона - нижнего кампана. Сравнительно легкий изотопно-кислородный состав кальцитовых раковин брахиопод и арагонитовых элементов скелета иноцерамид верхнего кампана сменился на заметно более утяжеленный в органогенных кальцитах и арагонитах средней и верхней частей нижнего маастрихта, особенно в его средней части (соответствующими данными по пограничным слоям мела и палеогена на Сахалине и Хоккайдо мы не располагаем).

Наиболее высокие значения  $\delta^{13}\text{C}$  в карбонатах этого бассейна установлены в верхнем туроне, нижнем коньяке, верхнем кампане, среднем маастрихте и особенно в нижней части верхнего сантона ( $+2,47\text{‰}$ ); заметно ниже они в нижнем сантоне и в нижнем маастрихте, что более или менее согласуется с данными о таксономическом разнообразии фаун моллюсков Южного Сахалина [56].

#### ПАЛЕОТЕМПЕРАТУРНЫЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ

На основе данных предшествующих изотопно-кислородных исследований выявлена следующая тенденция изменения температурных условий мело-

вого периода: после альбского температурного максимума в целом в поздне меловое время наступило похолодание, наиболее проявившееся в маастрихте.

Очень важные результаты по температурным условиям мелководья высоких широт Южного полушария для мелового периода недавно были представлены Э. Баррера с соавторами [15]. Они обнаружили высокие значения  $\delta^{18}\text{O}$  в позднекампанских-маастрихтских раковинах бентосных фораминифер из антарктического шельфа вблизи острова Сеймур, что соответствует сравнительно низким температурам (около 4-9°C). Судя по сходству поздне меловых температур мелководья высоких широт и температур, установленных по изотопному составу раковин поздне меловых глубоководных фораминифер из низких широт Пацифики, было высказано предположение, что именно континентальный шельф Антарктиды, как и в настоящее время, был основным источником холодных вод глубинных частей океанов мелового периода.

Основываясь на изотопных анализах кальцита белемнитовых ростров, Х.А. Лоуэнстам и С. Эпштейн [37] установили очень высокие палеотемпературы для рубежа коньяка и сантона в северо-западной Европе. Аналогичные результаты были получены Т.Б. Копленом и С.О. Шлангером [18] для придонных вод центральной Пацифики на основе данных по коньяк-сантонским карбонатным осадкам с возвышенности Магеллана ( $\delta^{18}\text{O} = -2,8\text{‰}$ ). Они предположили, что коньяк-сантонское потепление носило глобальный характер, но, как будет показано ниже, это не подтверждается палеоботаническими данными. Р. Дуглас и С. Савин [24] не имели возможности проверить предположение Т.Б. Коплена и С.О. Шлангера [18] ни на возвышенности Шатского, ни на возвышенности Хесса в северной части Тихого океана. Вместе с тем, результаты исследований пелагических известняков центральной части Карибского моря, проведенных ими, показали, что глубоководные осадки, как и осадки мелководья, могут изменять свой оригинальный изотопный состав в ходе диагенетических процессов. В отличие от Т.Б. Коплена и С.О. Шлангера [18], они предполагали, что очень низкие значения  $\delta^{18}\text{O}$  (от -3,45 до -5,68‰) пелагических известняков из пограничных слоев коньякского и сантонского ярусов центральной части Карибского моря представляют собой диагенетический артефакт - результат перекристаллизации и цементации в условиях высокой температуры.

Некоторые палеоклиматические реконструкции показывают существование фитоклиматических максимумов в туроне [2, 9, 28, 29, 36], сантоне [2, 3] и кампане [1, 9, 35] и, соответственно, минимумов в среднем-позднем туроне [2] и маастрихте [2, 9]. Кроме этого было выяснено, что температуры резко сни-

зились в раннем маастрихте и вновь возросли перед рубежом мела и палеогена [53, 54]. Появились сведения о кратковременном понижении температуры непосредственно на упомянутом рубеже.

Общая тенденция развития меловой флоры Дальнего Востока, установленная по палеоботаническим данным, не согласуется ни с данными по "коньяк-сантонскому температурному климаксу" Х.А. Лоуэнстама и С. Эпштейна [37, с. 207], ни с соответствующими материалами по карбонатам того же стратиграфического уровня центральной Пацифики [18].

В ходе проведенных нами изотопно-кислородных исследований раковин поздне меловых аммоноидей, иноцерамов и брахиопод из мелководного бассейна Хоккайдо-Южный Сахалин выявлены следующие основные тенденции в изменении температурных условий южной части северо-западной Пацифики, соответствующей субтропической гумидной фитоклиматической области [1]:

(1) В целом представляется, что для туронско-кампанского времени были характерны повторяющиеся потепления с температурными максимумами в начале позднего сантона (19,6°C) и в начале позднего кампана (18,1°C) и минимумами в начале сантона (8°C) и, возможно, в конце сантона-начале кампана (13,3°C).

Повышение температур, намечившееся в позднем туроне - раннем коньяке (от 15,8°C до 18,0°C), сменилось похолоданием (8,0°C) в самом начале сантона. Таким образом, существование глобального климатического оптимума на рубеже коньяка и сантона [17, 18] новыми изотопными данными не подтверждается.

(2) В маастрихте произошло резкое падение температуры (7,1°C), с незначительным потеплением только в начале позднего маастрихта (11,2°C).

Самые высокие значения температур, рассчитанные по изотопному составу кислорода арагонитовых частей раковин двустворок (иноцерамид) и хорошо сохранившихся раковин брахиопод, показаны нами для позднего сантона (19,6°) и позднего кампана (18,1°C). Низкие значения температур для маастрихта, более или менее согласующиеся с соответствующими данными по шельфовым водам высоких широт вблизи Антарктиды [15], были определены нами в результате исследования карбонатного материала как бентосных (брахиопод), так и гемипелагических (аммоноидей) форм. Эти данные свидетельствуют, очевидно, о низком значении температурного градиента в направлении между дном и поверхностью бассейна Хоккайдо-Южный Сахалин в позднем мелу (разница температур поверхностных и придонных вод составляла, вероятно, не более 1,0-1,5°C).

Новые данные по изотопным палеотемпературам вод поздне мелового бассейна Хоккайдо - Южный Сахалин согласуются как с соответствующими изотопными данными Р.В. Тейс и Д.П. Найдина [10] по Русской платформе, а также данными Э. Баррера с соавторами [15], так и с большинством палеоботанических реконструкций.

Температуры вод мелких бассейнов средних широт Дальнего Востока в маастрихтское время были незначительно выше (на 2-3°C) по сравнению с температурами вод шельфа Антарктиды [15, 47], не-

много ниже (на 3-4°C) температур вод бассейна Русской платформы [10], но значительно ниже (на 5-9°C) температур поверхностных вод экваториальной Пацифики [16].

Известная дискуссия В.А. Красиловой [36] и Дж. Вульфа и Г. Апчерча [54] по поводу того, когда было теплее - в сантонском или кампанском веках, представляется нам разрешимой в следующем виде. Полученная нами палеотемпературная кривая для позднего мела северо-западной части Циркумпаифики (рис. 2) свидетельствует о том, что в кампане на

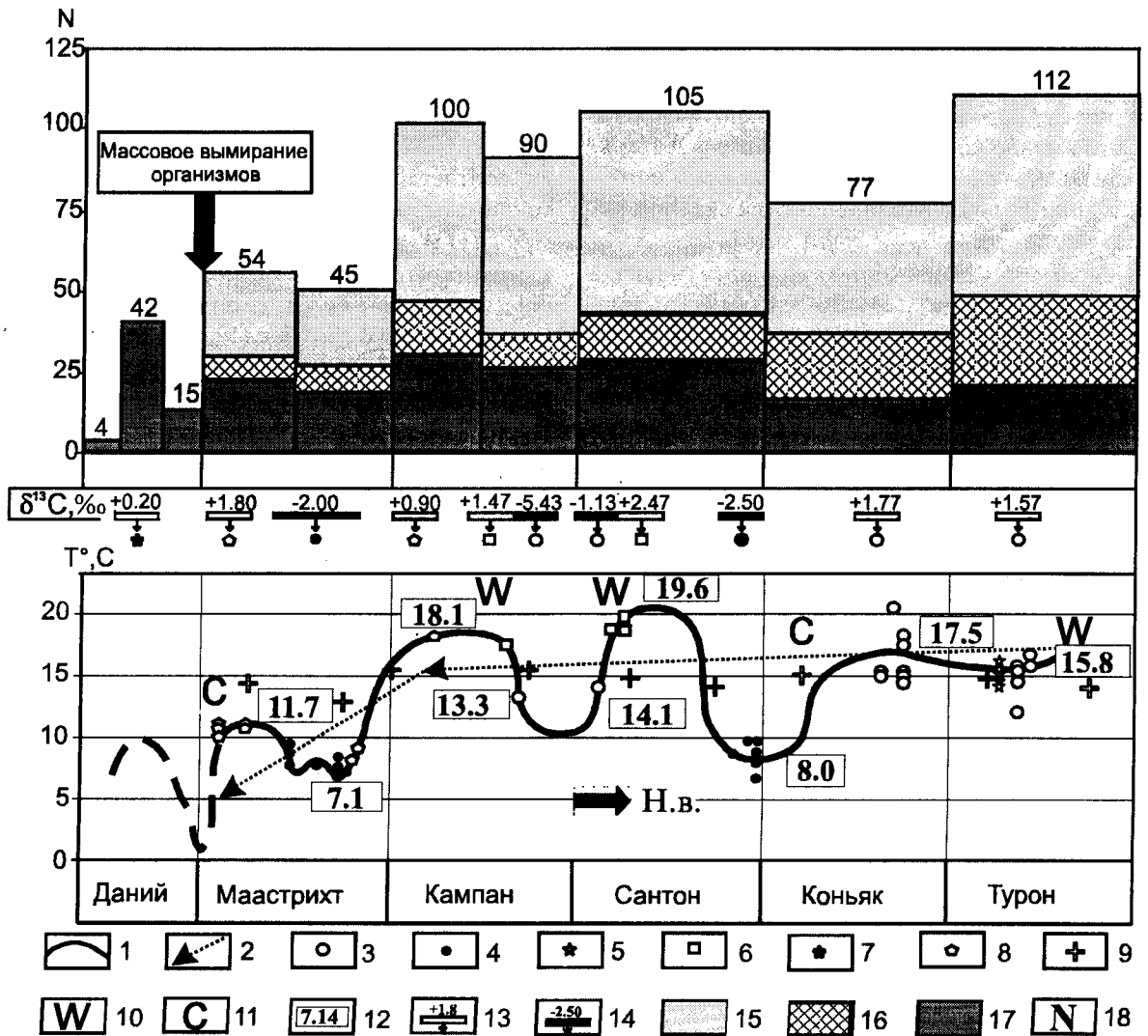


Рис. 2. Палеотемпературная кривая для позднего мела северо-западной части Пацифики (Хоккайдо, Южный Сахалин, восточная Корякия), основанная на изотопных данных.

1 - изотопная палеотемпературная кривая; 2 - основные тенденции в изменении палеотемператур; 3 - арагонитовые раковины аммоноидей Хоккайдо; 4 - арагонитовые раковины аммоноидей Южного Сахалина; 5 - арагонитовая раковина аммонита восточной Корякии; 6 - арагонитовые элементы раковин иноцерамид Хоккайдо; 7 - кальцитовая раковина двустворки Южного Сахалина; 8 - кальцитовые раковины брахиопод Южного Сахалина; 9 - кальцитовые ростры белемнитов Русской платформы [10]; 10 - температурный максимум по палеоботаническим данным [2,3,9,27,54]; 11 - температурный минимум по палеоботаническим данным [9,53]; 12 - изотопно-кислородные палеотемпературы, в °C; 13 - положительные значения  $\delta^{13}C$ ; 14 - отрицательные значения  $\delta^{13}C$ ; 15 - видовое разнообразие аммоноидей (Сахалин) [5]; 16 - видовое разнообразие иноцерамов (Сахалин) [5]; 17 - видовое разнообразие моллюсков (за исключением иноцерамов); 18 - число видов; N. v. - новая версия по расположению границы сантона и кампана на Хоккайдо [48-52].

Дальнем Востоке было, по-видимому, холоднее, чем в сантоне. Для интервала сантон-кампан Дальнего Востока в данной статье пока была использована, как отмечалось выше, стратиграфическая схема, предложенная Х. Хирано с соавторами [30]. Однако, если согласиться с точкой зрения Т. Тошимитсу с соавторами [51, 52] на положение границы между сантоном и кампаном на Хоккайдо в основании зоны *Inoceramus japonicus*, широко пропагандируемой в настоящее время, то можно подойти к несколько иному решению этой проблемы: в течение продолжительного капанского века существовало два температурных максимума (раннекампанский и позднекампанский), разделенных кратковременным минимумом (среднекампанским), до сих пор не установленным палеоботаническими наблюдениями.

Туронские палеотемпературы высоких широт, полученные пока по единственной раковине туронского аммонита из Корякского нагорья (бассейн р. Пахача) (14,1-16,3°C), близки, как оказалось, к соответствующим температурам Хоккайдо (12,0-16,7°C). Эти данные, естественно нуждающиеся в подтверждении, являются, вероятно, свидетельством существования низкого температурного градиента по меридиану Камчатка-Япония в среднем мелу и хорошо согласуются с результатами реконструкции климата Камчатской области [27], Аляски [46] и района Асува в центральной Японии [38] по палеоботаническим данным. По мнению А.Б. Германа и Е.А. Лебедева [2], последующий коньякский век также характеризуется значительным сходством флоры Камчатской области и Сахалина. Сходство этих флор исчезает лишь в начале сантонского времени, когда эти регионы оказываются, согласно этим исследованиям, в разных фитогеографических областях вследствие постепенного развития относительно более четкой климатической зональности.

#### БИОПРОДУКТИВНОСТЬ И МАССОВОЕ ВЫМИРАНИЕ ОРГАНИЗМОВ

Дж. Алкала-Херрера с соавторами [11] справедливо отмечают, что  $\delta^{13}\text{C}$  в глубоководных органических карбонатах связана с изменениями различных факторов среды, таких как величина запасов углерода в океане, влияние апвеллинга, характер первичной биологической продуктивности океана. Степень влияния каждого из этих факторов в глубоководных условиях различить зачастую невозможно, но когда изотопно-углеродные сдвиги в мелководных карбонатах приобретают глобальное распространение, их связывают обычно с изменениями в первичной биологической продуктивности морей. Температурный фактор напрямую не контролирует  $\delta^{13}\text{C}$ , биологическая продуктивность в целом зависит от комплекса факторов, в том числе и от температурного.

Судя по очень низкому значению  $\delta^{13}\text{C}$  (-5,9‰), полученному по единственной раковине туронского аммонита восточной Корякии, основной спад биопродуктивности морей туронского времени приходился, вероятно, на высокие широты Северного полушария. Это предположение, естественно, нуждается в подтверждении на массовом материале. Воды высоких широт, характеризующиеся, как предполагается, низкими значениями  $\delta^{13}\text{C}$ , имели, по-видимому, тесную связь с бассейном Хоккайдо - Южный Сахалин в раннем сантоне, в конце сантона - раннем кампане и в раннем маастрихте, хотя циркулирующая вода в позднем мелу, как показали данные глубоководного бурения [16, 18, 24], была замедленной вследствие сравнительно низкого температурного градиента в направлении от поверхности до дна в океанах этого времени.

Резкий спад концентраций тяжелого изотопа углерода на рубеже мела и палеогена [11, 33, 47], отражающий глобальное сокращение первичной биологической продуктивности, мог быть связан прежде всего с резким увеличением дефицита кислорода, вызванным драматическим сокращением фотосинтеза на континентах и в океане под влиянием ряда факторов, к числу которых можно отнести: (1) холодный аридный климат, (2) резко выраженную эвстатическую регрессию, (3) изменения в океанической циркуляции вод, (4) вулканическую активность, а также (5) факторы внеземного происхождения (в том числе связанные с цикличностью солнечной активности [6]). Можно предполагать, что развитие бескислородных условий на рубеже мела и палеогена [34], в отличие от раннеаптского и сеноман-туронского событий, носило резко выраженный глобальный характер. Отсутствие вблизи границы мела и палеогена накоплений органического углерода, свойственного отложениям нижнего апта и пограничным слоям сеномана и турона в целом ряде регионов [32], дополнительно указывает на резкий спад биологической продуктивности морей в конце мела - начале палеогена. В раннем апте и сеноман-туроне отложения, обогащенные органическим веществом, напротив, образовывались во многих частях шельфа и континентального склона даже при небольшом дефиците кислорода из-за высокой биологической продуктивности морей этого времени, фиксируемой по изотопно-углеродным аномалиям.

Резкое снижение таксономического разнообразия позднемеловых фаун моллюсков началось, по крайней мере, в раннем маастрихте [4, 5, 56] (рис.2) и поэтому не имеет прямого отношения к астероидной коллизии, предполагаемой Л. Альваресом с соавторами [12]. Исследования последних лет в дополнение к сказанному показывают, что изотопное строение осмия в глинах из пограничных слоев мела и палео-

гена не свидетельствует о его внеземном происхождении (полученные данные согласуются скорее с мантийным происхождением этого металла) [17, 44].

### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы статьи признательны Е.В. Бугдаевой, В.С. Маркевич, С.В. Точилиной (Россия), Р.Дж. Алдриджу (Великобритания), К. Кодаме (Япония) и Р.А. Спицеру (Великобритания) за помощь в подборе литературы по меловому периоду.

### ЛИТЕРАТУРА

- Вахрамеев В.А. Климат северного полушария в меловой период и палеоботанические данные // Палеонтол. журн. 1978. № 1. С. 3-17.
- Герман А.Б., Лебедев Е.А. Стратиграфия и флора меловых отложений северо-западной Камчатки. М.: Наука, 1991. 189 с. (Тр. ГИН РАН; вып. 468).
- Гольберт А.В. Основы региональной палеоклиматологии. М.: Наука, 1987. 222 с.
- Захаров Ю.Д., Грабовская В.С., Калишевич Т.Г. Сукцессионный ряд морских организмов найбинской и быковской свит в опорном разрезе верхнего мела Сахалина // Эволюция организмов и биостратиграфия середины мелового периода. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. С.47-85.
- Захаров Ю.Д., Грабовская В.С., Калишевич Т.Г. Верхнемеловая сукцессия морских сообществ на юге Сахалина и климатические особенности северо-западной Пацифики // Систематика и эволюция беспозвоночных Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 41-90.
- Захаров Ю.Д., Игнатъев А.В., Борискина Н.Г., Попов А.М. Изотопно-углеродные макроритмы позднего палеозоя и мезозоя и макроциклы солнечной активности // Вестн. ДВО РАН (в печати).
- Захаров Ю.Д., Найдин Д.П., Тейс Р.В. Изотопный состав кислорода раковин раннетриасовых головоногих Арктической Сибири и соленость бореальных бассейнов в начале мезозоя // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 4. С. 101-113.
- Калишевич Т.Г., Заклинская Е.Д., Серова М.Я. Развитие органического мира Тихоокеанского пояса на рубеже мезозоя и кайнозоя. М.: Наука, 1981. 164 с.
- Красилов В.А. Меловой период: эволюция земной коры и биосферы. М.: Наука, 1985. 240 с.
- Тейс Р.В., Найдин Д.П. Палеотермометрия и изотопный состав кислорода органогенных карбонатов. М.: Наука, 1973. 255 с.
- Alcala-Herrera J.A., Grossman E.L., Gartner S. Nannofossil diversity and equitability and fine-fraction  $\delta^{13}\text{C}$  across the Cretaceous. Tertiary boundary at Walvis Ridge Leg 74, South Atlantic // Marine Micropaleontol. 1992. V. 20. P. 77-88.
- Alvarez L., Alvarez W., Asaro, F, Michael, H.V. Extra terrestrial cause for the K-T extinction // Science. 1980. V. 208, N 4448. P. 1095-1108.
- Anderson, T.F., Arthur M.A. Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems // Stable isotopes in sedimentary geology / (Eds Arthur M.A. et al.), SEPM Short Course Notes. 1983. N 10. P. 1-151.
- Anderson T., Schneidermann N. Stable isotope relationships in pelagic limestones from the central Caribbean: Leg 15, Deep Sea Drilling Project // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. (Edgar N.T., Saundes J.B. et al.). 1973. V. 15. P. 795-803.
- Barrera E., Huber B.T., Savin S.M., Shackleton N.J., Webb P.-N. Antarctic marine temperatures: Late Campanian through early Paleocene // Paleoclimatology. 1987. V. 2. P. 21-47.
- Boersma A., Shackleton N.J. Oxygen- and carbon-isotope variations and planktonic-foraminifer depth habitats, late Cretaceous to Paleocene, Central Pacific, Deep Sea Drilling Project sites 463 and 465 // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project / (Thiede J., Vollmer T.L. et al.). 1981. V. 62. P. 513-526.
- Bowen R. Isotopes in the earth sciences. London: Elsevier Applied Science, 1988. 647 p.
- Coplen T.B., Schlanger S.O. Oxygen and carbon isotope studies of carbonate sediments from site 167, Magellan Rise, Leg 17 // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project / (Edgar N.T., Saundes J.B. et al.). 1973. V. 17. P. 505-509.
- Davis T.T., Hooper P.R. The determination of the calcite: aragonite ratio in mollusc shells by X-ray diffraction // Mineralogical Magazine. 1963. V. 33. P. 608-612.
- Ditchfield P.W. High northern palaeolatitude Jurassic-Cretaceous palaeotemperature variation: new data from Kong Karls Land, Svalbard // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1997. V.130. P. 163-175.
- Ditchfield P.W., Marshall J.D., Pirrie D. High latitude palaeotemperature variation: New data from Tithonian to Eocene of James Ross Island, Antarctica // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1994. V. 107. P. 79-101.
- Douglas R.G., Savin S.M. Isotopic analyses of planktonic foraminifera from the Cenozoic of the northwest Pacific // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project / (Fisher A.G. et al.). 1971. V. 6. P. 1123-1127.
- Douglas R.G., Savin S.M. Oxygen and carbon isotope analyses of Cretaceous and Tertiary foraminifera from the central North Pacific // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project / (Edgar N.T., Saundes J.B. et al.). 1973. V. 17. P. 591-605.
- Douglas, R.G., Savin S.M. Oxygen and carbon isotope analyses of Tertiary and Cretaceous microfossils from Shatsky Rise and other sites in the North Pacific Ocean. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project / (Larson R.L., Moberly, R. et al.). 1975.V. 32. P. 509-520.
- Grossman, E.L., Ku, T.-L. Oxygen and carbon isotope fractionation in biogenic aragonite: temperature effect // Chemical Geology. 1986.V. 59. P. 59-74.
- Grossman E.L., Zhang C., Yancey T.E. Stable-isotope stratigraphy of brachiopods from Pennsylvanian shales in Texas // Geol. Soc. Amer. Bull. 1991. V. 103. P. 953-965.
- Herman A.B. Palaeobotanical evidence for a warm Late



- Cretaceous Arctic and poleward ocean heat transport // Abstracts, 5<sup>th</sup> Conference of the International Organization of Palaeobotany (IOPC-V, 1996), Santa Barbara, California, 1996. P. 42.
28. Herman A.B., Spicer R.A. Palaeobotanical evidence for a warm Cretaceous Arctic Ocean // *Nature*. 1996. V. 380, N 6572. P. 330-333.
  29. Herman A.B., Spicer R.A. New quantitative palaeoclimate data for the Late Cretaceous Arctic: evidence for a warm polar ocean // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1997. V. 128. P. 227-251.
  30. Hirano H., Tanabe K., Ando H., Futakami M. Cretaceous forearc basin of central Hokkaido: lithofacies and biofacies characteristics // 29<sup>th</sup> International Geological Congress Field Trip C02, Kyoto. P. 45-80.
  31. Huber B.T., Hodell D.A., Hamilton Ch.P. Middle-Late Cretaceous climate of the southern high latitudes: stable isotopic evidence for minimal equator-to-pole thermal gradients // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1995. V. 107, N 10. P. 1164-1191.
  32. Jenkins H. Cretaceous anoxic events and carbon isotopes: implications for global change // First International Symposium of carbon cycle and bio-diversity change during the Cretaceous: Programs and abstracts. Tokyo: Waseda Univer., 2000. P. 58-59.
  33. Jenkyns H.C., Mutterlose J., Sliter W.V. Upper Cretaceous carbon- and oxygen-isotope stratigraphy of deep-water sediments from the north-central Pacific (site 869, Flank of Pikinni-Wodejebato, Marshall Islands) // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* / (Eds. Winterer E.L., Sager W.W., Sinton J.M.). 1995. V. 143. P. 105-108.
  34. Kajiwara Y., Kaiho K. Oceanic anoxia at the Cretaceous: Tertiary boundary supported by the sulfur isotopic record // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1992. V. 99. P. 151-162.
  35. Krassilov V.A. Climatic changes in eastern Asia as indicated by fossil floras. 2. Late Cretaceous and Danian // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1975. V. 17. P. 157-172.
  36. Krassilov, V.A. Comments on Wolfe and Upchurch (1987): North American nonmarine climates and vegetation during the Late Cretaceous // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1989. V. 69. P. 141-142.
  37. Lowenstam H.A., Epstein S. Paleotemperatures of the post-Aptian Cretaceous as determined by the oxygen isotope method // *Journ. Geol.* 1954. V. 62. P. 207-248.
  38. Matsuo H. A study on the Asuwa flora (Late Cretaceous age) in the Hokuriku district, central Japan // *Sci. Rep. Kanazawa Univ.* 1962. V. 8, N 1. P. 177-250.
  39. Mii H.-S., Grossman E.L., Yancey T. E. Stable carbon and oxygen isotope shifts in Permian seas of West Spitsbergen - Global change or diagenetic artifact? // *Geology*. 1997. V. 25. P. 227-230.
  40. Pirrie D., Marshall J.D. Diagenesis of Inoceramus and Late Cretaceous paleoenvironmental geochemistry: a case study from James Ross Island, Antarctica // *Palaios*. 1990. V. 5. P. 336-345.
  41. Pirrie D., Marshall J.D. High-paleolatitude Late Cretaceous paleotemperatures: new data from James Ross Island, Antarctica // *Geology*. 1990. V. 18. P. 31-34.
  42. Rogland P.C., Pilkey O.H., Blackwelder B.W. Comparison of the Sr/Ca ratio of fossil and recent mollusc shells // *Nature*. 1969. V. 224, N 5225. P. 1223-1324.
  43. Savin, S.M. The history of the earth's surface temperature during the past 100 million years // *Ann. Rev. Earth and Planet. Sci.* 1977. V. 5. P. 319-355.
  44. Shrivastava J.P. Clay mineralogy of Ir bearing Anjar intertrappeans, Kutch, Gujarat, India: inferences on palaeo-environment // First International Symposium of carbon cycle and bio-diversity change during the Cretaceous. Programs and abstracts. Tokyo: Waseda Univer., 2000. P. 22.
  45. Spaeth C., Hoefs J., Vetter U. Some aspects of isotopic composition of belemnites and related paleotemperatures // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1971. V. 82. P. 3139-3150.
  46. Spicer R.A., Herman A.B., Valdes P.J. Mid and Late Cretaceous climate of Asia and Northern Alaska using CLAMP analysis // Abstracts and Proceeding. GEOS, Memorial Conference dedicated to V.A. Vakhrameev (Eds M.A. Akhmetiev, M.P. Doludenko). M., 1996. P. 62-67.
  47. Stott L.D., Kennett J.P. The paleoceanographic and paleoclimatic signature of the Cretaceous/Paleogene boundary in the Antarctic: stable isotopic results from ODP Leg 113 // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* / (Barker P.F., Kennett J.P. et al.). 1990. V. 113. P. 829-848.
  48. Toshimitsu T. Biostratigraphy of the Upper Cretaceous Santonian Stage in Northwestern Hokkaido // *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., Ser. D, Geol.* 1988. V. 26, N 2. P. 125-192.
  49. Toshimitsu T., Kikawa E. Bio- and magnetostratigraphy of the Santonian-Campanian transition in northwestern Hokkaido, Japan // *Mem. Geol. Soc. Japan*. 1997. N 48. P. 142-151.
  50. Toshimitsu S., Maiya S., Inoue Y., Takahashi T. Integrated megafossil-foraminiferal biostratigraphy of the Santonian to lower Campanian (Upper Cretaceous) succession in northwestern Hokkaido, Japan // *Cretaceous Research*. 1998. V. 19. P. 69-85.
  51. Toshimitsu S., Matsumoto T., Noda M., Nishida T., Maiya S. Integration of mega-, micro- and magnetostratigraphy of the Upper Cretaceous in Japan // *Proceedings of 15<sup>th</sup> International Symposium of Kyungpook National University* / (K.-H. Chang, & S.-O. Park, eds.). Daegu, Republic of Korea: Kyungpook National University, 1995. P. 357-370.
  52. Toshimitsu S., Matsumoto T., Noda M., Nishida T., Maiya S. Toward an integration of mega-, micro- and magneto-stratigraphy of the Upper Cretaceous in Japan // *Journ. Geol. Soc. Japan*. 1995. V. 101. P. 9-29. [In Japanese]
  53. Wolfe J.A. & Upchurch G.R. Jr. North American nonmarine climates and vegetation during the Late Cretaceous // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1987. V. 61. P. 33-77.

54. Wolfe J.A., Upchurch G.R. Jr. Reply [comments on Krassilov's (1989) paper] // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1989. V. 69. P. 142-144.
55. Zakharov Y.D., Boriskina N.G., Ignatyev A.V., Tanabe K., Shigeta Y., Popov A.M., Afanasyeva T.B., Maeda H. Palaeotemperature curve for the Late Cretaceous of the northwestern circum-Pacific // *Cretaceous Research*. 1999. V. 20. P. 685-697.
56. Zakharov Y.D., Ignatyev A.V., Ukhaneva N.G., Afanasyeva T.B. Cretaceous ammonoid succession in the Far East (South Sakhalin) // *Bull. Inst. Royal Sci. Nat. Belg., Sci. Terre*. 1996. V. 66. P. 109-127.

Поступила в редакцию 3 мая 2000 г.

Рекомендована к печати А.И.Ханчуком

***Yu.D.Zakharov, A.I.Ignatiev, N.G.Boriskina, K.Tanabe, Ya.Shigeta, A.M.Popov,  
T.B.Afanasyeva***

**Palaeotemperature curve for the Late Cretaceous of the northwestern Pacific (Hokkaido, Sakhalin, Eastern Koryakiya)**

In the northwestern Pacific two main trends in the Late Cretaceous temperature change can be recognized. (1) In general, a recurrent warming trend is thought to have begun in the Turonian-Campanian, reaching temperature maxima in the early Late Santonian (19.6°C) and early Late Campanian (18.1°C), and temperature minima in the earliest Santonian (with an average of about 8.0°C) and perhaps early Campanian (not more than 13.3°C). (2) During the Maastrichtian, temperatures decreased sharply (up to 7.0°C), with only a slight relative warming in the early Late Maastrichtian. The existence of a thermal maximum at the Coniacian-Santonian boundary being previously postulated was not confirmed by new isotopic datings.