

## ИЗОТОПНЫЕ ПАЛЕОТЕМПЕРАТУРЫ И НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ

Д. П. Найдин

**Содержание.** Сопоставляются изотопные палеотемпературные данные по мезо-кайнозою с материалами палеомагнитных определений, с представлениями о перемещении полюсов и дрейфе континентов. Отмечается, что цифры палеотемператур имеют большое значение как для установления критической глубины накопления карбонатов в древних бассейнах, так и для определения возраста глубоководной фауны. Рассматриваются возможности использования данных определения  $\delta O^{18}$  при проведении стратиграфических и палеогеографических исследований.

Метод изотопной палеотермометрии позволяет по отношению изотопов кислорода  $O^{18}/O^{16}$  ископаемых органогенных карбонатов получать значения температур воды морей геологического прошлого. Основы метода, полученные результаты и их значение для палеоклиматических реконструкций освещены в работах ряда исследователей [9, 10, 13, 14, 20—25, 31—42, 44, 52, 53, 56, 67, 68].

Однако цифры изотопных палеотемператур могут быть использованы не только для выяснения собственно палеоклиматических условий. Некоторые проблемы истории древних бассейнов получают совершенно неожиданное освещение при получении конкретных данных о температурах воды этих бассейнов. К числу подобных проблем относятся проблема происхождения глубоководной фауны и проблема определения глубины накопления в морях прошлого карбонатных осадков. Палеотемпературный анализ может предоставить дополнительную информацию при решении некоторых частных палеогеографических задач (например, при реконструкции глубины бассейна), а также при проведении стратиграфических исследований. Сам собой напрашивается вопрос: а как же увязываются результаты палеотемпературных определений с данными мобилизма и материалами палеомагнитных исследований, с представлениями о перемещении полюсов? Именно с рассмотрения этого вопроса мы начинаем статью.

### Палеотемпературы и гипотезы дрейфа континентов и перемещения полюсов

Надежным критерием достоверности как мобилистских моделей, так и построений, предполагающих перемещение полюсов, является их согласование с палеоклиматической зональностью. Достоверность палеоклиматических реконструкций в свою очередь зависит от того, как обеспечена расшифровка характера изменения во времени и в пространстве всех климатических факторов. Температура древних мо-

рей — один из таких факторов. Только одни палеотемпературные определения, взятые в отрыве от других палеоклиматических показателей, не могут быть использованы для оценки противоречивых данных о континентальном дрейфе и движении полюсов. Мы не можем согласиться с Г. Лоуенштамом [52], утверждающим, что палеотемпературные данные имеют независимое значение при установлении положений географических полюсов и континентов. Независимое значение имеют палеоклиматические данные в целом. Что же касается палеотемпературного анализа, то он может предоставить ценную информацию о температурной зональности, соответствующей климатической, лишь после выявления вертикальной зональности и пространственного смещения изотерм (прежде всего обусловленного действием течений).

Примером того, как одни только данные измерения изотопных палеотемператур могут быть применены для мобилистских интерпретаций, представляют ранние работы Р. Боуэна [20—24]. Только на том основании, что для кимериджа Индии получены более низкие температуры (18,5°), чем для мела, он допускал перемещение Индии с юга на север в течение мезозоя [21]. Основываясь на палеотемпературных данных по Аргентине, Боуэн предполагал, что Южная Америка в течение юрского и мелового периодов передвигалась к северу в пределы тропического пояса, а в четвертичном периоде вновь переместилась к югу [23]. Единичные палеотемпературные цифры позволили ему разместить в мезозое Новую Гвинею в районе, не очень удаленном от Южного полюса [22]. Опираясь на результаты немногих палеотемпературных определений по юрским и меловым белемнитам Австралии, он рисовал довольно сложную картину движения этого континента в мезозое [20]. В юрском периоде Северный полюс располагался в пределах Восточной Азии, а в меловом периоде — в районе Берингова пролива [21]. Цифры изотопных палеотемператур по аптским белемнитам Мозамбика, как считал Боуэн несколько позже [24], подтверждают те палеомагнитные данные, согласно которым Северный полюс в меловом периоде находился в районе п-ова Сьюард (северо-западная Аляска).

В обобщающем труде Боуэна [25] подобные прямолинейные попытки сопоставления результатов изотопных палеотемпературных определений с палеомагнитными данными отсутствуют. Конечно, не истолкованные палеоклиматически (к тому же единичные и разрозненные) подобные определения не могут служить серьезной основой для выводов о перемещении полюсов и дрейфа континентов.

Г. Лоуенштам [52] крайне осторожен в выводах при сопоставлении палеотемпературных и палеомагнитных данных по перми Австралии. Температуры (17—26°), рассчитанные по  $\delta O^{18}$  кальцита<sup>1</sup> раковин брахиопод группы Нунканба (верхняя часть артинского яруса), близки современным среднегодовым температурам воды Индийского океана близ района сбора материала. Поэтому можно было бы полагать, что Австралия в ранней перми занимала свое современное географическое положение. Однако по палеомагнитным данным Австралия располагалась южнее. Район сбора материала, по этим данным, находился примерно посередине между полюсом и экватором. Температуры поверхностных вод океана порядка 24—26° на подобных широтах вполне возможны для таких эпох, как позднемеловая. Но в данном случае речь

<sup>1</sup> В изотопной палеотермометрии используется отношение  $O^{18}/O^{16}$ , определяемое масс-спектрометрически. Результаты масс-спектрометрических измерений выражаются величиной  $\delta O^{18}$ , ‰ [13, 44].

идет о раннепермской эпохе. По брахиоподам, происходящим из отложений группы Лайонс, накапливавшихся во время сакмарского оледенения, получены температуры порядка  $8^{\circ}$ . Между сакмарским оледенением и временем накопления отложений группы Нунканба, по оценке Лоуенштама, прошло всего около 5 млн. лет. В течение такого короткого отрезка времени температура океанов, теплоемкость которых огромна, не могла так резко измениться. Лоуенштам не склонен также связывать резкие изменения в значениях сакмарских (порядка  $8^{\circ}$ ) и артинских температур (порядка  $24-26^{\circ}$ ) с дрейфом. По его мнению, нет оснований приписывать какое-либо значение видимому соответствию высоких температур у брахиопод группы Нунканба положению Австралии по палеомагнитным данным.

Палеомагнитные данные по мезозою и кайнозою очень разноречивы. Весьма велик разброс точек положения магнитного полюса, определенных даже по материалам только одного региона (например, для Сибири [3]). Суммирование палеомагнитных данных, а также данных о простирации растительных зон на суше и о зоогеографической зональности в море позволяет наметить положение полюса в юре и раннем мелу в районе Крайнего северо-востока СССР; в поздне меловую эпоху полюс, очевидно, уже сместился в Арктический бассейн [3]. Имеющиеся изотопные определения палеотемператур для юры и раннего мела в целом не противоречат упомянутому положению полюса [10, 14].

Субширотное распространение верхнемеловых белемнитов [7], данные о положении поясов осадконакопления как в море, так и на суше, и о простирации палеоботанических зон, — все эти палеогеографические материалы свидетельствуют о расположении климатических зон в поздне меловую эпоху в пределах Евразии близком к современному [11, 12, 15]. Это в свою очередь определяет нахождение Северного полюса в позднем мелу в пункте, находящемся где-то недалеко от его нынешнего положения. Простирации поясов глауконитизации в позднем мелу, как отмечал Н. С. Шатский [15], свидетельствует о возможном смещении Северного полюса не более чем на  $5^{\circ}$ . Цифры изотопных палеотемператур позднего мела Русской платформы и ее обрамления укладываются в намечаемую по литологическим и палеонтологическим данным зональность.

Г. Лоуенштам и С. Эпштейн [52, 53], располагавшие данными палеотемпературных измерений для некоторых веков мелового периода по двум и более континентам, также пришли к выводу, что положение полюсов в поздне меловую эпоху мало отличалось от современного. Это заключение в целом согласуется с палеомагнитными результатами. Так, по С. Ранкорну [61], Северный полюс в меловом периоде располагался на расстоянии  $16^{\circ}$  от современного географического полюса, а по А. Коксу и Р. Доллу [29], — всего лишь в  $10^{\circ}$ .

Австралийские авторы [33, 50], признающие значительные перемещения континентальных блоков в мезозое и кайнозое, предлагают для получения сопоставимых значений палеотемператур учитывать палеошироты. Действительно, если дрейф континентов имел место, то температурная кривая, построенная по образцам какого-то региона, не представляет изменения во времени температуры воды определенного климатического пояса, а отражает перемещение континентального блока в пределах различных поясов. Ф. Дорман [33] на своих температурных графиках для мезо-кайнозоя Европы и Австралии наносит заимствованные у Э. Ирвинга [50] значения палеоширот Парижа (ныне  $48,5^{\circ}$  с. ш.) и Канберры (ныне  $35^{\circ}$  ю. ш.) в различные эпохи мезозоя и кайнозоя.

По Г. Стевенсу [67], данные изотопных палеотемпературных определений, а также палеобиогеографические материалы по юре южного полушария противоречат палеомагнитным реконструкциям. В частности, по его мнению, в юрском периоде Новая Зеландия находилась в средних широтах с умеренно-теплым климатом, а не в высоких широтах, как это предполагается упомянутыми реконструкциями. Одно из доказательств нахождения Новой Зеландии и южных материков (Австралия и др.) в юрском периоде на достаточном удалении от Южного полюса он видит в отсутствии на них следов австралийской (антибореальной) фауны. В меловом периоде, как показывают имеющиеся фаунистические материалы, Новая Зеландия и Австралия находились в пределах Австралийской палеобиогеографической области с умеренно-холодным климатом [68]. Эти материалы, а также данные изотопных палеотемпературных определений (в частности, низкие значения палеотемператур порядка 12—16° по белемнитам апта и альба Австралии [34]) свидетельствуют, как полагает Г. Стевенс [68], о перемещении в меловом периоде континентальных блоков южного полушария в южном направлении.

Основываясь на палеомагнитных материалах, Э. Ирвинг [50] предполагают несколько иное, чем ныне, взаимное расположение Северной Америки и Европы в позднемеловую эпоху. Имеющиеся значения палеотемператур (Ирвинг использует данные американских авторов по белемнитам) по обоим континентам примерно одного порядка: соответственно 14—24 и 16—23°, хотя европейский район сбора материала по широте расположен примерно на 20° севернее и в целом оба района располагаются в интервале 30—60° с. ш. современных широт. Но если эти значения привести к позднемеловым палеоширотам, то тогда они расположатся более компактно в интервале 30—40° с. ш. Температуры позднего мела Австралии, рассчитанные по  $\delta O^{18}$  ростров белемнитов, как отмечает Ирвинг, очень низки для современной широты района сбора ростров (20—30° ю. ш.). Но если учесть палеошироты, то эти значения попадут в интервал более высоких широт порядка 60° ю. ш., в пределах которого они вполне реальны.

Различия кайнозойских температурных кривых северного полушария, с одной стороны, Австралии и Новой Зеландии, с другой, М. Шварцбах [64] связывает с дрейфом континентов. Если в Европе и Северной Америке температуры постепенно понижались с начала кайнозоя, то в Австралии и Новой Зеландии максимальные температуры были в середине кайнозоя [19, 31—33]. По мнению Шварцбаха, снижение температур в кайнозое — тенденция глобального масштаба, а искажение этой картины новозеландскими и австралийскими данными обусловлено перемещением южных континентальных блоков, особенно интенсивно проходившим именно в кайнозое.

Приведенные построения Э. Ирвинга, Ф. Дормана, Г. Стевенса и М. Шварцбаха, несомненно, весьма интересны. Не приходится сомневаться в их необходимости. Однако подобные построения следует проводить с большой осторожностью. Прежде всего мы еще раз подчеркнем необходимость всесторонней палеоклиматической и палеобиогеографической интерпретации получаемых изотопных цифр. Так, например, вполне вероятно, что нет необходимости уравнивать палеошироты Северной Америки и Европы, как это предлагает Э. Ирвинг, а объяснить широтные различия белемнитовых температур по обе стороны Атлантики действием «Палеогольфстрима» Ф. Рёмера [60]. Вероятно, низкие значения изотопных палеотемператур по австралийским нижнемеловым белемнитам не обязательно связывать с дрейфом Австралии

в южном направлении, а можно объяснить влиянием иных причин (действием холодного течения [25], обитанием белемнитов на относительно больших глубинах [54] и др.). Степень точности стратиграфической привязки данных как палеомагнитных, так и палеотемпературных определений по отдельным континентам пока еще не слишком высока и не может обеспечить надежные межконтинентальные сопоставления. Наконец, количественно данных палеотемпературных определений еще очень мало, и поэтому при их «глобальной интерпретации» возможны различного рода случайности.

### Палеотемпературы и происхождение глубоководной фауны

Ц. Эмилиани и Г. Эдвардс [35, 43] по изотопному составу кислорода кальцита раковин кайнозойских бентосных фораминифер экваториальной части Тихого океана определили снижение донных температур океанов в кайнозое: олигоцен 10,4, миоцен 7, поздний плиоцен 2,2°.

А. Бруун [26], основываясь на этом выводе Ц. Эмилиани и Г. Эдвардса, пришел к заключению, что подобное снижение должно было привести к гибели абиссальной и ультраабиссальной фауны; лишь относительно эвритермные и эврибатные виды могли выжить; только в четвертичном периоде большие глубины вновь были заселены обитателями континентального склона.

Это заключение Брууна противоречит существующим представлениям о древности глубоководной фауны. Так, по Л. А. Зенкевичу и Я. А. Бирштейну [2, 5], глубоководная фауна представлена преимущественно древними примитивными формами, приспособившимися к обитанию на абиссали в весьма отдаленном геологическом прошлом. По их мнению, на больших глубинах геологически длительное время **должны** были существовать очень стабильные условия (в том числе, и температурные). Это заставляет Л. А. Зенкевича и Я. А. Бирштейна усомниться в достоверности определения изотопных палеотемператур по донным фораминиферам. Как они полагают, определения произведены по раковинам форм, обитавших на небольших глубинах, которые затем были снесены на большие глубины. Таким образом, эти раковины регистрировали кайнозойские температуры мелководья, но не глубоководных зон океана, и поэтому нет оснований предполагать понижение температуры абиссальных вод в течение кайнозоя.

Ц. Эмилиани [36, 37] не согласен с Л. А. Зенкевичем, Я. А. Бирштейном и некоторыми другими исследователями, которые подвергают сомнению тщательность отбора исследованного им материала (в частности, О. Бенди [16] еще до Л. А. Зенкевича и Я. А. Бирштейна предположил, что в пробах Ц. Эмилиани были смешаны фораминиферы различного возраста и обитавшие на различных глубинах). По его утверждению, перенос пустых раковин фораминифер исключен. Кроме того, Ц. Эмилиани еще раз подчеркивает, что абиссальные температуры не могли оставаться постоянными в ходе геологического времени, ибо они зависят от температуры поверхностных вод в высоких широтах. Ныне поверхностные воды высоких широт — холодные и плотные — опускаются и перемещаются по дну в сторону экваториального пояса. Колебания в геологическом прошлом температуры поверхностных вод океанов в полярных областях несомненны, и если при этом океаническая циркуляция была принципиально близка современной, то это означает, что изменения температур донных вод следовали за температурными колебаниями полярных поверхностных вод.

М. Шварцбах [63, 64] не отрицает возможности намеченного

Ц. Эмилиани [35—38] понижения донных вод экваториальной части Тихого океана. Это изменение отражает характерное для всей планеты похолодание климата в течение кайнозоя.

Предполагая, что в меловом периоде океаническая циркуляция была такой же, как ныне, Г. Лоуенштам и С. Эпштейн [52, 53] оценивают температуры донных вод меловых океанов на основе результатов определения палеотемператур поверхностных вод высоких широт. Имеются цифры изотопных палеотемператур порядка  $16\text{--}17^\circ$  для середины позднего мела (вероятно, для сантона) района Восточной Гренландии, расположенного севернее  $70^\circ$  с. ш. Путем экстраполяции рассчитаны поверхностные температуры высоких широт: для альбского века 15, для сеномана 10 и для раннего маастрихта  $14^\circ$ . Присоединяя к этим цифрам данные Ц. Эмилиани (олигоцен  $10,4$ , миоцен 7, поздний плиоцен  $2,2^\circ$ ), Г. Лоуенштам и С. Эпштейн приходят к выводу, что снижение донных температур происходило с середины позднего мела, т. е. на протяжении примерно 80 млн. лет, от  $16\text{--}17^\circ$  до в среднем  $1,5^\circ$  в настоящее время. Ц. Эмилиани [37, 38] присоединяется к этому заключению. По его расчетам, учитывающим возможно несколько повышенную концентрацию  $O^{18}$  в позднемеловых океанах, за последние 75 млн. лет температура донных вод океанов понизилась на  $12^\circ$ .

Существование значительно более теплых условий (по сравнению с нынешними) в пределах Арктического бассейна на протяжении мезозоя не вызывает никаких сомнений и подтверждается разнообразными геологическими и палеонтологическими материалами (в их числе и данные изотопных исследований). Н. С. Шатский [15] еще до палеотемпературных определений на основе результатов анализа размещения поясов глауконитизации предположил, что в позднемеловую эпоху летняя температура поверхностных вод в Арктике у Полярного круга была не ниже  $15^\circ$ .

Если верны предположения о неизменности характера океанической циркуляции в мезо-кайнозое, то это означает, что донные температуры океанов в прошлом действительно были значительно выше современных и абиссальная фауна вряд ли могла перенести подобные существенные изменения температуры. Этот вывод не зависит от степени достоверности произведенного Ц. Эмилиани измерения кайнозойских донных температур Тихого океана. Вероятно, следует усомниться в справедливости предположения о сохранении современного плана океанической циркуляции в далеком прошлом. Подобные сомнения высказываются рядом авторов [67]. Следовательно, возможно, что различные части древних океанов могли иметь различные донные температуры, причем в пределах некоторых участков низкие температуры сохранялись неизменными весьма длительно.

В посмертно опубликованной статье Л. А. Зенкевич [4] высказывает предположение о дифференцированном возрасте фауны различных глубин: если донная фауна шельфовых морей (и частично батиаля) возникла в далеком докембрии, то формирование основной абиссальной фауны, вероятно, происходило в палеозое и мезозое, а ультраабиссальной — в кайнозое. Как видно, это предположение вполне может быть увязано с представлениями о существенных изменениях донных температур в ходе геологического времени.

### **Палеотемпературы и глубина накопления карбонатов**

Ниже нескольких сотен метров вода современных океанов недонасыщена  $CaCO_3$ . Степень недонасыщения и соответственно интенсивность растворения возрастают с увеличением глубины. По М. Петер-

сону [57], в Тихом океане растворимость особенно резко возрастает ниже изобаты 3700 м.

В литературе глубина, ниже которой скорость растворения карбонатов превышает темп их накопления, получила название критической, или компенсационной, глубины. Положение «снежной линии» — так образно Л. Силлен [65] назвал изобату, ниже которой карбонаты встречаются редко вследствие их растворения, — контролируется региональными условиями [6, 17, 18]. В центральной части Тихого океана «снежная линия» располагается в интервале глубин 4000—4500 м [28]; среднее ее положение для всех океанов оценивается цифрой 4700 м [58]. Д. Хадзон [49] определяет ее отдельно для кальцита (4500 м в Тихом океане и немного глубже в Атлантике) и арагонита (3500 м).

Так как растворимость карбонатов уменьшается с повышением температуры, то следует ожидать, что в мезозойских и кайнозойских океанах, донные воды которых были более теплыми, чем в современных океанах (см. выше), критическая глубина должна была располагаться ниже нынешнего ее положения [27, 48, 59]. По М. Брамлетту [27], при донной температуре 12° «снежная линия» должна была в начале кайнозоя располагаться примерно на глубине 6700 м. Р. Тодд и Д. Лоу [69] подтверждают это предположение. Они описали переполненные планктонными фораминиферами сеноманские известняки, куски которых были подняты с северного склона впадины Пуэрто-Рико с глубины 5760—6300 м. По их заключению, сеноманские известковистые илы накапливались на таких же глубинах, которые существуют ныне во впадине Пуэрто-Рико.

По В. Риделю и Б. Фаннеллу [59], критическая глубина в Тихом океане в течение кайнозоя существенно не менялась, за исключением олигоцена, когда она могла снизиться до 5100 м в экваториальной части океана. По Г. Хизу [48], для этой области положение критической глубины определялось примерно изобатой 5200 м в олигоцене (30—35 млн. лет назад), а затем эта глубина постепенно уменьшалась, что было обусловлено (по крайней мере частично) понижением донных температур океана. Как замечает Хиз, его выводы согласуются с представлениями Ц. Эмилиани о понижении донных температур экваториальной части Тихого океана, начиная с олигоцена.

Знание воздействия эффекта растворения  $\text{CaCO}_3$  в прошлом имеет громадное значение при стратиграфической интерпретации материалов глубоководного бурения [55]. А. Максвелл и его коллеги подчеркивают, что вопрос о положении критической глубины в более теплых океанах прошлого является дискуссионным. В частности, по их мнению, приведенная цифра в 6700 м, рассчитанная М. Брамлеттом, вероятно, слишком высока. Но они также не согласны с подсчетами Д. Хадзона [49], согласно которым в более теплых позднемиоценовых морях Европы критическая глубина растворения карбонатов была меньше по сравнению с современными океанами.

### **Палеотемпературы и некоторые задачи стратиграфии и палеогеографии**

Решение стратиграфических задач. Возможность применения палеотемпературных данных в стратиграфии отмечалась некоторыми авторами [8, 32]. Как расчленение отдельных разрезов, так и их сопоставление можно провести на основании данных определения изотопных палеотемператур в образцах, послойно отобранных

в этих разрезах. Например, нижнемаастрихтские отложения могут быть выделены и прослежены на Восточно-Европейской платформе по цифрам температур, регистрируемым отношением  $O^{18}/O^{16}$  в рострах нижнемаастрихтских белемнитов. Эти цифры всегда несколько ниже температур, определенных по  $\delta O^{18}$  ростров из подстилающих и покрывающих слоев [9, 13].

Весьма перспективным представляется использование палеотемпературных данных при расчленении и сопоставлении колонок верхнекайнозойских осадков океанов. Еще В. Шотт [62] обратил внимание на чередование в колонках четвертичных осадков экваториальной части Атлантического океана слоев, несколько отличающихся друг от друга составом комплексов пелагических фораминифер. Подобное чередование он связывал с температурными колебаниями поверхностных вод Атлантического океана, обусловленными циклической сменой ледниковых и межледниковых эпох.

В дальнейшем были разработаны методы послойного подсчета содержания в колонках донных осадков относительно холодноводных и тепловодных планктонных фораминифер [1, 46, 47]. По процентному соотношению тех и других для каждой колонки строились «климатические кривые», отражающие климатические изменения, происходившие на исследованной акватории. Д. Эриксон и Г. Воллин [46, 47] осуществили по «климатическим кривым» корреляцию разрезов колонок осадков Карибского моря и экваториального пояса Атлантики, удаленных друг от друга на несколько тысяч километров.

В многочисленных работах Ц. Эмилиани [37—42] изложены результаты определения палеотемператур по изотопному составу кислорода раковин планктонных фораминифер Карибского и Средиземного морей, тропических зон Атлантического и Тихого океанов. Определения в основном проводились по раковинам *Globigerinoides sacculifera* и *Gl. rubra*, которые в низких широтах, по данным Ц. Эмилиани, обитают в поверхностном слое воды, не спускаясь глубже 50 м. Сезонные температурные колебания в пределах этого слоя в тропиках весьма невелики. Поэтому по упомянутым видам можно получить значения среднегодовых температур поверхностного слоя. Эти значения температур определялись по  $\delta O^{18}$   $CaCO_3$  раковин, отобранным послойно из разрезов колонок четвертичных донных осадков. Построенные с учетом данных определения абсолютного возраста графики температурных колебаний имели циклический характер с амплитудой от 3—4 до 6—7° и периодичностью примерно в 40 тыс. лет. Их ценность при осуществлении удаленных стратиграфических корреляций несомненна. Так, Т. Оба [56] построил по  $\delta O^{18}$  планктонных фораминифер из трех колонок осадков Индийского океана (к югу от Индостана) палеотемпературные кривые, которые в общем весьма напоминают изотопные палеотемпературные кривые, опубликованные Ц. Эмилиани для Карибского моря и тропической части Атлантического океана.

При стратиграфических исследованиях можно использовать данные измерения непосредственно  $\delta O^{18}$ . Это весьма важно. Дело в том, что изотопный состав кислорода природных вод крайне непостоянен и в первом приближении изменяется так же, как изменяется соленость. В настоящее время метод изотопной палеотермометрии позволяет получать надежные цифры палеотемператур только по органическим карбонатам, формировавшимся в бассейнах с нормальной соленостью (34—35‰). Таким образом, по  $\delta O^{18}$ , без пересчета на палеотемпературы, можно расчленять и сопоставлять разрезы отложений, накапливавшихся в бассейнах различной солености.

В этой связи представляют большой интерес попытки синхронизации по  $\delta O^{18}$ , казалось бы, совершенно несопоставимых объектов: разрезов колонок донных осадков океанов и разрезов материковых льдов.

В. Дансгаард и его коллеги [30] исследовали изотопный состав кислорода ядра льда скважины Кемп-Сенчури (Гренландия). Мощность исследованной толщи льда 1300 м; формировалась она в течение последних 100 тысяч лет. Так как концентрация  $O^{18}$  осадков определяется температурой их осаднения (уменьшение температуры ведет к уменьшению концентрации  $O^{18}$  снега и дождя), то изменение  $\delta O^{18}$  по разрезу скважины должно соответствовать климатическим колебаниям того отрезка времени, в течение которого накопилась толщина льда. Лед из верхней части разреза характеризуется  $\delta O^{18} = -29\text{‰}$ . Слои льда, накапливавшиеся в интервале от 10 до 70 тыс. лет назад (т. е. во время последнего оледенения), имеют значительно меньшую  $\delta O^{18}$ : во время ледникового максимума (20—25 тыс. лет назад) средняя  $\delta O^{18}$  была  $-41\text{‰}$ . Общая тенденция климатических изменений в течение последних 70—100 тыс. лет, документированная изотопами кислорода льдов Гренландии, в целом совпадает с климатическими кривыми, построенными по другим данным (в частности, с кривыми Ц. Эмилиани для Карибского моря). В. Дансгаард и другие [30] полагают, что по изотопному составу материковых льдов можно получить более точные и более прямые климатические данные, чем каким-либо иным методом. Кроме того, по сравнению с другими континентальными объектами льды дают возможность составить представление о непрерывном развитии климатических условий.

С. Эпштейн и др. [45] на основании изменения  $\delta O^{18}$  льда в разрезе скважины, пробуренной у станции Бэрда в Антарктиде ( $80^{\circ}01'$  ю. ш.,  $119^{\circ}31'$  з. д., интервал глубин 99—2162 м, время 75 тыс. лет), подтверждают синхронность главных климатических изменений северного и южного полушарий. Средние температуры Антарктиды во время висконсинского оледенения, продолжавшегося с 75 до 11 тыс. лет назад, были, вероятно, на  $7-8^{\circ}$  ниже, чем в послеледниковую эпоху. Для висконсина по  $\delta O^{18}$  регистрируются три относительно теплые стадии.

Определение глубины бассейнов. Задача сводится к установлению глубины на основе изменения температуры с глубиной: чем выше температура, тем меньше глубина, и наоборот. По планктонным фораминиферам, естественно, регистрируются более высокие значения температур, чем по бентосным фораминиферам из того же местонахождения [31, 32, 66]. Чем больше глубина бассейна, тем больше разница Т-планктон — Т-бентос. И. Девере [32] оценивал относительные глубины некоторых кайнозойских бассейнов Новой Зеландии по величине разницы Т-планктон — Т-бентос. По изменению этой разницы в послейно исследованных пробах можно составить представление о характере изменения глубины бассейнов, из отложений которых отобраны пробы.

### Палеотемпературы и стратиграфия плиоценовых и четвертичных отложений

Данные изучения изотопного состава кислорода льдов и  $CaCO_3$  морских осадков позволяют получить очень ценные сведения о стратиграфии плиоценовых и четвертичных отложений. Так как колебания  $\delta O^{18}$  (и соответственно колебания температур в случае изучения

карбонатов, накопившихся в бассейнах с нормальной соленостью) отражают чередования ледниковых и межледниковых эпох, представляется возможным установить число тех и других. Если же результаты изотопного анализа увязаны с данными определения абсолютно-го возраста, то оказывается возможным определить и продолжительность межледниковой и ледниковых эпох.

Так, Ц. Эмилиани [39, 40] по *Globigerinoides sacculifera* из колонок Карибского моря для последних 425 тыс. лет построил температурную кривую, состоящую из восьми полных циклов, продолжительность которых около 40—50 тыс. лет: от 21—22 (ледниковые эпохи) до 26—27° (межледниковые эпохи).

Изучение  $\delta O^{18}$  колонок глубоководных осадков, по мнению Эмилиани, заставляет существенно пересмотреть укоренившиеся представления о том, что в плейстоцене было только четыре главных оледенения. Разрезы колонок океанов регистрируют крупные температурные колебания, каждое из которых, возможно, соответствует ледниково-межледниковому циклу. Число подобных колебаний не менее 15—16. Действительное число оледенений во время плейстоцена пока не может быть оценено прежде всего потому, что неизвестно точное положение границы плиоцен — плейстоцен. Во всяком случае позднекайнозойские оледенения не ограничивались только плейстоценом, но были уже и в плиоцене. Очень низкие температуры были получены по итальянским разрезам для их заведомо плиоценового отрезка [42].

Совершенно очевидно, что знание числа оледенений, а также продолжительности отдельных ледниковых и межледниковых эпох имеет исключительно важное значение для разработки стратиграфической шкалы расчленения плиоценовых и четвертичных отложений континентов. Уже появились попытки сопоставления континентальных и океанических разрезов на этой основе. Так, И. Кукла [51] коррелирует установленные им в разрезах лёссовых толщ Центральной Европы циклические серии с подразделениями, выделяемыми различными методами (и в частности, построением изотопных палеотемпературных кривых) в колонках донных осадков океанов.

## Заключение

1. Цифры изотопных палеотемператур сами по себе, без учета всех палеоклиматических данных, без палеобиогеографической оценки не могут быть привлечены для контроля построений, предполагающих дрейф континентов и перемещение полюсов.

2. Цифры палеотемператур составляют важный параметр в комплексе признаков, которые должны быть привлечены как для установления критической глубины накопления карбонатов в древних морях, так и для определения возраста глубоководной фауны.

3. Палеотемпературные данные, полученные по скелетным карбонатам организмов, обитавших в бассейнах нормальной солености, могут быть использованы при стратиграфических исследованиях. Кроме того, цифры определения изотопного состава ( $\delta O^{18}$ ) позволяют непосредственно расчленять и сопоставлять разрезы толщ, накопившихся в бассейнах с различной соленостью воды.

4. При помощи метода изотопной палеотермометрии, позволяющего по разрезам донных осадков океанов определить последовательную схему ледниковых и межледниковых эпох, представляется возможным значительно уточнить стратиграфическую схему плиоценовых и четвертичных отложений.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бараш М. С., Громова Т. С. Палеотемпературный анализ колонок по планктонным фораминиферам. В сб.: «Основн. проблемы микропалеонтологии и органиоген. осадконакопления в океанах и морях». М., «Наука», 1969.
2. Бирштейн Я. А. Палеотемпературы и происхождение глубоководной фауны. «Природа», 1959, № 5.
3. Гольберт А. В., Маркова Л. Г., Полякова И. Д., Сакс В. Н., Тесленко Ю. В. Палеоландшафты Западной Сибири в юре, мелу и палеогене. М., «Недра», 1968.
4. Зенкевич Л. А. Донная фауна океанов. В сб.: «Программа и методика изучения биогеоценозов водн. среды». М., «Наука», 1970.
5. Зенкевич Л. А., Бирштейн Я. А. Изучение глубоководной фауны и связанные с этим вопросы. «Вестн. Моск. ун-та», 1955, № 4—5.
6. Ляхин Ю. И. Насыщенность карбонатом кальция вод Тихого океана. «Океанология», 1968, т. 8, вып. 1.
7. Найдин Д. П. Некоторые особенности распространения в пределах Европы верхнемеловых белемнитов. «Бюл. МОИП», отд. геол., 1954, т. 29, вып. 3.
8. Найдин Д. В. Вопросы определения климатических условий прошлых геологических периодов методом изотопной палеотермометрии. «Сов. геология», 1958, № 7.
9. Найдин Д. П., Тейс Р. В., Задорожный И. К. Изотопные палеотемпературы верхнего мела Русской платформы и других районов СССР. «Геохимия», 1966, № 11.
10. Сакс В. Н. Палеотемпературные определения. В кн.: «Опорные разрезы верхнеюрских отложений бассейна р. Хеты (Хатангская впадина)». Л., «Наука», 1969.
11. Синицын В. М. Древние климаты Евразии, ч. 2. Мезозой. Изд-во Ленингр. ун-та, 1966.
12. Синицын В. М. Введение в палеоклиматологию. Л., «Недра», 1967.
13. Тейс Р. В., Задорожный И. К., Найдин Д. П. Определение верхнемеловых температур Русской платформы и некоторых других областей СССР по изотопному составу кислорода органиогенного кальция. В сб.: «Проблемы геохимии». М., «Наука», 1965.
14. Тейс Р. В., Найдин Д. П., Сакс В. Н. Определение позднеюрских и раннемеловых палеотемператур по изотопному составу кислорода в рострах белемнитов. «Тр. Ин-та геохимии и геофизики СО АН СССР», 1968, вып. 48.
15. Шатский Н. С. Фосфоритносные формации и классификация фосфоритовых залежей. В кн.: «Совещ. по осадочн. породам», вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955 (также в Избр. тр., т. III, 1965. «Наука»).
16. Vandy O. L. Paleotemperatures of Pacific bottom waters and multiple hypotheses. «Science», 1956, vol. 123, No. 3194.
17. Berger W. H. Foraminiferal ooze: solution at depths. «Science», 1967, vol. 156, No. 3773.
18. Berger W. H. Planktonic foraminifera: selective solution and the lysocline. «Marine Geology», 1970, vol. 8, No. 2.
19. Beu A. G., Maxwell P. A. Molluscan evidence for Tertiary sea temperatures in New Zealand: a reconsideration. «Tuatara», 1968, vol. 16, pt 1.
20. Bowen R. Paleotemperature analyses of Mesozoic Belemnoidea for Australia and New Guinea. «Bull. Geol. Soc. America», 1961, vol. 72, No. 5.
21. Bowen R. Oxygen isotope paleotemperature measurements on Cretaceous Belemnoidea from Europe, India and Japan. «Journ. Paleontology», 1961, vol. 53, No. 5.
22. Bowen R. Oxygen isotope paleotemperature measurements on Mesozoic Belemnoidea and their importance in paleoclimatic studies (Abstr.). «Internat. Meet. Organic Processes Geochim. Milan 1962», (Preprints). Oxford, 1962.
23. Bowen R. O<sup>18</sup>/O<sup>16</sup> paleotemperature measurements on Mesozoic Belemnoidea from Neuquen and Santa Cruz provinces, Argentina. «Journ. Paleontology», 1963, vol. 37, No. 3.
24. Bowen R. Measurement of paleotemperatures of the Upper Aptian of Mozambique, Africa, and Middle Cretaceous paleoclimatology. «Amer. Journ. Sci.», 1963, vol. 261, No. 6.
25. Bowen R. Paleotemperature analysis. «Methods in Geochemistry and Geophysics», 2. Elsevier publ. Co. 1966. Русск. пер. «Палеотемпературн. анализ». Л., «Недра», 1969.
26. Bruun A. F. The abyssal fauna: its ecology, distribution and origin. «Nature», 1956, vol. 177, No. 4520.
27. Bramlette M. N. Significance of Coccolithophorids in calcium-carbonate deposition. «Bull. Geol. Soc. America», 1958, vol. 69, No. 1.
28. Bramlette M. N. Pelagic sediments. In «Oceanography», ed. M. Sears, 1961.

29. Cox A., Doell R. R. Review of paleomagnetism. «Bull. Geol. Soc. America», 1960, vol. 71, No. 6.
30. Dansgaard W., Johnsen S. J., Møller J., Langway C. C. One thousand centuries of climatic record from Camp Century on the Greenland ice sheet. «Science», 1969, vol. 166, No. 3903.
31. Devereux I. Oxygen isotope palaeotemperature measurements on two Tertiary deep-water coral thickets from Wairarapa, New Zealand. «Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology», 1967, No. 3.
32. Devereux I. Oxygen isotope paleotemperature measurements on New Zealand Tertiary fossils. «N. Zealand Journ. Sci.», 1967, vol. 10, No. 4.
33. Dorman F. H. Some Australian oxygen isotope temperatures and a theory for a 30 million years world-temperature cycle. «Journ. Geology», 1968, vol. 76, No. 3.
34. Dorman F. H., Gill E. D. Oxygen isotope paleotemperature measurements on Australian fossils. «Proc. Royal Soc. Victoria», 1959, vol. 71, No. 1.
35. Emiliani C. Temperatures of Pacific bottom waters and polar superficial waters during the Tertiary. «Science», 1954, vol. 119, No. 3103.
36. Emiliani C. On paleotemperature of Pacific bottom waters. «Science», 1956, vol. 123, p. 460.
37. Emiliani C. The temperature decrease of surface sea-water in high latitudes and of abyssal-hadal water in open oceanic basins during the past 75 million years. «Deep-Sea Research», 1961, vol. 8, No. 2.
38. Emiliani C. Cenozoic climatic changes as indicated by the stratigraphy and chronology of deep-sea cores of Globigerina-ooze facies. «Ann. N. York Acad. Sci.», 1961, vol. 95 art. 1.
39. Emiliani C. Paleotemperature analysis of Caribbean cores P6304-8 and P6304-9 and a generalized temperature curve for the past 425 000 years. «Journ. Geology», 1966, vol. 74, No. 2.
40. Emiliani C. Isotopic paleotemperatures. «Science», 1966, vol. 154, No. 3751.
41. Emiliani C. The generalized temperature curve for the past 425 000 years: a reply. «Journ. Geology», 1967, vol. 75, No. 4.
42. Emiliani C. The Pleistocene record of the Atlantic and Pacific oceanic sediments; correlations with the Alaskan stages by absolute dating; and the age of the last reversal of the geomagnetic field. In «Progress in Oceanography», 4 ed. M. Sears, 1967.
43. Emiliani C., Edwards G. Tertiary ocean bottom temperatures. «Nature», 1953, vol. 171, No. 4359.
44. Epstein S., Buchsbaum R., Lowenstam H. A., Urey H. C. Carbonate water isotopic temperature scale. «Bull. Geol. Soc. America», 1951, vol. 62, No. 4. Пер. в сб.: «Изотопы в геологии». М., ИЛ, 1954.
45. Epstein S., Sharp R. P., Gow A. J. Antarctic ice sheet: stable isotope analyses of Byrd station cores and interhemispheric climatic implications. «Science», 1970, vol. 168, No. 3939.
46. Ericson D. B., Wollin G. Correlation of six cores from the equatorial Atlantic and the Caribbean. «Deep-Sea Research», 1956, No. 3.
47. Ericson D. B., Wollin G. Pleistocene climates and chronology in deep-sea sediments. «Science», 1968, vol. 169, No. 3859.
48. Heath G. R. Carbonate sedimentation in the abyssal Equatorial Pacific during the past 50 million years. «Bull. Geol. Soc. America», 1969, vol. 80, No. 4.
49. Hudson J. D. Speculations on the depth relations of calcium carbonate solution in recent and ancient seas. «Marine Geol.», 1967, vol. 5, No. 5/6.
50. Irving E. Paleomagnetism and its application to geological and geophysical problems. N. York — London — Sydney, 1964.
51. Kukla J. The cause of the Holocene climate change. «Geol. en Mijnbouw», 1969, vol. 48, No. 3.
52. Lowenstam H. A. Palaeotemperatures of the Permian and Cretaceous periods. In «Problems in Palaeoclimatology». Proc. NATO Palaeoclim. Confer. Univ. Newcastle (1963). London, Intersci Publ., 1964. Пер. в сб.: «Пробл. палеоклиматологии». М., «Мир», 1968.
53. Lowenstam H. A., Epstein S. Cretaceous paleotemperatures as determined by the oxygen isotope method, their relations to and the nature of Rudistid reefs. «XX Congr. geol. internat». (Mexico, 1956). «El sistema Cretácico», 1, 1959.
54. Ludbrook N. H. Cretaceous biostratigraphy of the Great Artesian Basin in South Australia. «Bull. Geol. Surv. S. Australia», 1966, vol. 40.
55. Maxwell A. E., Von Herzen R. P., Hsü K. J., Andrews J. E., Saito T., Percival S. F. (Jr.), Milow E. D., Boyce R. E. Deep-sea drilling in the South Atlantic. «Science», 1970, vol. 168, No. 3935.
56. Oba T. Biostratigraphy and isotopic paleotemperature of some deep-sea cores from the Indian ocean. «Sci. Rep. Tohoku Univ.», 2-d ser. (Geology), 1969, vol. 41, No. 2.

57. Peterson M. N. A. Calcite: rates of dissolution in a vertical profile in the Central Pacific. «Science», 1966, vol. 154, No. 3754.
58. Revelle R., Fairbridge R. Carbonates and carbon dioxide. «Mem. Geol. Soc. America», 1967, vol. 67, No. 1.
59. Riedel W. R., Funnell B. M. Tertiary sediment cores and microfossils from the Pacific Ocean floor. «Quart. Journ. Geol. Soc. London», 1964, vol. 120.
60. Roemer F. Die Kreidebildungen von Texas und ihre organische Einschlüsse. Bonn, 1852.
61. Runcorn S. K. Paleomagnetic survey in Arizona and Utah: preliminary results. «Bull. Geol. Soc. America», 1956, vol. 67.
62. Schott W. Die Foraminiferen in dem äquatorialen Teil des Atlantischen Ozeans. Wissenschaftl. Ergebnisse Deutsch. Atl. Exp. «Meteor» (1925—1927), Bd. III, 3 T, 1 Lief., B. Berlin — Leipzig, 1935.
63. Schwarzbach M. Das Klima der Vorzeit. 2 Aufl. Stuttgart, Enke Verlag, 1961.
64. Schwarzbach M. Tertiary temperature curve in New Zealand and Europe. «Tuatara», 1968, vol. 16, No. 1.
65. Sillen L. C. The ocean as a chemical system. «Science», 1967, vol. 156, No. 3779.
66. Smith P. B., Emiliani C. Oxygen-isotope analysis of recent tropical Pacific benthonic Foraminifera. «Science», 1968, vol. 160, No. 3834.
67. Stevens G. R. Upper Jurassic fossils from Ellsworth Land, West Antarctica, and notes on Upper Jurassic biogeography of the South Pacific region. «N. Zealand Journ. Geol. and Geophys.», 1967, vol. 10, No. 2.
68. Stevens G. R. Relationship of isotopic temperatures and faunal realms to Jurassic-Cretaceous paleogeography, particularly of the south-west Pacific. «Journ. Roy. Soc. N. Zealand», 1971, vol. 1, No. 2.
69. Todd R., Low D. Cenomanian (Cretaceous) Foraminifera from the Puerto Rico trench. «Deep-Sea Research», 1964, vol. 11, No. 3.
-