АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Выпуск 411

УСЛОВИЯ СУЩЕСТВОВАНИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ МОРСКИХ БОРЕАЛЬНЫХ ФАУН

Ответственные редакторы:
чл.-кор. *В. П. Сакс*, *В. А. Захаров*

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск·1979

В. А. Захаров, Б. Н. Шурыгин

ЮРСКОЕ МОРЕ НА СЕВЕРЕ СРЕДНЕЙ СИБИРИ

(*по данным анализа сообществ двустворчатых моллюсков*)

До последнего времени фациальные реконструкции юрского бассейна на севере Средней Сибири основывались главным образом на данных литологии и геохимии. Палеонтологические свидетельства использовались в основном для суждения о характере связей между палеобассейнами, а также температуре и солености вод путем привлечения методов актуализма. Для восстановления палеоглубин привлекались отрывочные сведения по тафономии и систематическому составу бентоса. В целом же палеонтологические материалы при фациальном анализе имели второстепенное значение (Сакс, 1961а—в; Ронкина, 1965; Палеогеография..., 1967; Месежников и др., 1971).

Современный подход к реконструкции палеобассейнов основан на комплексном литолого-палеоэкологическом анализе данных. При этом палеоэкологическая информация признается по крайней мере равнозначной литологической. Более того, опытный палеоэколог уже в поле может воссоздать в главных чертах тот или иной участок палеобассейна и основные характеристики факторов среды. Примером, иллюстрирующим сказанное, являются реконструкции относительно глубоководной зоны Хатангского позднеюрского и раннемелового бассейнов. Выводы об условиях осадконакопления и существования фауны, полученные на основании палеоэкологического анализа полевых наблюдений, были полностью подтверждены новейшими методами геохимии и минералогии глин (Басов и др., 1970; Каплан и др., 1973). Палеосинэкологические обобщения позволяют судить о времени и направлении трансгрессий и регрессий и их масштабах, о положении границы моря и суши на данный момент времени, об особенностях процесса осадконакопления, о формировании рельефа дна палеобассейна, гидродинамике, солености, температуре, глубине и других абиотических факторах среды (Геккер. 1957).

Детальные фациальные реконструкции в пределах Хатангской впадины были выполнены ранее для отложений, пограничных между юрой и мелом и нижнего мела (Захаров, Юдовный, 1974). В этой работе изложена методика изучения и анализа материала. В настоящей статье реконструированы фации и палеогеография бассейна в ранней, средней и поздней юре. Статья иллюстрирована палеогеографическими схемами с обозначенными на них фациальными зонами и батиметрическими профилями к этим схемам. На тех и других показаны фациальные комплексы бентоса и дана количественная характеристика таксонов. Границы моря и суши построены на время трансгрессий, батиметрические профили и границы разнофациальных зон отмечены преимущественно на моменты регрессий. Именно в эти моменты наиболее контрастно проявлялся рельеф дна палеобассейнов. В течение ранней и средней юры водный бассейн покрывал незначительную часть территории на севере Средней Сибири. По-видимому, происходило интенсивное прогибание центральных частей впадин и одновременно воздымалась окружающая суша. В поздней юре море залило обширные площади, а затем регрессировало в течение

раннего неокома. В готериве морской режим сменился континентальным. Поскольку наиболее трудноустанавливаемой гидрологической характеристикой является глубина палеобассейнов, при указании глубины мы оперировали относительными понятиями: умеренно глубоководные, относительно глубоководные и т. д. Вполне возможно, что наши мелководные обстановки соответствовали условиям верхней сублиторали, умеренно глубоководные — средней, а относительно глубоководные — нижней сублиторали. Поэтому указанные термины иногда нами применялись.

При выполнении настоящей работы помимо результатов наблюдений на разрезах и последующего палеоэкологического анализа полевых и лабораторных данных, были использованы сведения главным образом по литологии и геохимии, содержащиеся в трудах сотрудников ВНИГРИ, НИИГА и другие, в которых обсуждается палеогеография и фации Хатангской впадины. Это позволило проследить развитие Хатангского бассейна в течение юрского периода.

ЮРСКИЙ ПЕРИОД

Раннеюрская эпоха

Раннеюрская эпоха характеризуется постепенным возрастанием площади бассейна морской седиментации на рассматриваемой территории. Трансгрессии чередуются с регрессиями на фоне общего продвижения моря на запад и юг. Сибирская платформа и Таймыр представляют собой высокую слабо расчлененную сушу. Пространство между Таймыром и Сибирской платформой, а также северные окраины этих крупных участков суши вовлекаются в прогибание, причем амплитуда его вначале постепенно увеличивается, но к концу ранней юры снова уменьшается. К этому времени происходит дифференциация тектонических движений отдельных участков. На фоне общего прогибания более интенсивным движением начинает подвергаться на северо-востоке вначале притаймырские участки и на юге — приплатформенные, а затем центральная (приосевая) часть прогиба.

Геттангский и синемюрский века (ранний лейас)

К началу юрского периода бо́льшая часть описываемой территории была приподнята выше уровня моря (Месежников и др., 1971). Повсеместное распространение грубозернистых осадков свидетельствует о высоком рельефе в областях размыва. До недавнего времени на большей части территории этого района не были известны морские нижнелейасовые осадки, а поэтому существовало мнение об отсутствии областей морской аккумуляции в течение раннего лейаса. Небольшая трансгрессия моря в пределы Хатангской впадины отмечалась М. С. Месежниковым и др. (1971), однако, по мнению авторов, море захватывало лишь часть Хатангского залива и п-ов Урюнг-Тумус. В последние годы в некоторых работах отмечены новые местонахождения морских нижнелейасовых отложений, позволяющие пересмотреть существовавшие ранее представления.

Так, в Усть-Оленекском районе описана толща аргиллитов, по находкам аммонитов отнесенная к нижнему лейасу (Дагис, Возин, 1972). Из этой же толщи А.С. Дагис доставил нам (1976 г.) остатки двустворок— *Pseudomytiloides* ex gr. *rassohaensis* Polub. характерные на Северо-Востоке СССР для нижнего лейаса [1]. В Анабарском районе в сборах 1974 г. из песчано-алевритовой толщи, залегающей на триасовых отложениях (чайдах-

[1] Сходный комплекс аммонитов и двустворок обнаружен А. М. Казаковым и Н. А. Курушиным на левых притоках р. Пур (Оленекский район).

ская свита), обнаружены *Meleagrinella subolifex* Polub. и *Otapiria* sp., позволившие относить ее к нерасчлененным отложениям нижнего лейаса (Захаров, Шурыгин, 1976; Каплан и др., 1976).

Сходные мелеагринеллы обнаружены и на Северо-Восточном Таймыре (сборы 1976 г.). В нижних горизонтах Балахнинской скважины найдены морские, по мнению З. В. Лутовой, фораминиферы, а спорово-пыльцевой комплекс свидетельствует, по заключению В. И. Ильиной, о наличии нижнего лейаса. В Усть-Енисейском районе на Малохетском и Рассохинском полувалах в подошве юры выделяется зимняя свита, по спорово-пыльцевому комплексу и комплексу форамшнифер отнесенная к нижнему лейасу — нижнему плинсбаху (Карцева и др., 1971, 1974).

Таким образом, все приведенные выше данные свидетельствуют о более широком распространении морского бассейна в начале юры, чем это считалось ранее. Залив, который, несомненно, существовал во второй половине ранней юры и отделял Таймыр от Сибирской платформы, сформировался, по нашему мнению, в раннем лейасе. В юго-восточной своей части он захватывал Усть-Анабарский и Усть-Оленекский районы (рис. 1), где отлагались терригенные осадки прибрежной мелководной зоны, насыщенные детритом, обломками древесины и следами жизнедеятельности мягкотелых.

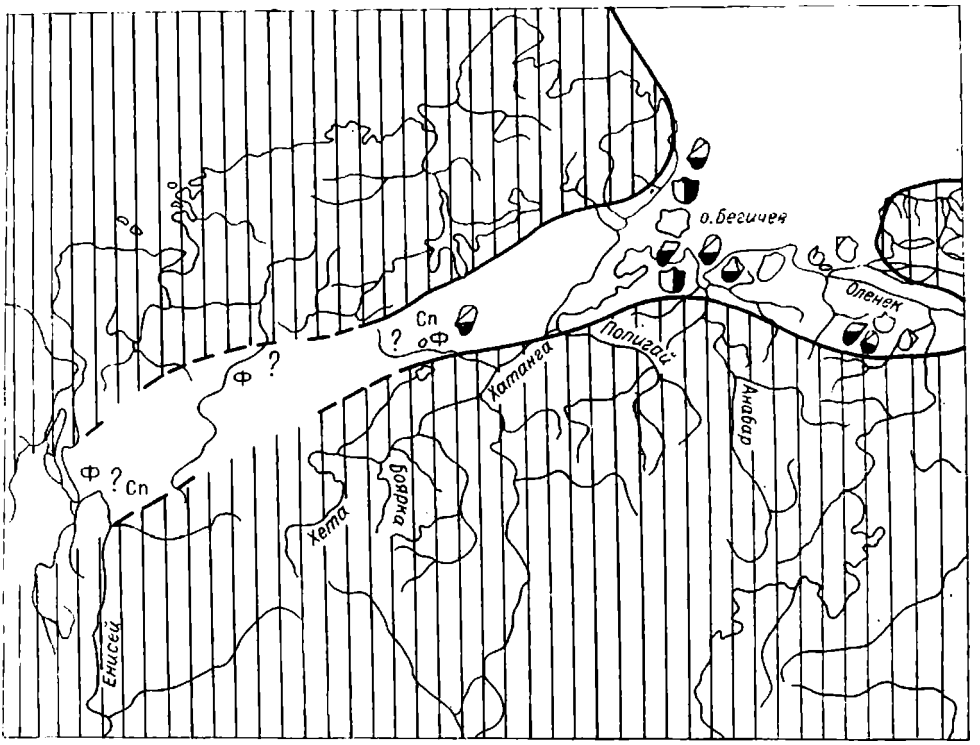
Преобладание в нижнелейасовых отложениях грубозернистых слабо сортированных осадков свидетельствует как о близости высокой суши, так и о мелководности участков седиментации. Об этом же говорит исключительная качественная бедность фауны. Остатки головоногих найдены лишь в открытой части залива совместно с псевдомитилопдесами (Усть-Оленекский район). Среди бентоса количественно значительно преобладают любители мелководных, хорошо аэрируемых биотопов (*Myophoria*, *Tancredia*) или эврибионты (*Homomya*) (см. рис. 1).

Сообщества двустворок характеризуются упрощенной трофической структурой (представлены только фильтраторы) и находятся, вероятно, в пионерном состоянии. На начальных этапах становления залива такие абиотические факторы среды, как гидродинамика, соленость, температура и грунты, были неустойчивы.

Залив протягивался вдоль зоны максимальной тектонической активности в мезозое на месте заложившегося в пермо-триасовый этап прогиба, отвечающего квазирифту (устное сообщение О. А. Прокопенко). Есть все основания предполагать, что в раннем лейасе залив достигал на западе Усть-Енисейского района, на севере его граница проходила по Северо-Восточному Таймыру (см. рис. 1). Однако положение береговой линии не оставалось постоянным: на фоне общего наступления моря трансгрессии чередовались с регрессиями.

В разрезах восточной части Хатангской впадины максимальному распространению моря, вероятно, соответствуют пачки алевритов и глинистых алевритов. Именно к этим пачкам приурочены в большом количестве мелеагринеллы, отмечаются отапирии, псевдомитилоидесы — формы, предпочитавшие умеренную динамику вод, тогда как в песчаниках наиболее обильны детрит, древесина и следы жизнедеятельности. Многочисленные следы размывов и перемывов в песчаных пачках (в частности, на Анабарской губе) фиксируются галькой. Косая, линзовидная и волнистая слоистость подчеркнута рассеянным детритом. Мощность слойков в пачках переслаивания измеряется миллиметрами и сантиметрами. Некоторые пачки алевритов и глин также несут следы активной гидродинамики — тонкую косую и волнистую слоистость, насыщенность детритом, рассеянной галькой. По особенностям текстуры и строению пород эти толщи, возможно, отвечают фациям заливов и лагун.

Несмотря на постепенное расширение границ моря, бассейн остается мелководным. Смена типов осадков происходит в результате неодинаковой удаленности от источников сноса и, возможно, за счет смены типов пород в



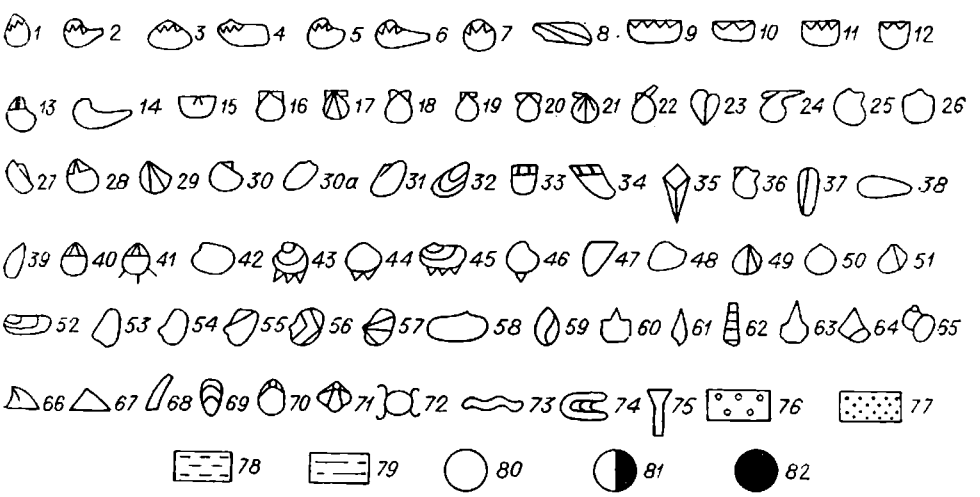


Рис. 1. Схема фаций и сообщества бентоса в раннелейасовом море на севере Средней Сибири.

Заштриховано — суша, не заштриховано — море, сплошная и штриховая линии — границы фациальных зон: I — относительно глубоководной, II — умеренно глубоководной, III — мелководной: *а* — относительно удаленной от берега, *б* — прибрежной.

1 — Nuculoma—Palaeonucula; 2 — Dacryomya; 3 — Malletia; 4 — Taimyrodon; 5 — Jupiteria; 6 — Glyptoleda; 7 — Sarepta; 8 — Solemya; 9 — Grammatodon; 10 — Cosmetodon; 11 — Cucullaea; 12 — Dicranodonta; 13 — Liostrea; 14 — Praeexogyra; 15 — Boreionectes; 16 — Camptonectes; 17 — Chlamys; 18 — Entolium; 19 — Aequipecten; 20 — Pseudamussium; 21 — Propeamussium; 22 — Eopecten; 23 — Buchia; 24 — Oxytoma; 25 — Arctotis; 26 — Meleagrinella; 27 — Limatula; 28— Limea; 29 — Pseudolimea; 30 — Plagiostoma; 30а — Otapiria; 31 — Inoceramus; 32 — Mytiloceramus; 33 — Isognomon; 34 — Aguilerella; 35 — Pinna; 36 — Pseudomytiloides; 37 — Musculus; 38 — Modiolus; 39 — Mytilus; 40 — Harpax (gr. laevigatus); 41 — Harpax (gr. spinosus); 42 — Arctica; 43 — Astarte; 44 — Neocrassina; 45 — Prorokia; 46 — Eriphylina; 47 — Tancredia; 48 — Thracia; 49 — Protocardia; 50 — Lucina; 51 — Myophoria; 52 — Solecurtus; 53 — Gresslya; 54 — Pleuromya; 55 — Homomya; 56 — Goniomya; 57 — Pholadomya; 58 — Panopea; 59 — Sulcoacteon; 60 — Chetaella; 61 — Hudlestonella; 62 — Turrilella; 63 — Eucyclus; 64 — Proconulus; 65 — Vanikoropsis; 66 — Calyptraeidae; 67—Scurria; 68 — скафоподы (денталиум); *69* — лингуллиды; *70* — теребратуллиды; *71* —ринхонеллиды; *72* — ракообразные; *73* — следы илоедов; *74 — Rhyzocorallium; 75 — Arctichnus; 76* — галечник; *77* — песок; *78* — ил; *79* — глина; *80* — редко, часто; *81* — очень часто, много; *82* — очень много, изобилие.

областях размывов. Исходя из состава осадков, можно предполагать, что южный берег залива был отмелым и пологим (Месежников и др., 1971). Береговая линия еще незначительно продвинулась в глубь платформы. Высокая суша в питающих областях вокруг Хатангского залива, несмотря на умеренную интенсивность химических процессов, способствовала накоплению грубозернистых осадков (Ронкина и др., 1971). Объем песчаных осадков в целом для региона на этом этапе значительно выше объема глинистых. В среднем и особенно верхнем лейасе это соотношение становится обратным (Месежников и др., 1971).

Сообщества двустворок раннего лейаса имеют простую структуру. В открытой зоне залива на илистых грунтах отмечаются небольшие поселения псевдомитилоидесов (см. рис. 1). В умеренно глубоководной зоне временами селятся мелеагринеллы (VТУ) [2], а на прибрежных мелководных биотопах миофории и танкредии (IVТУ). Гомомии и танкредии, как формы эврибионтные (особенно первые) и, вероятно, эвригалинные, заселяют западную часть залива. Однако расселение танкредий значительно ограничивал эдафический фактор. Скудность данных не позволяет достоверно реконструировать раннелейасовые сообщества двустворок. Однако слабая дифференциация донных сообществ на площади, простая их трофическая структура, низкая популяционная плотность доминирующих видов, качественная бедность — все это свидетельствует о начальных этапах становления сообществ, их пионерном состоянии и раннелейасовом морском заливе на севере Средней Сибири.

Плинсбахский век

В течение плинсбаха площади морской аккумуляции осадков значительно расширились. На востоке море обогнуло Оленекское поднятие и береговая линия значительно отодвинулась в глубь Сибирской платформы на юго-востоке (рис. 2). На р. Анабар плинсбахские отложения вскрываются в районе р. Доруохи. Залив в Енисей-Хатангском междуречье расширился и продвинулся дальше, в Усть-Енисейский район. Плинсбахские толщи известны как на северном борту Хатангской впадины (р. Черохребетная, Северо-Восточный Таймыр), так и на ее южном борту (р. Попигай). Мощной глинистой толщей представлен плинсбах в Балахнинском районе. Широко распространены отложения среднего лейаса на Малохетском и Рассохинском полувалах (левинская и нижняя часть джангодской свиты), верхи плинсбаха отмечаются и на Долганской площади (Карцева и др., 1971).

В раннем плинсбахе море заливает сравнительно ограниченную территорию, однако в пределах Хатангской впадины залив постоянно сохраняет свои очертания. В Анабарском районе море не достигло еще своего максимального для среднего лейаса распространения. Нижнеплинсбахские осадки хорошо представлены лишь в Анабарской губе. Однако тектоническая активность района в плинсбахе несомненно усиливается. Максимальная интенсивность погружения по региону в целом в течение ранней юры приходится именно на плинсбахский век (Месежников и др., 1971). Количество песчаных осадков несколько уменьшается, а глинистых увеличивается. Судя по мощности осадков, наиболее активное погружение по-прежнему приурочено к центральной части Енисей-Хатангского прогиба, вдоль зоны максимальной тектонической активности в мезозое.

Раннеплинсбахский залив остается мелководным (см. рис. 2) и характеризуется неустойчивым режимом. На фоне общего наступления моря

[2] Здесь и далее: ITУ—I трофический уровень, IITУ—II трофический уровень, IIITУ—III трофический уровень, IVТУ—IV трофический уровень, VТУ—V трофический уровень (см. предисловие, таблицу).

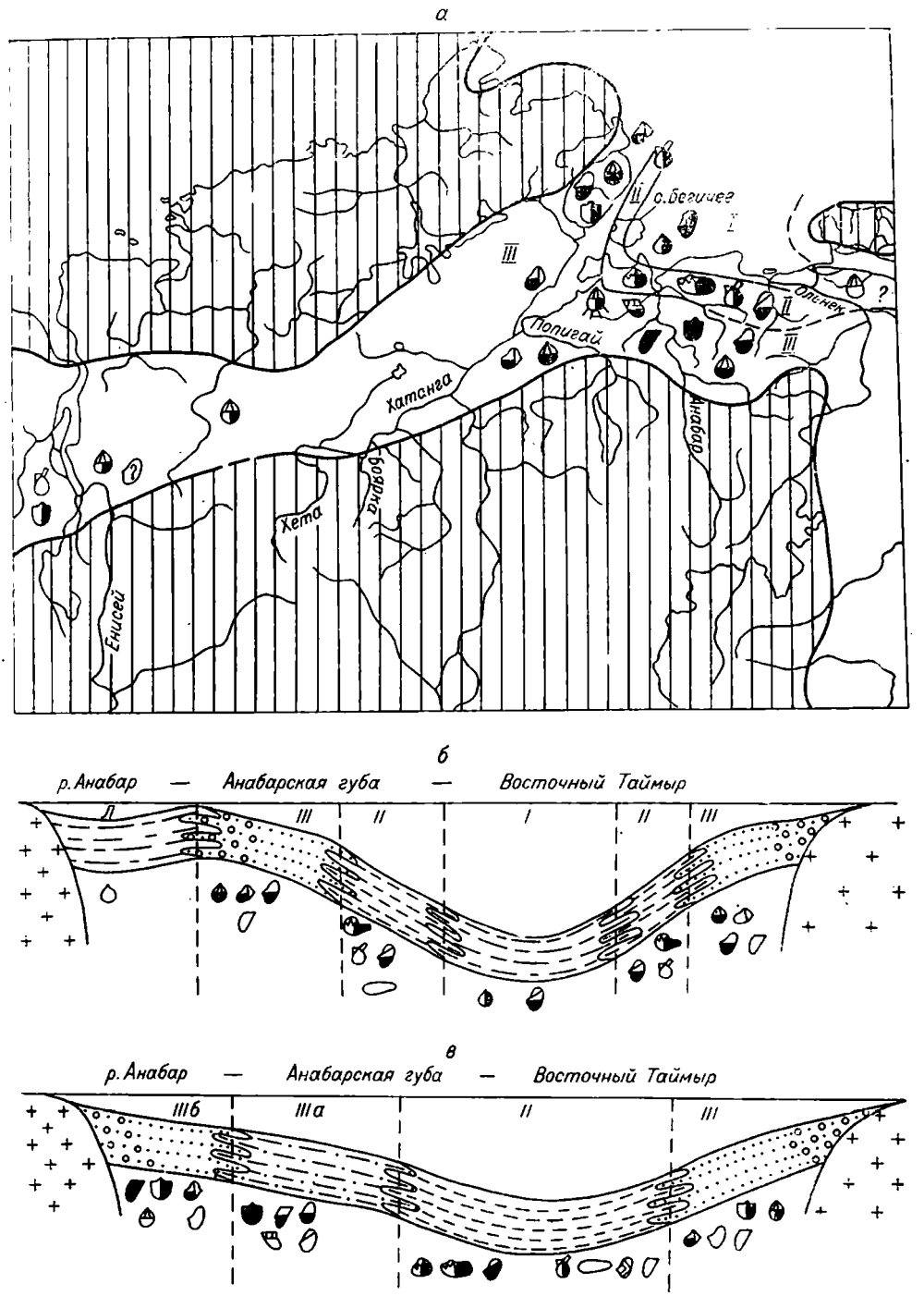


Рис. 2. Схема фаций и сообществ бентоса в плинсбахском море (*а*) и батиметрическая модель в начале (*б*) и в конце (*в*) позднего плинсбаха на севере Средней Сибири.
Условные обозначения см. на рис. 1.

трансгрессии чередуются с регрессиями. Нестабильность гидрохимического режима подтверждается анализом поглощенных комплексов (Грамберг, Спиро, 1965).

Следствием интенсивного прогибания и неустойчивого гидрохимического режима являлись нестабилизированные донные сообщества, которые

были слабо дифференцированы на площади. Они отличались качественной бедностью и простой трофической структурой, лишь некоторые группировки постепенно приобретали устойчивость.

В прибрежных зонах на грубозернистых грунтах селятся миофории, танкредии, гомомии (IV ТУ), образуя сообщества с невысокой популяционной плотностью доминирующих видов. В отдельные моменты отмечаются моновидные поселения с высокой популяционной плотностью, что могло быть вызвано аномалией солености, эдафического и других факторов. Непостоянство береговой линии, неоднородность и нестабильность грунтов, изменчивость темпов осадконакопления отразились на структуре донных сообществ. Это проявилось в резком доминировании отдельных видов, отсутствии характерных и сопутствующих форм, слабой трофической дифференциации и невысоком разнообразии составляющих форм.

В относительно удаленной от берега мелководной зоне распространены эвribионтные гомомии и харпаксы. Последние, судя по наличию игл на раковине, могли лежать на мягких грунтах (Бодылевский, 1956). Не исключено, что названные формы были эвригалинные, но предпочитали определенную температуру и газовый режим. Они также не образуют поселений с высокой популяционной плотностью, что, возможно, связано с очень высокими, хотя и неустойчивыми темпами осадконакопления.

В позднем плинсбахе отмечается обширная трансгрессия моря, которая захватывает всю восточную часть Сибирской платформы и Лено-Енисейский прогиб, расширяя границы моря на юг и запад. В разрезах верхнеплинсбахской толщи на разных ее уровнях наблюдаются следы древней береговой линии моря в виде прослоев и линз галек, валунов, многочисленных обломков и крупных стволов деревьев, битых и приросших к валунам целых хорошей сохранности раковин двустворок.

Если в начале момента Amaltheus stokesi море еще не достигло своего максимального распространения, что подтверждается отсутствием в приплатформенных разрезах нижней части отложений зоны A. stokesi (р. Анабар), то к середине времени stokesi морские осадки отлагаются не только во внутренней, но и в приплатформенной части прогиба (см. рис. 2). Трансгрессивный процесс не был постоянно однонаправленным: трансгрессии чередуются с небольшими этапами отступления моря, которые находят свое отражение в появлении в разрезах песчано-галечных пачек, а также двустворок, экологические и тафономические особенности которых свидетельствуют об условиях прибрежной зоны моря. В этих же толщах имеются следы размывов подстилающих отложений.

Сравнительный литолого-палеоэкологический анализ изохронных отложений различных фациальных зон моря показал, что для позднего плинсбаха характерна (по крайней мере, в Анабарском районе) дифференциация тектонических движений и неодинаковая амплитуда их в приплатформенной и центральной частях прогиба. В зональный момент stokesi максимальная интенсивность прогибания приурочена к приплатформенной зоне, мощности осадков этой наиболее прибрежной части палеоморя вдвое превосходят изохронные им осадки в центральной части Лено-Анабарской впадины. В то же время в центральной части Енисей-Хатангского прогиба интенсивность прогибания по-прежнему велика. На фоне продолжающихся колебаний уровня моря в начале позднего плинсбаха описанный выше режим временами приводил, вероятно, к образованию лагун.

В течение позднего плинсбаха постепенно сформировался выровненный рельеф дна, что нашло отражение в развитии и формировании соответствующих сообществ бентоса. В начале зонального момента stokesi еще существуют обширные мелководные участки со слабо дифференцированными грунтами, заселенными свободнолежащими харпаксами и гомомиями. Трансгрессия значительно продвинула границы моря в глубь континента на слабо пологонаклонную равнину. Формирование равномерно падающего профиля дна сублиторальной зоны сопровождалось дифферен-

циацией грунтов и стабилизацией режима в различных зонах моря. Это, в свою очередь, привело к обособлению сообществ на площади, частичному усложнению их структуры, возрастанию их устойчивости.

Прибрежные мелководные зоны заселяются сообществом, процветавшим в очень подвижной среде на валунно-галечных грунтах с примесью песка. Ядро сообщества составляли прирастающие харпаксы (VTУ) и плевромии (IVTУ). Характерны на IVTУ миофории, которые в отдельные моменты доминируют и входят в ядро сообщества. Танкредии и брахиоподы являются сопутствующими на разных временных этапах. Трофические уровни детритофагов не заняты вследствие исключающего эффекта гидродинамического и эдафического факторов.

На илистых грунтах умеренно глубоководной зоны доминируют эвритопные по многим факторам среды гомомии (IVTУ), характерны эопектены и модиолусы (VTУ), IITУ временами заселяют дакриомии. В относительно глубоководной зоне, осадки которой фиксируются в изученных отложениях в периоды максимальной трансгрессии, на илисто-глинистых грунтах селятся гомомии и люцины, формы, широко толерантные по гидродинамическому, кислородному и эдафическому факторам.

В конце зонального момента A. stokesi кратковременная регрессия привела к образованию замкнутых лагун на прогибающихся приплатформенных участках. В лагунах отлагаются илисто-глинистые осадки с обломками древесины (разрезы по р. Анабар). Вследствие аномальных условий — опреснения, дегазации вод, их повышенной щелочности (в случае возникновения заболоченных участков) — бентос не селился на благоприятных, казалось бы, грунтах. Лишь редкие люцины (?) встречаются в описываемых отложениях.

В середине позднего плинсбаха стабилизируется рельеф шельфа, выравниваются гидрологические режимы на сублиторали и уменьшается скорость прогибания и осадконакопления. Мелководное море характеризуется небольшими уклонами дна и широкими мелководными зонами. Благодаря этому даже небольшие по амплитуде ритмичные колебания уровня моря приводили к трансгрессиям и регрессиям на обширных мелководных пространствах, что не отражалось на существовании трех типов фациальных обстановок. Вероятно, в связи с мелкими амплитудами трансгрессий — регрессий и выравниванием шельфа исчезают лагунные и относительно глубоководные обстановки.

В мелководных прибрежно-морских сообществах несколько сокращается популяционная плотность доминирующих видов. Относительно удаленные от берега песчано-илистые грунты мелководья заселяются плевромиями и миофориями (IVTУ); VTУ здесь заселен слабо, что обусловлено скорее всего неустойчивостью грунтов в связи с частыми колебаниями уровня моря, изменениями положения береговой линии и, стало быть, областей сноса. Иногда на VTУ появляются мелеагринеллы, агилереллы и эопектены, а на IITУ — нукуломы. В умеренно глубоководной зоне на илисто-глинистых грунтах при сравнительно устойчивом морском режиме формируется сообщество *Nuculoma — Homomya — Eopecten*, в которое входят как сопутствующие формы модиолусы, агилереллы и танкредии.

К концу позднего плинсбаха завершается формирование палеошельфа и устанавливается спокойный тектонический режим. Наиболее интенсивно прогибается приосевая часть залива, где накапливались мощные толщи алеврито-глинистых осадков. Обосабливаются сообщества двустворок всех зон палеобассейна, значительно возрастает популяционная плотность бентоса, хотя структура сообществ еще достаточно проста. Отложения, отвечающие этому этапу развития бассейна, характеризуются обильными в количественном отношении ориктоценозами беспозвоночных. В конце позднего плинсбаха отмечается в целом лишь один трансгрессивно-регрессивный этап небольшой амплитуды, фиксирующийся на разрезах в Анабарском и в других районах на севере Сибири (Месежников и др., 1971).

Таким образом, в исследуемом районе в течение длительного времени сохранялись стабильные морские обстановки, в которых существовали устойчивые сообщества двустворок с высокой популяционной плотностью доминирующих видов. Наиболее реофильное сообщество обитало в прибрежной мелководной зоне моря (см. рис. 2). Ядро этого сообщества составляли танкредии (IVTУ), характерными являлись мелеагрипеллы (VTУ), распространение которых было ограничено активной гидродинамикой, и миофории (IVTУ). В конце позднего плинсбаха наряду с мелеагрипеллами многочисленны агилереллы (VTУ). На удаленных от берега участках в условиях мелководья поселения с высокой плотностью образуют мелеагрипеллы, а на IVTУ селятся плевромии. Танкредии в этой зоне моря не столь многочисленны, как в прибрежной, и их особи, как правило, не достигают крупных размеров. На глинисто-илистых грунтах умеренно глубоководной зоны моря обитало сообщество, ядро которого образовывали таймыродоны (IIITУ) и гомомии (IVTУ), а в качестве сопутствующих входили лимеи и гонномии.

Можно сказать, что в течение плинсбаха на территории Лено-Енисейского прогиба сформировался залив (временами, возможно, опреснявшийся) с относительно ровными обширными площадями дна, очень полого понижающегося на север и восток (см. рис. 2). Более крутые уклоны дна имели место на крайнем северо-востоке прогиба в районе побережья современного моря Лаптевых.

Тоарский век

Площадь тоарского бассейна Лено-Енисейского междуречья по сравнению с плинсбахским несколько сократилась. Вероятно, в конце плинсбаха — начале тоара произошла обширная регрессия моря на севере Сибири. Во всех изученных разрезах тоарские отложения перекрывают плинсбахские со значительным стратиграфическим перерывом. Причем низы тоара повсеместно представлены глинистой толщей удивительно выдержанной по составу фауны, литологическим признакам и по мощности на обширнейшей территории («китербютский горизонт»). Анализ макро- и микробентоса в пограничных плинсбах-тоарских слоях приводит нас к выводу об отсутствии преемственности в донных сообществах плинсбаха и тоара. Этот вывод заставляет предполагать значительный перерыв в осадконакоплении, отвечающий, вероятно, минимум двум зонам в раннем тоаре.

Отсутствие отложений низов тоара не позволяет точно фиксировать начало нового этапа трансгрессии, возможно, он приходится на середину раннего тоара. В тоарское время значительно уменьшается интенсивность погружения региона в целом, снижается интенсивность накопления песчаных и глинистых осадков, среди которых в процентном отношении глинистые преобладают над песчанистыми (Месежников и др., 1971). Существенная глинистость тоарских осадков на фоне обширных выровненных мелководных зон моря могла быть обусловлена, с одной стороны, наличием пенепленизированной суши, с другой — типом разрушающихся пород, выветриванию подвергались карбонатные породы нижнего палеозоя, поставлявшие тонкий материал в тоарские бассейны. Возможно, также происходил перемыв глинистых пачек нижнего лейаса и плинсбаха, которыми были сложены берега регрессировавшего тоарского моря.

В связи с регрессией в начале тоара на обширных выровненных пространствах при значительном потеплении, отмечающемся по спорам и пыльце (Ильина, 1971), могли формироваться прибрежные болота, которые служили как бы буфером на пути грубообломочного материала, поступавшего с сибирской и таймырской денудационных равнин. Если описанная картина имела место, то площади аккумуляции глинистого материала

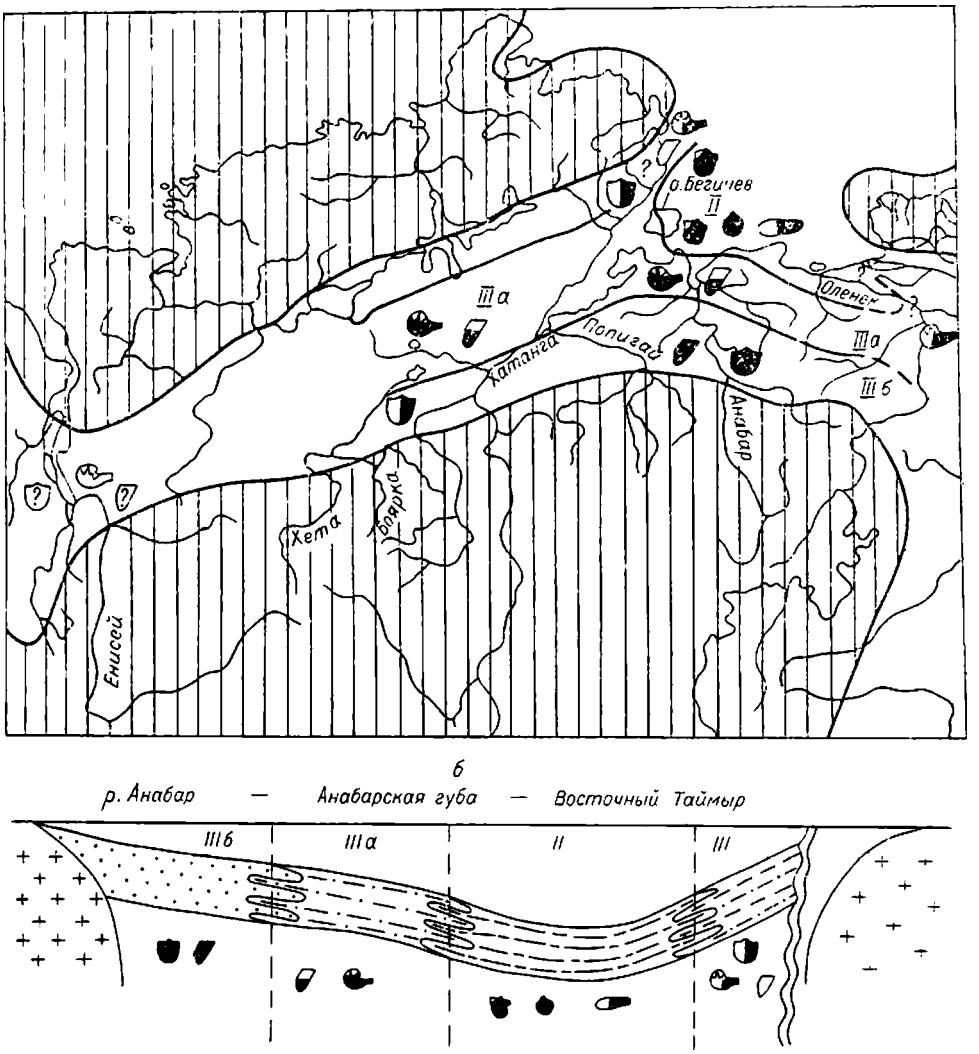


Рис. 3. Схема фаций и сообществ бентоса (*а*) и батиметрическая модель (*б*) в тоарском море на севере Средней Сибири.
Условные обозначения см. на рис. 1.

при низких темпах осадконакопления в мелководном тоарском море подступали непосредственно к палеоберегу.

Во время формирования «китербютского горизонта» условия для бентоса не были благоприятными. Только в верхах «горизонта» в массовых количествах появляются дакриомии. По данным спорово-пыльцевого анализа, на это время приходится максимум потепления на севере Сибири (Ильина, 1971). Контролирующими развитие бентоса факторами были скорее всего эдафический и солевой. Широкая экологическая экспансия бентоса началась лишь к концу «китербютского времени». Однако сообщества отличались однообразием состава при высокой популяционной плотности доминантов, что могло быть вызвано опреснением (Грамберг, Спиро, 1965) и слабой дифференциацией фациальных зон, которая имела место в течение всего тоара (рис. 3).

В «послекитербютское время» мелководные прибрежно-морские биотопы заселяют танкредии (IVTУ) и мелеагринеллы (VTУ), образующие

очень плотные поселения. В более удаленной от берега мелководной зоне в сообществах доминируют дакриомии (IITУ), совместно с ними обитают танкредии. На севере залива (Северо-Восточный Таймыр) эти сообщества развиты слабо, поскольку соответствующие зоны моря менее ясно выражены. Умеренно глубоководная зона наиболее четко обозначалась в конце раннего и позднем тоаре на северной окраине района (см. рис. 3). Устойчивый морской режим средней сублиторали способствовал формированию довольно разнообразного сообщества. Ядро его составляют псевдомитилоидесы (VTУ) и люцины (IVTУ), характерными являются модиолусы (VTУ), иногда сопутствуют дакриомии и танкредии.

Таким образом, в течение тоарского времени спокойный тектонический режим, стабильный рельеф дна моря и невысокие темпы осадконакопления обусловили становление и формирование относительно устойчивых и обособленных на площади сообществ со сравнительно простой структурой. Кратковременная регрессия моря в конце тоара вновь приводит к смешению сообществ в результате нивелировки фациальных зон. В отложениях верхнего тоара в автохтонном захоронении фиксируются совместно представители разных сообществ (дакриомии, люцины, мелеагринеллы). Такое их сосуществование могло быть обусловлено также и действием краевого эффекта в экотонах.

Среднеюрская эпоха

Палеогеографические обстановки среднеюрской эпохи являются переходными между таковыми ранней и поздней юры. Морской бассейн имеет приблизительно те же границы, что и в лейасовое время, но уже с середины средней юры он значительно расширяется на западе. В байосе (может быть, в конце аалена) и в конце бата происходили кратковременные, но захватывающие весь Арктический бассейн регрессии, которые приводили к опреснению эпиконтинентальных морей (Месежников и др., 1971). В целом среднеюрская эпоха — это время заложения и формирования новых сообществ двустворок, которые получат распространение в течение всего последующего мезозойского этапа развития бассейна. Обновляется рельеф дна моря, к концу эпохи закладываются и формируются основные фациальные его зоны.

Ааленский век

Ааленский век является переломным в формировании рельефа дна палеобассейна и сообществ бентоса. В аалене формы рельефа суши на Севере СССР остаются очень сходными с тоарскими. В связи с общей регрессией получают развитие опресненные обстановки в периферийных частях Арктического бассейна (Месежников и др., 1971). В рассматриваемом веке происходит перестройка структурно-тектонического плана, возобновляется неоднородность тектонических движений отдельных блоков. Интенсивность погружения региона возрастает, увеличивается количество песчаных осадков и уменьшается глинистых, резко возрастает скорость осадконакопления (Месежников и др., 1971). На западе несколько расширяется, а на востоке сокращается площадь морского бассейна.

В начале аалена на пологом морском шельфе продолжается регрессия. Судя по сходному составу комплексов и близким стратиномическим характеристикам пограничных тоар-ааленских слоев, между тоарскими и ааленскими сообществами существовала преемственность. В состав ранneааленских сообществ входили те же самые жизненные формы, что и в тоаре, но значительно сокращается плотность в поселениях доминирующих видов. В сообществах снижается роль детритофагов и фильтраторов низкого уровня питания, но возрастает число фильтраторов высокого уровня.

Резко преобладает этологическая группа прикрепляющихся любителей хорошей аэрации. В связи со слабой дифференциацией биотопов ослабевает контроль эдафического фактора.

В сообществах мелководной зоны появляются и быстро занимают доминирующее положение арктотисы, вытесняя с VTУ мелеагринелл. На тех же биотопах селятся танкредии. Более удаленные от берега площади моря с умеренными глубинами, как и в тоаре, заселены псевдомитилоидесами и модиолусами (VTУ). На открытых морских участках (р. Оленек), хотя и сокращается численность детритофагов, однако и фильтраторы (арктотисы — VTУ) еще не получили широкого распространения. Начавшуюся перестройку сообществ мы объясняем прежде всего изменениями солевого режима вследствие ограничения связей эпиконтинентальных морей раннего аалена.

Во всех изученных разрезах между нижним и верхним ааленом наблюдается перерыв, захватывающий значительную часть нижнего аалена («иноцерамовые слои»). В середине аалена происходит коренная перестройка рельефа дна моря. Вдоль наиболее активной зоны Енисей-Хатангского прогиба резко возрастают уклоны в рельефе дна (может быть, по дизъюнктивной зоне) и образуется узкая впадина с крутыми бортами — желоб, окаймленный пологой равнинной шельфовой зоной по обоим бортам залива (рис. 4). На существование относительно глубоководного желоба указывает частая смена в разрезах ориктоценозов, сформированных за счет сообществ, обитавших в существенно различных зонах моря: одного с преобладанием фильтраторов, другого — детритофагов. Такое чередование палеосообществ возможно лишь при близком соседстве двух зон с существенно различными гидрологическими режимами, при отсутствии промежуточной (переходной) зоны. Этот вывод подтверждается наблюдениями над экотонами указанных сообществ, следы которых обнаружены в разрезах п-ова Юрюнг-Тумус.

Отмеченный желоб находился в наиболее активной в тектоническом отношении центральной (осевой) части залива. Сюда происходил сброс слабосортированного осадка. Вероятно, рельеф дна северо-восточной окраины залива был относительно ровным (см. рис. 4). Это обстоятельство нашло отражение в формировании здесь чистых глинистых осадков в условиях умеренных глубин и удаленности от расчлененной суши. Основным поставщиком грубого материала в это время, возможно, являлась Сибирская платформа. В связи с перестройкой рельефа дна и вызванных этим изменений гидрологии бассейна в целом в середине аалена, по всей видимости, произошла коренная реорганизация всей биоты; она коснулась не только бентоса, но и семипелагических животных (белемнитов). Широко распространенные в тоаре и раннем аалене белемниты с коротким конусовидным ростром, обязанным, видимо, придонному образу жизни, в позднем аалене сменяются белемнитами с удлиненным булавовидным ростром, которых специалисты по белемнитам считают хорошими пловцами (Сакс, Нальняева, 1975).

Среди бентоса на мелководных участках появляются и широко распространяются арктики, митилоцерамы, процветают арктотисы (VTУ), а в относительно глубоководных зонах расселяются нукулины (IITУ), на мористых участках умеренных глубин живут окситомы, парвамуссиумы (VTУ) и др. (см. рис. 4).

Таким образом, в аалене происходит географическая дифференциация сообществ и усложнение их структуры. В мелководной зоне моря обитает сообщество с ядром из арктотисов и арктик, любителей активной гидродинамики и неустойчивого солевого, температурного и эдафического режимов. Для этого сообщества характерны танкредии. Ядро сообщества относительно глубоководной зоны составляли нукулины, которые в спокойноводных обстановках иногда образовывали поселения с большой популяционной плотностью. Оптимальными для их обитания были участки с

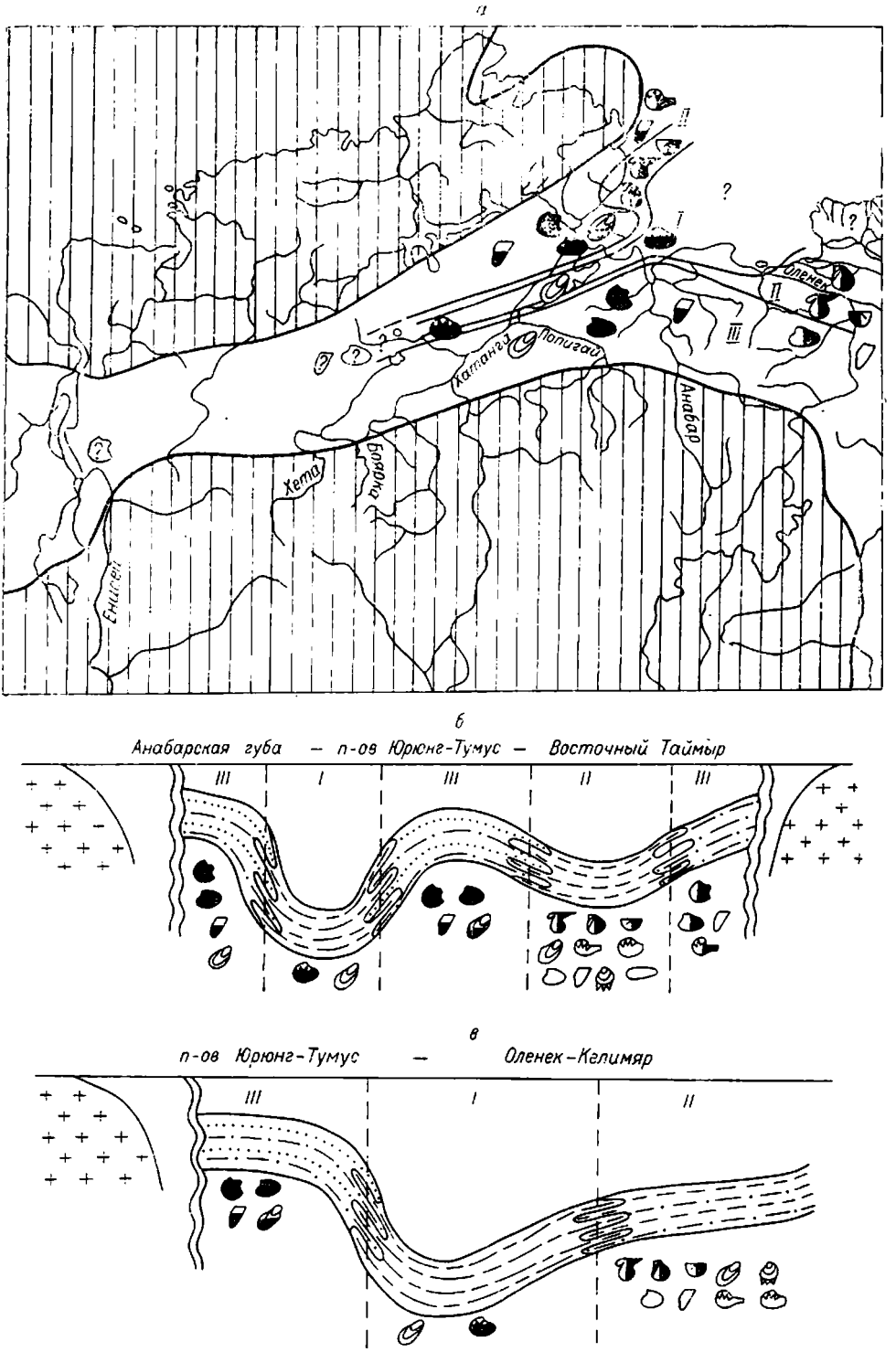


Рис. 4. Схема фаций и сообществ бентоса (*а*) и батиметрические модели (*б*, *в*) в позднеааленском море на севере Средней Сибири.

Условные обозначения см. на рис. 1.

устойчивыми солевым, температурным и эдафическим факторами, но они легко переносили дефицит кислорода. Эврибионтные по многим факторам митилоцерамы (VTУ) присутствуют в сообществах обеих зон в качестве сопутствующих форм.

В открытом море, в районах, где хорошо выражена умеренно глубоководная зона (р. Оленек, Северо-Восточный Таймыр) (см. рис. 4), сообщество двустворок значительно разнообразнее в таксономическом отношении. Ядро этого сообщества составляли окситомы и парвамусциумы, а в конце аалена—борейонектесы (VTУ). Четвертый ТУ слабо заселен астартами, арктиками и танкредиями, из детритофагов очень редки дакриомии (IITУ). В конце аалена отмечается вспышка в развитии борейонектесов и впервые появляется ассоциация борейонектес — устрица, хотя последние еще очень редки.

Таким образом, в течение аалена вновь активизируется тектоническая деятельность региона, существенно изменяются морфология бассейна и режим седиментации. Повсеместно возрастает роль песчанистых осадков, значительно снижается их сортировка. Сильно расчлененный рельеф дна палеобассейна, различные амплитуды прогибания осевой и бортовой частей Енисей-Хатангского прогиба обусловили резкие фациальные переходы пород аалена по простиранию и разницу мощностей. В связи с образованием желоба сообщества фильтраторов и детритофагов сблизились территориально, благодаря чему даже слабые колебания уровня вод в бассейне приводили к быстрой смене типов сообществ, что нашло отражение в чередовании в разрезах резко различных типов ориктоценозов.

Байосский век

В конце аалена — начале байоса происходит, вероятно, кратковременная, но обширная регрессия моря: сокращаются площади мелководья и некоторые преимущества получают эврибионтные по грунту, глубине и аэрации формы. В целом же в байосе на территории исследуемого района бассейн сохраняет прежние очертания и унаследует формы рельефа дна ааленского времени. В течение байоса границы бассейна несколько расширяются на западе и юге. Интенсивность прогибания и скорость осадконакопления в байосе для всего региона в целом остаются приблизительно такими же, что и в аалене (Месежников и др., 1971). Однако уже к концу раннего байоса море вновь наступает на сушу. Возможно, одновременно происходит дальнейшая дифференциация рельефа дна, вследствие чего даже на трансгрессивном этапе береговая линия слабо отступает в глубь континентов.

В раннем байосе возрастает роль глинистых осадков в центральной и южной частях залива, но на северо-востоке района байосские отложения становятся существенно песчанистыми. Для байоса характерны моновидовые сообщества двустворок на разных временных этапах. Сообщества раннего байоса неспецифичны. В начале байоса отмечается вспышка в развитии скафопод, сокращается количество прикрепляющихся двустворок, любителей хорошей аэрации, одновременно возрастает роль зарывающихся неподвижных фильтраторов низкого уровня питания: плевромий и особенно гомомий — форм эврибионтных. В прибрежной мелководной зоне к концу раннего байоса отмечаются пятнистые поселения арктотисов. Арктики и танкредии (IVTУ) в своем расселении ограничены, возможно, эдафическим фактором. Относительно углубленные участки заселены митилоцерамами и гомомиями (VTУ).

В позднем байосе в отдельные моменты морской режим устанавливается на обширных площадях. С этим временем связаны кратковременные, но широкие экологические экспансии солемий и борейонектесов, а также обновление сообществ белемнитов вследствие усиления связей с соседними морями на востоке. Одной из причин своеобразия биоты байос-

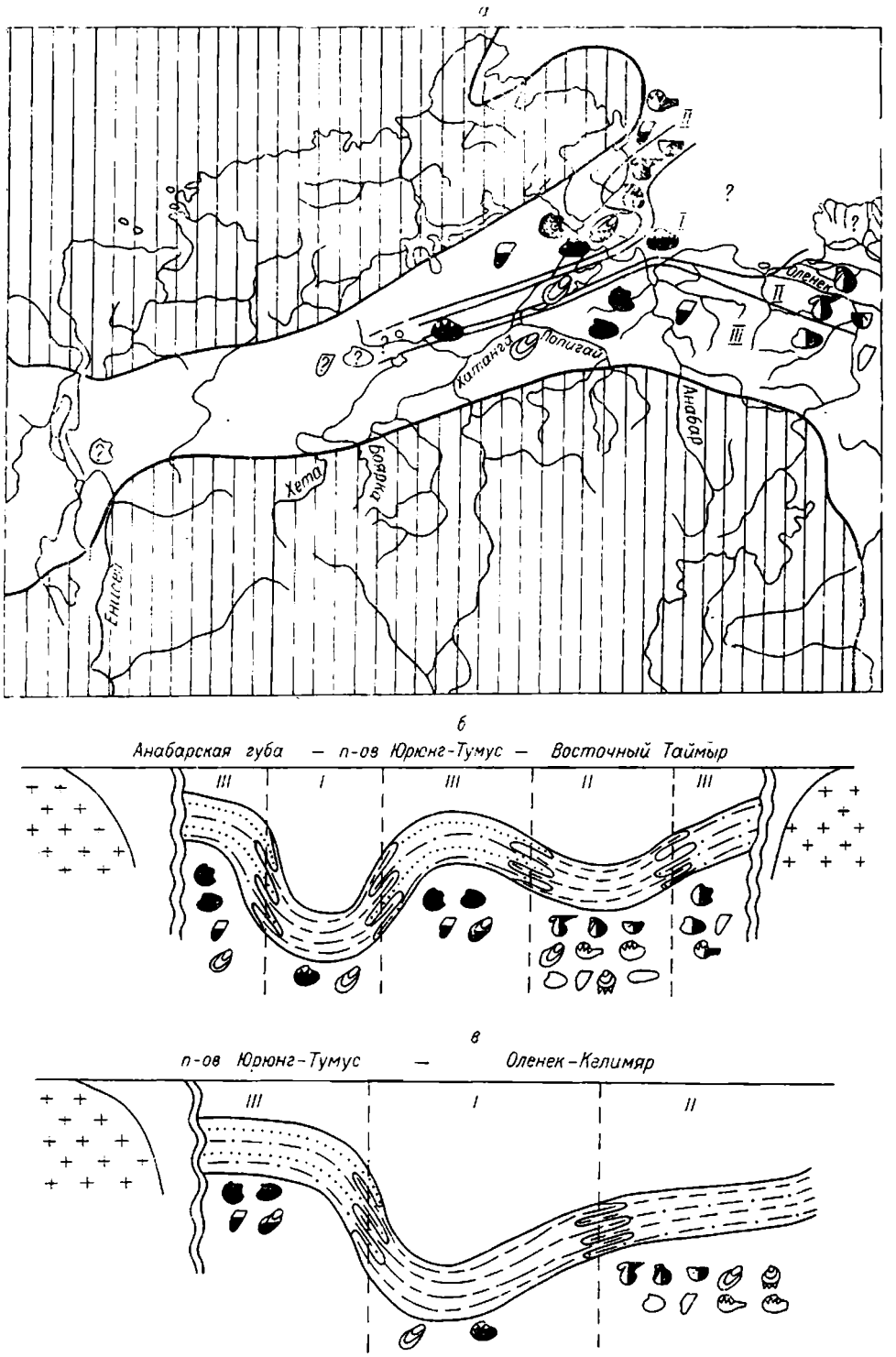


Рис. 4. Схема фаций и сообществ бентоса (*а*) и батиметрические модели (*б*, *в*) в позднеааленском море на севере Средней Сибири.

Условные обозначения см. на рис. 1.

ского бассейна могло быть понижение температуры и увлажнение климата, устанавливающиеся для этого времени по спорам и пыльце и палеотемпературным определениям по ростам белемнитов (Ильина, 1971; Сакс, Нальняева, 1975; и др.). Однако вполне возможно, что реакция байосской биоты была вызвана понижением солености вод и своеобразием гидрохимических условий в бассейне (Грамберг, Спиро, 1965; Грамберг, 1973; Захаров, Шурыгин, 1978). Биохимические анализы по ростам байосских белемнитов также показывают опреснение (И. И. Радостев, устное сообщение). Понижение солености может быть вызвано широким развитием заливов, лагун и увеличивающимся в связи с увлажнением климата стоком с крупных материков.

В конце байоса происходит нивелировка условий на обширнейшей территории от устья Лены до Хатанги, которая отразилась на однообразии состава сообществ на всем этом пространстве. Нивелировка условий на большой площади обязана скорее действию общерегионального фактора (соленость, температура), чем локального (гидродинамика, грунты, пища).

В целом байосские сообщества бентоса отличаются исключительной неустойчивостью во времени. Как правило, это кратковременные ассоциации со слабо дифференцированной трофической структурой, плохо выраженной географической дифференциацией. В течение байоса периодически наблюдаются вспышки в развитии отдельных видов, образующих кратковременные поселения с высокой популяционной плотностью. Все это свидетельства неустойчивого режима и аномалии какого-либо общерегионального контролирующего фактора (температура, соленость, гумидность климата и т. д.).

Батский век

В батское время на Енисей-Хатангской территории существовал пролив, соединявшийся с эпиконтинентальными морями на западе (Усть-Енисей) и на востоке (Лено-Анабарская впадина). Несколько расширились границы моря на западе и юге. В течение длительного времени скорости осадконакопления и интенсивность погружения (байос—бат) остаются почти постоянными. Объем песчаных осадков возрастает, а глинистых — сокращается (Месежников и др., 1971). Увеличение в разрезах количества песчаных пород можно связывать с усилением контрастности рельефа, а также с изменением климата, обусловившим интенсивное выветривание. В отличие от ранней юры и аалена интенсивность накопления песчаных и глинистых осадков в байосе—бате находятся в обратной зависимости (Месежников и др., 1971). Следовательно, факторами, контролирующими процесс накопления осадка, являлись скорее всего типы выветривания, обусловленные изменением климата, а не тектонический режим региона. Так, минимум среднегодовых температур вод (определения по ростам белемнитов) приходится на средний бат, а в позднем бате температуры возрастают (Сакс, Нальняева, 1975).

В батском веке на территории Сибири усиливается дифференциация растительных сообществ и соответственно климата, продолжавшаяся и в поздней юре (Ильина, 1971). В это время сохраняется свойственная байосскому веку расчлененность рельефа дна моря, однако к концу бата и в келловее постепенно происходит выравнивание рельефа, образуются зоны относительно плавных переходов между мелководными и глубоководными пространствами. Длительное сохранение обширного шельфа, стабильность темпов осадконакопления и четкая обособленность фациальных зон моря долгое время способствовала направленному развитию биоты и заселению бассейна разнообразными сообществами бентоса. В течение бата происходит дифференциация сообществ двустворок на

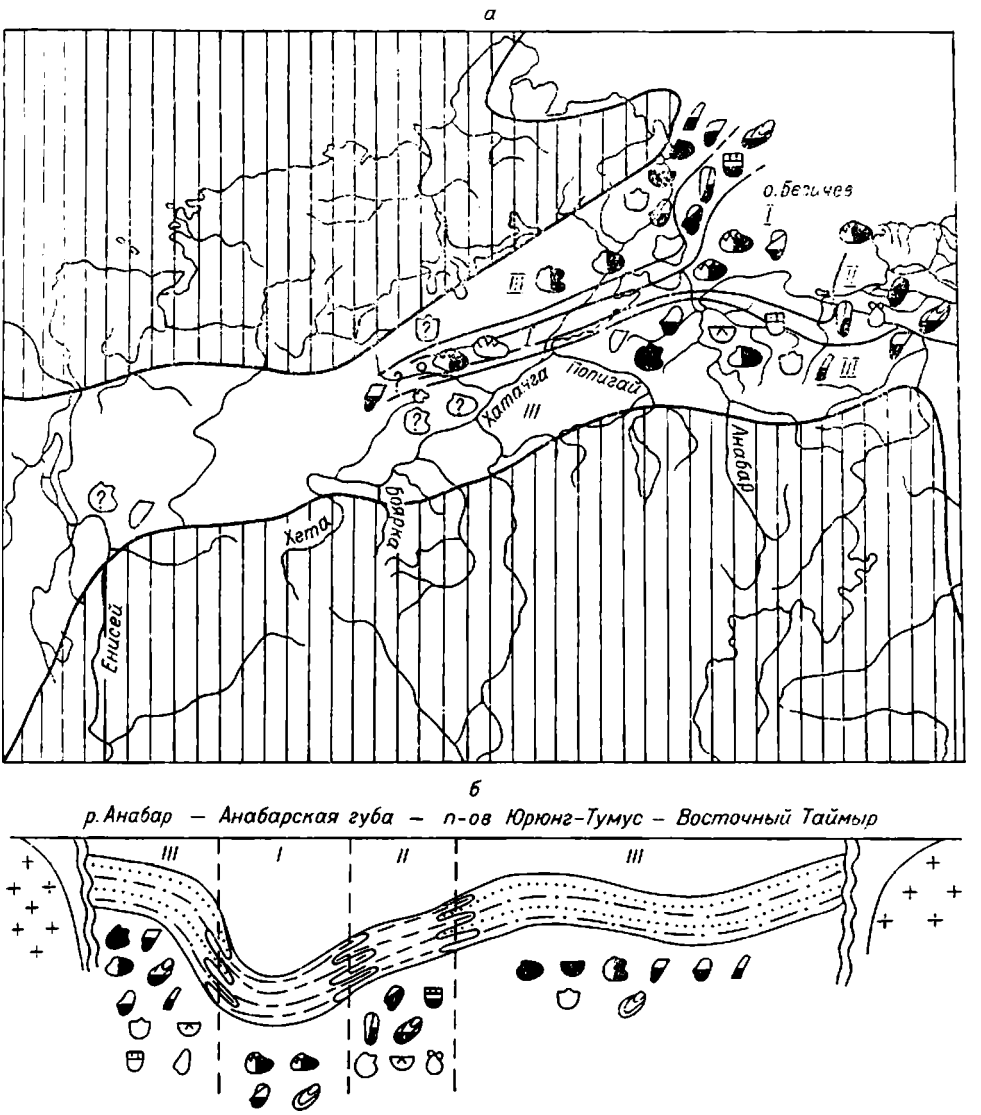


Рис. 5. Схема фаций и сообществ бентоса (*а*) и батиметрическая модель (*б*) в батском море на севере Средней Сибири.
Условные обозначения см. на рис. 1.

площади, возрастает таксономическое разнообразие, усложняется структура сообществ (рис. 5).

В раннем бате в мелководной зоне на песчаных грунтах обитало сообщество, ядром которого были арктики, танкредии и арктотисы (IV и V ТУ). Иногда в это сообщество входили плевромии (IVТУ). На биотопах умеренных глубин верхний трофический уровень занимают мускулусы, частично потеснив митилоцерамов, иногда изогномоны. В относительно глубоководных обстановках плотные поселения образуют детритофаги (IIIТУ) — нукуляны и маллетии. Во всех зонах, кроме прибрежной, распространены гомомии—формы с широким экологическим диапазоном. К концу бата усиливается, вероятно, связь с морями на западе Бореального бассейна, стабилизируется морской режим, возрастает температура вод, увеличиваются площади прогреваемых мелководных участков, выравнивается береговая линия на востоке и происходит значительная диффе-

ренциация климатов северного полушария. Одновременно на востоке (Лено-Оленекский район) происходит обширная регрессия. Батская регрессия заметно сказалась и в крайней западной части бассейна, которая превратилась, возможно, в опресненный залив.

В бентосных сообществах Анабаро-Хатангского района идет дальнейшее усложнение структуры сообществ и их стабилизация. Эти изменения мы связываем с расширением Бореального бассейна на западе и притоком вод Северной Атлантики, а также с развитием шельфов. В сообществах мористых частей шельфа несколько сокращается представительность арктотисов, оттесненных на прибрежные биотопы. На прибрежных, местами полузамкнутых акваториях на песчаных грунтах арктотисы еще составляют ядро сообществ с сопутствующими митилоцерамами и иногда изогномонами. Наиболее разнообразны и изобильны сообщества морского мелководья. В различные моменты в них доминируют арктотисы, борейонектесы (VTУ), арктики и плевромии (IVTУ), характерными или сопутствующими являются мелеагринеллы, танкредии, денталиумы и гресслии.

В умеренно глубоководных обстановках в сообществах доминировали изогномопы, мускулусы, митилоцерамы (VTУ), гомомии (IVTУ), сопутствовали — энтолиумы, протокардии, реже арктики и танкредии. Относительно глубоководная зона в конце бата выражена слабее, чем в раннем и среднем бате. На глинисто-илистых грунтах здесь продолжало существовать сообщество нукулян и маллетий с сопутствующими гомомиями (см. рис. 5).

Таким образом, к концу бата на фоне регрессии наблюдается дифференциация и стабилизация фациальных зон моря. Каждой экологической зоне моря соответствовали свои сообщества бентоса, адаптированные к тем или иным условиям и устойчивые.

Позднеюрская эпоха

Эпоха характеризуется максимальной трансгрессией моря. Начавшаяся в середине раннего келловея, трансгрессия к концу юры охватывала весь регион на севере Средней Сибири. По сравнению с предшествующим периодом направление трансгрессий — регрессий меняется с восточного на северное. К концу юры море покрыло огромные пространства Западно-Сибирской равнины, северные окраины Сибирской платформы и большую часть Таймырской складчатой области. Ширина морского бассейна между о. Таймыр и северными окраинами Сибирского материка составляла около 500 км.

Ни литологические, ни палеонтологические данные не указывают на то, что в течение поздней юры море оставляло Хатангскую впадину. В сводном разрезе верхней юры этого региона устанавливается полная последовательность аммонитовых зон, известных в Бореальной области. Выпадение некоторых зон и даже ярусов в частных разрезах обязано тектоническим событиям местного значения (росту структур, дизъюнктивным нарушениям и пр.). Этот вывод подтверждается также тем, что в Хатангском палеобассейне, начиная с келловея и до начала мела, устойчиво существовали по крайней мере две крупные фациальные зоны: прибрежно-морская мелководная и относительно (либо умеренно) глубоководная. Названные фациальные зоны проходили субпараллельно палеоберегу. Они устанавливаются по литолого-геохимическим и палеоэкологическим данным. Причем на севере вблизи о. Таймыр фациальные зоны были более узкими, чем на юге у палеоберега Сибирской платформы. Поэтому поперечный профиль дна пролива, вероятно, в течение всей поздней юры оставался асимметричным: северный борт его был крутым, а южный — пологим.

Таким образом, позднеюрская эпоха является существенно новым этапом в развитии Енисей-Хатангского бассейна.

В раннем келловее море трансгрессирует на Западно-Сибирскую равнину, но одновременно сокращает свои акватории на востоке района. Пролив в пределах Енисей-Хатангского междуречья в общих чертах сохраняет свою конфигурацию, хотя его южная граница продвигается в глубь Сибирской платформы. В связи с воздыманием суши и регрессией моря на востоке района в разрезах значительный объем занимают песчаные породы, однако наибольший их объем приходится на основание келловея (зона Arcticoceras kochi — чекуровская свита). В Усть-Енисейской и Хатангской впадинах в отличие от Лено-Анабарской объем песчаных пород в келловее (точинская свита) по сравнению с подстилающими толщами сокращается. В целом для региона скорости осадконакопления и интенсивность прогибания падают (Месежников и др., 1971). Интенсивность накопления как песчаных, так и глинистых осадков сокращается параллельно. Рельеф дна моря выравнивается, впадина в центре залива постепенно нивелируется, вырабатывается равномерно падающий профиль дна моря. Относительно глубоководные участки существуют только в северной части — в зоне открытого моря, но широко распространены умеренно глубоководные и мелководные обстановки (рис. 6). На всей рассматриваемой территории устанавливается нормальный морской режим, о чем свидетельствует обилие и разнообразие фауны и присутствие глауконита в келловейских отложениях. Таймыр и Сибирская платформа, оставаясь главным источником сноса, все более выравниваются.

В начале раннего келловея донные сообщества сохраняют в общих чертах экологическую структуру позднебатских, хотя некоторые жизненные формы в биоценозах замещаются. Так, полностью исчезают арктотисы, вытесненные мелеагринеллами (VТУ), значительно сокращается количество митилоцерамов. В середине раннего келловея одновременно с появлением и широким распространением аммонитов рода *Cadoceras* происходит коренная перестройка сообществ двустворок. Уже к концу раннего келловея в состав ядер донных сообществ входят таксоны, характерные для сообществ двустворок всей поздней юры.

В мелководной зоне моря в сообществах доминируют мелеагринеллы (VТУ), деталлумы (IIТУ) и гомомии (IVТУ); сопутствующими формами являются арктики, плевромии, грамматодоны, гресслии, танкредии, борейопектесы и др. Относительно глубоководные зоны заселены пукулянами и маллетиями (IIIТУ). В условиях средней сублиторали обитают гомомии, грамматодоны и энтолиумы. Нет еще резкой дифференциации сообществ на площади, поскольку в начале трансгрессии фациальные зоны не были четко разграничены. Донные биоценозы обогащаются новыми элементами, но структура сообществ еще неустойчива. Они характеризуются невысокой популяционной плотностью составляющих видов и непостоянством связей во времени и пространстве.

Среднекелловейские сообщества на имеющемся материале охарактеризовать пока нельзя. В это время отмечается лишь вспышка в развитии гастропод и брахиопод.

В позднем келловее с расширением связей с североевропейскими морями на западе происходит вторжение новых родов и видов. Одновременно позднекелловейско-оксфордская регрессия, сопровождающаяся невысокими темпами осадконакопления, приводит к дифференциации обстановок осадконакопления. Обособливаются и четко различаются в пространстве разнофациальные зоны моря. В пределах фациальных зон стабилизируются основные факторы среды, вследствие чего усиливается межвидовая конкуренция. Происходит разделение бентоса по трофическим уровням, одновременно более рационально используются резервы уже занятых уровней питания, заселяются новые площади, резко возрастает популяционная плотность доминирующих видов, возрастает число

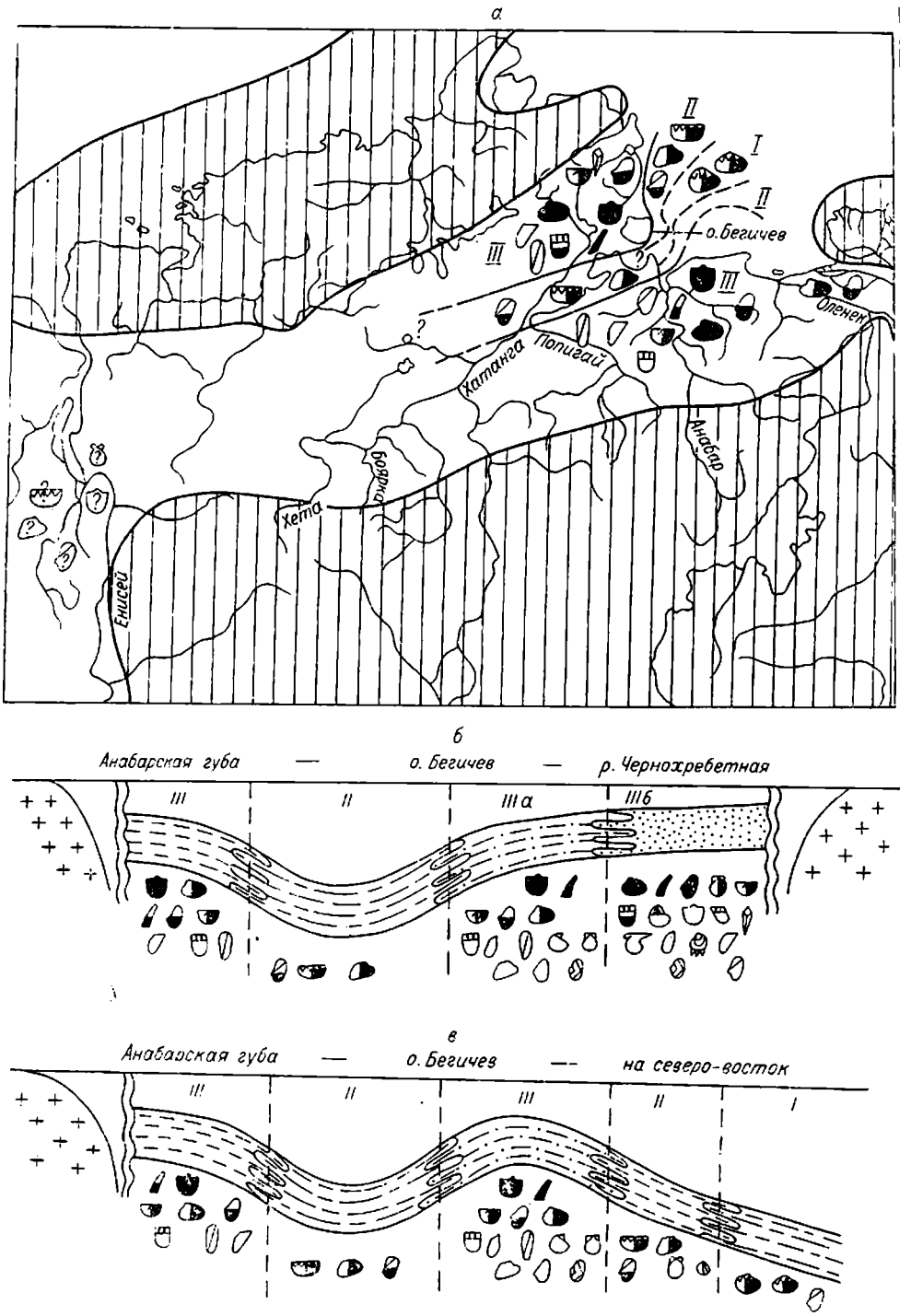


Рис. 6. Схема фаций и сообществ бентоса в келловейском море (*а*) и батиметрические модели в позднем келловее (*б*, *в*) на севере Средней Сибири.
Условные обозначения см. на рис. 1.

характерных и сопутствующих видов, происходит специализация сообществ на площади по биотопам. Продолжительное время сохраняется структура донных сообществ.

В мелководной зоне утверждается сообщество, в ядро которого входят мелеагринеллы (VТУ), денталиумы (IIТУ), арктики (IVТУ). Харак-

терными (а иногда и составляющими ядро) являются изогномоны, борейонектесы, мускулусы (VTУ) и плевромии, танкредии, гресслии (IVTУ), сопутствующими — плагиостомы, митилусы (VTУ), гомомии (IVTУ) и нукуломы (IIIТУ). В умеренно глубоководной зоне доминируют грамматодоны, трации и гомомии. Наиболее устойчиво на протяжении большого интервала времени было сообщество относительно глубоководной зоны, которое состояло из нукулян и маллетий (IIIТУ). Большинство трофических уровней в этом сообществе свободно, только на IVTУ редки гомомии (см. рис. 6).

Основными факторами, контролирующими границы сообществ, были, вероятно, эдафический и гидродинамический. В пределах мелководной зоны позднекелловейского моря Хатангской впадины донные сообщества в особенности разнообразны. Так, наиболее реофильным было сообщество с резким доминированием арктик и характерными плевромиями, танкредиями, мелеагринеллами, изогномонами, борейонектесами и скафоподами. На относительно удаленных от берега биотопах с иным гидродинамическим режимом резко возрастает популяционная плотность деталиумов и мелеагринелл, а иногда изогномонов и плевромий. При этом трофическая структура сообщества не меняется (см. рис. 6).

Таким образом, в конце келловея сформировались основные типы позднеюрских сообществ, заложившиеся еще в конце бата: мелководное (с преобладанием реофильных фильтраторов), умеренных глубин (с преобладанием реофобных фильтраторов) и относительно глубоководное (с резким преобладанием детритофагов). В течение келловея Енисей-Ленский бассейн приобретает очертания, характерные и для последующих веков позднеюрской эпохи, вырабатывается плавный профиль дна, устанавливаются и стабилизируются основные фациальные зоны шельфа. На всей площади бассейна господствуют нормальные морские для того времени условия.

Оксфордский век

Оксфордский век характеризуется сокращением площадей относительно глубоководной зоны моря и расширением мелководных участков. Это находит отражение в широком распространении на территории Енисей-Хатангского прогиба и на Анабарском пороге преимущественно песчаных осадков (рис. 7) (Карцева и др., 1971; Месежников и др., 1971). В начале оксфорда палеогеография рассматриваемой территории не отличалась существенно от позднекелловейской. Однако уже в раннем оксфорде обстановки средней сублиторали переходного между келловеем и оксфордом времени сменяются относительно мелководными (р. Анабар).

Нижнеоксфордские отложения в естественных выходах известны только на востоке Енисей-Анабарского междуречья. На западе Енисей-Хатангского прогиба они вскрыты скважинами на Малохетском и Рассохинском полувалах, где нижний оксфорд входит в состав сиговской свиты (Карцева и др., 1971). Повсюду нижний оксфорд представлен песчаными породами. Совместный литолого-палеоэкологический анализ показывает, что отложения нижнего оксфорда как на Северо-Восточном Таймыре, так и в бассейне р. Анабар формировались в условиях мелководной зоны моря (см. рис. 7), но на р. Анабар гидродинамика была более спокойной, чем на р. Чернохребетной. Об этом свидетельствуют тафономические особенности — преобладание автохтонных захоронений в разрезе оксфорда на р. Анабар и аллохтонных — на р. Чернохребетной, экологические характеристики бентоса — присутствие в разрезах на р. Анабар смешанных по гидродинамике и этологии группировок, и резкое преобладание на р. Чернохребетной зарывающихся фильтраторов IVTУ, любителей активной гидродинамики.

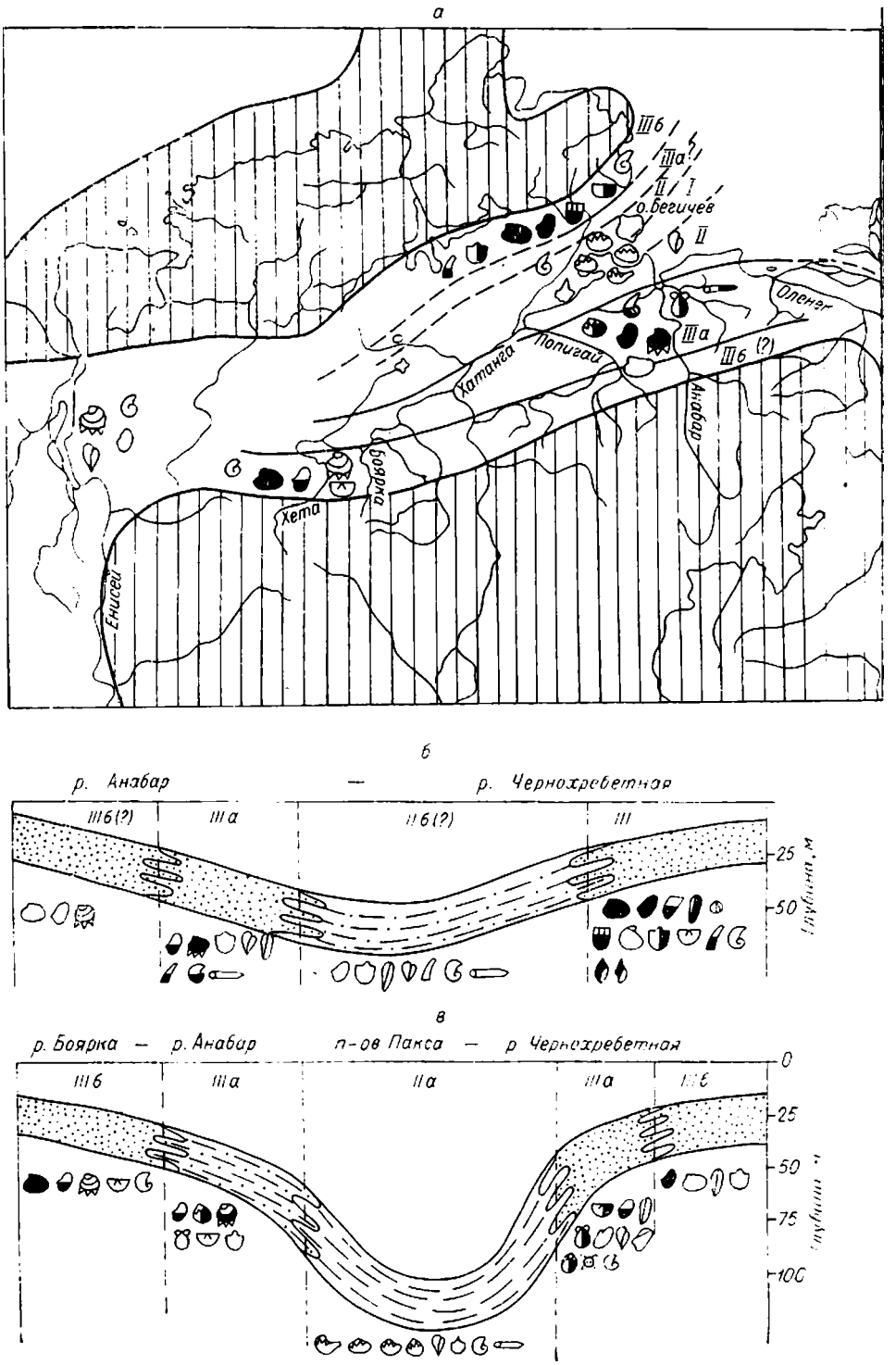


Рис. 7. Схема фаций и сообществ бентоса в оксфордском море (*а*) и батиметрическая модель в раннем (*б*) и позднем (*в*) оксфорде на севере Средней Сибири.

Условные обозначения см. на рис. 1.

В оксфорде, по-видимому, отсутствовала относительно глубоководная зона. Во всяком случае до сих пор в пределах Енисей-Ленского междуречья не обнаружены осадки глубоководного генезиса и неизвестны сообщества нижней сублиторали. К отложениям умеренно глубоководным могут быть отнесены глины верхнего оксфорда на п-ове Пакса (мыс Урдюк-Хая). Здесь в бентосных сообществах существенную роль играли детритофаги на II и IIIТУ, при отсутствии фильтраторов А и бедности фильтраторов Б (см. рис. 7).

Таким образом, в оксфордский век происходит значительная регрессия, которая, однако, не сопровождалась заметным сокращением площади бассейна аккумуляции, а выразилась в расширении мелководной зоны моря вдоль палеоберегов Сибирской платформы и Таймыра. Выпадение в ряде разрезов отложений нижнего оксфорда и части верхнего, а также сокращенные мощности оксфорда в целом свидетельствуют о непрекратившейся тектонической активности (рост структур) как в центре Хатангской впадины (Малохетский и Рассохинский полувалы, п-ов Пакса), так и на бортах (бассейны рек Анабар и Хеты).

Кимериджский век

Начавшаяся в конце оксфорда новая трансгрессия значительно расширилась в кимеридже. Наиболее интенсивно опускается центральная часть Енисей-Хатангского прогиба (рис. 8). На площадях мелководий, на которых в оксфорде господствовал неустойчивый гидродинамический режим, в раннем кимеридже появляются мелководные морские обстановки характеризующиеся стабильными темпами накопления осадков. Уже в раннем кимеридже формируется умеренно глубоководная зона с переходом к относительно глубоководной. По окраинам бассейна накапливаются преимущественно песчаные породы (фиксируются в разрезах по рекам, стекающим с Сибирской платформы и на Северо-Восточном Таймыре), в центральных частях глинистые и алеврито-глинистые. В целом объем песчаных пород превышает объем глинистых (Месежников и др., 1971).

В кимеридже нами выделяются два типа сообществ: мелководно-морские и умеренно глубоководные (см. рис. 8). Первый тип сообществ заселял преимущественно прибрежно-морские участки, протягивавшиеся параллельно палеоберегу. В раннем кимеридже эти сообщества отличались устойчивостью своей структуры на протяжении целых зональных моментов (Rasenia borealis) и хорошо выдерживались на площади (реки Мал. Романиха, Боярка, Хета). Ядра раннекимериджских мелководных донных сообществ составляли фильтраторы А, реже фильтраторы Б. Трофические уровни детритофагов были не заняты. Сообщества умеренных глубин, населявшие удаленные от источников сноса центральные части прогиба, наоборот, характеризовались преобладанием или значительным удельным весом детритофагов—двустворок и илоедов (червей?). Фильтраторы высокого уровня являлись характерными в биоценозах (см. рис. 8). Судя по совместному обитанию в сообществах групп двустворок и гастропод с различными экологическими требованиями, рассматриваемые сообщества являлись экотонными между умеренно и относительно глубоководными. Такое предположение тем более основательно, что стратиграфически выше, т. е. позднее во времени, эти участки оккупировали сообщества относительно глубоководные. Но это случилось уже в волжском веке.

Таким образом, кимериджская трансгрессия нашла отражение в преимущественном прогибании центральных частей впадины (некомпенсированное прогибание) и в сравнительно незначительном углублении (компенсированном прогибании) окраинных участков. Все это привело к увеличению объемов накопления осадков и в среднем к повышению скоростей осадконакопления по сравнению с оксфордом.

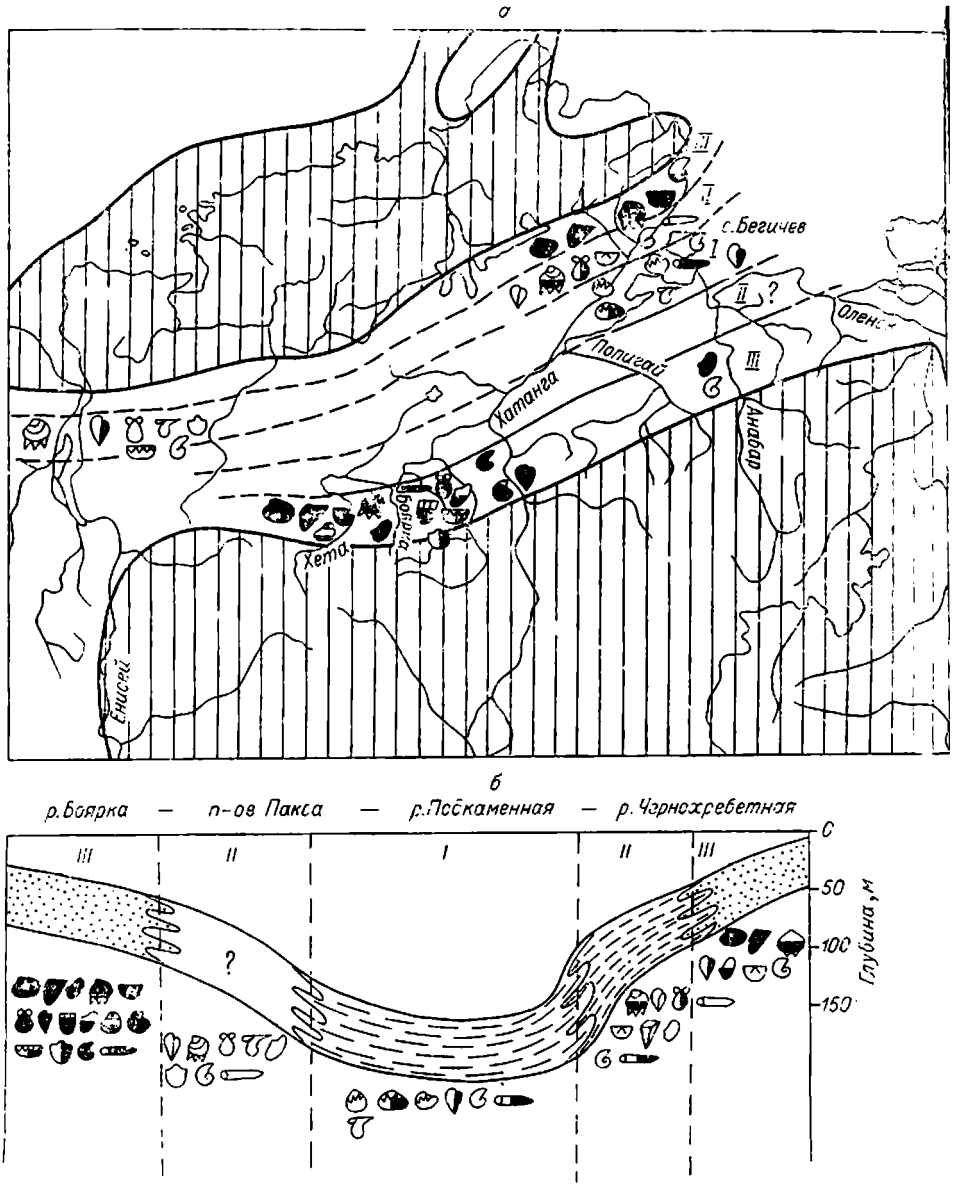


Рис. 8. Схема фаций и сообществ бентоса в кимериджском море (*а*) и батиметрическая модель в раннем кимеридже (*б*) на севере Средней Сибири.
Условные обозначения см. на рис. 1.

Волжский век

В волжском веке общая позднеюрская трансгрессия достигла наибольшего распространения. Процесс прогибания захватывает центральные площади бассейна, но особенно бывшие мелководные окраины. Обстановки средней сублиторали в поздневолжское время близко подступили к Сибирской платформе и Таймыру.

Море заливает значительные территории на северной окраине Сибирской платформы, юге и севере Таймыра, где на севере образуется залив (Сакс и др., 1959). Объем песчаных осадков этого времени незначительный, но резко возрастают площади распространения и объем алевритовых и глинистых отложений (Месежников и др., 1971). Тектонический режим в

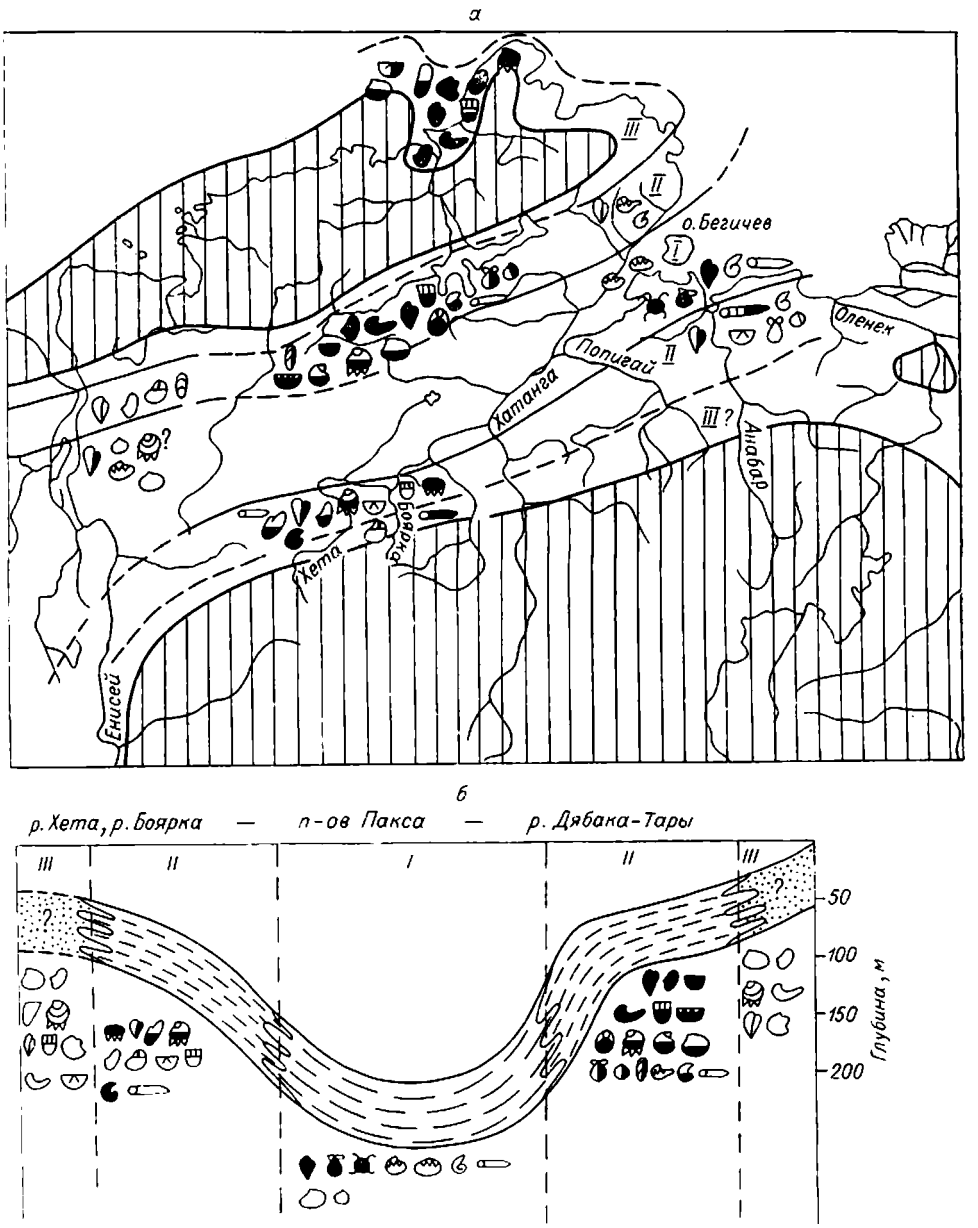


Рис. 9. Схема фаций и сообществ бентоса в волжском море (*а*) и батиметрическая модель в средней волге (*б*) на севере Средней Сибири.
Условные обозначения см. на рис. 1.

общем стабильный, но на некоторых площадях происходит рост структур. Благодаря этому из разреза выпадают зоны нижневолжского подъяруса (бассейн р. Хеты), а иногда почти весь волжский ярус (Анабарский порог). Происходит дальнейшая дифференциация фациальных зон бассейна седиментации.

Четко устанавливаются три крупные зоны, идущие параллельно палеоберегу: прибрежно-мелководные морские, умеренно глубоководные, весьма удаленные от палеоберегов (рис. 9). Этим фациальным зонам соответствуют три типа сообществ — верхней, средней и нижней сублиторали.

Донные сообщества верхней сублиторали в «чистом виде» не обнаружены. Экотоны, в которых смешаны реофильные двустворки и любители спокойных вод встречены на Таймыре (р. Дябака-Тари). На этом участке, расположенном вблизи изрезанного и крутого палеоберега, постоянно обитали сообщества, ядра которых составляли фильтраторы Б, реже фильтраторы А. Пищевые уровни детритофагов были свободны. Отличительной особенностью сообществ являлось исключительно большое видовое разнообразие, высокая популяционная плотность поселений, обилие крупнораковинных видов и отсутствие двустворок-детритофагов.

Сообщества средней сублиторали устанавливаются на южном борту Хатангской впадины (реки Хета, Боярка) и на севере (р. Подкаменная). Ядро сообществ составляют фильтраторы Б, но весьма разнообразны характерные формы детритофагов II и III трофических уровней. Наконец, сообщества нижней сублиторали представлены донными ассоциациями двустворок и гастропод, любителей слабой или застойной гидродинамики, а также псевдопланктонными сообществами биссусных двустворок — эквипектенами и ракообразными. Среди бентосных сообществ характерны ктенодонты — собиратели ППТУ. Рассмотренные типы сообществ сохранились и в начале неокома (Захаров, Юдовный, 1974).

Таким образом, время переходное между юрой и мелом, совпадает с моментом смены трансгрессии регрессией, в финале которой раннемеловой морской бассейн замыкается.

ЛИТЕРАТУРА

Басов В. А., Захаров В. А., Иванова Е. Ф., Сакс В. Н., Шульгина Н. И., Юдовный Е. Г. Зональное расчленение верхнеюрских и нижнемеловых отложений на мысе Урдюк-Хая (п-ов Пакса, Анабарский залив).— «Уч. зап. НИИГА. Палеонтол. и биостратиграф.», 1970, вып. 29, с. 14—31.

Бодылевский В. И. К экологии рода *Harpax* — «Ежегодн. Всесоюз. палеонтол. об-ва», 1956, т. XV, с. 37—49.

Геккер Р. Ф. Введение в палеоэкологию. М., Госгеолтехиздат, 1957. 125 с.

Грамберг И. С. Палеогидрохимия терригенных толщ. Л., «Недра», 1973. 170 с. (Труды НИИГА, т. 137).

Палеогеография центральной части Советской Арктики. Л., «Недра», 1967. 300 с. (Труды НИИГА, т. 150).

Грамберг И. С., Спиро Н. С. Палеогидрохимия севера Средней Сибири в позднем палеозое и мезозое. Л., «Недра», 1965. 120 с. (Труды НИИГА, т. 142).

Дагис А. А., Вознн В. Ф. Новое о древнейших слоях юры на севере Средней Сибири.— В кн.: Проблемы палеозоогеографии мезозоя Сибири. М., «Наука», 1972, с. 56—67.

Захаров В. А., Шурыгин Б. Н. Двустворчатые моллюски.— В кн.: Стратиграфия юрской системы Севера СССР. М., «Наука», 1976, с. 270—281.

Захаров В. А., Шурыгин Б. Н. Биогеография, фации и стратиграфия средней юры Советской Арктики (по двустворчатым моллюскам). Новосибирск, «Наука», 1978. 340 с. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 352).

Захаров В. А., Юдовный Е. Г. Принципы послойной корреляции разрезов ритмичных терригенных толщ (на примере опорного разреза неокома на р. Боярке, Хатангская впадина).— В кн.: Проблемы палеонтологического обоснования детальной стратиграфии мезозоя Сибири и Дальнего Востока. Л., «Наука», 1967, с. 28—40.

Захаров В. А., Юдовный Е. Г. Условия осадконакопления и существования фауны в раннемеловом море Хатангской впадины.— В кн.: Палеобиогеография севера Евразии в мезозое. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 127—174. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 80).

Ильина В. И. Палинологическая характеристика юрских отложений Сибири.— В кн.: Микрофоссилии мезозоя Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1971, с. 6—52. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 138).

Каплан М. Е., Юдовный Е. Г., Захаров В. А., Басов В. А., Войцеховская А. Г. Условия накопления морских отложений полуострова Пакса, переходных между юрой и мелом (Анабарский залив).— «Докл. АН СССР», 1973, т. 209, № 3, с. 691—694.

Каплан М. Е., Меледина С. В., Нальняева Т. И., Шурыгин Б. Н. Анабарская губа.— В кн.: Стратиграфия юрской системы Севера СССР. М., «Наука», 1976, с. 67—85.

Карцева Г. И., Ронкина З. З., Колокольцева Е. П. Стратиграфия юрских и меловых

отложений.— В кн.: Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского прогиба. Л., изд. НИИГА, 1971, с. 7—18.

Карцева Г. Н., Ронкина З. З., Шаровская Н. В. Сопоставление юрских и нижнемеловых отложений западной и восточной части Енисей-Хатангского прогиба.— В кн.: Енисей-Хатангская нефтегазоносная область. Л., изд. НИИГА, 1974, с. 33—38.

Месежников М. С., Балабанова Т. Ф., Вереинова Т. А., Галеркина С. Г., Джиноридзе Н. М., Кирина Т. И., Кравец В. С., Чирва С. А. Палеогеография Севера СССР в юрском и меловом периодах.— В кн.: Вопросы палеогеографии и палеобиогеографии мезозоя Севера СССР. Л., изд. ВНИГРИ, 1971, с. 3—132. (Труды ВНИГРИ, вып. 304).

Ронкина З. З. Вещественный состав и условия формирования юрских и меловых отложений севера Центральной Сибири. Л., «Недра», 1965. 163 с. (Труды НИИГА, т. 146).

Ронкина З. З., Колокольцева Е. П., Войцеховская А. Г. Вещественный состав юрских и меловых отложений.— В кн.: Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского прогиба. Л., изд. НИИГА, 1971, с. 19—39.

Сакс В. Н. Некоторые вопросы стратиграфии и фациальной характеристики мезозойских отложений Западно-Сибирской низменности.— «Геол. и геофиз.», 1961а, № 3, с. 3—17.

Сакс В. Н. Некоторые проблемы палеогеографии юрского периода в связи с изучением белемнитовых фаун Сибири.— «Геол. и геофиз.», 1961б, № 10, с. 74—88.

Сакс В. Н. Палеогеография Арктики в юрском и меловом периодах.— В кн.: Доклады на ежегодных чтениях памяти В. А. Обручева. Т. I—V, 1956—1960. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961в, с. 20—48.

Сакс В. Н., Грамберг И. С., Ронкина З. З., Аплонова Э. Н. Мезозойские отложения Хатангской впадины. Л., Гостоптехиздат, 1959. 226 с. (Труды НИИГА. т. 99).

Сакс В. Н., Нальняева Т. И. Ранне- и среднеюрские белемниты Севера СССР. Megateuthinae и Pseudodicoelitinae. М., «Наука», 1975. 191 с. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 239).