

УДК 551.763:551.35.061 (47) + (575)

## МЕЛОВЫЕ ТРАНСГРЕССИИ И РЕГРЕССИИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ, КРЫМА И СРЕДНЕЙ АЗИИ



*Д. П. Найдин, И. Г. Сазонова, З. Н. Пояркова, М. Р. Джалилов,  
Г. Н. Папулов, В. Н. Беньямовский, Л. Ф. Копаевич*

### I

В проводящихся ныне исследованиях по проекту № 58 «Средне-меловые события» Международной программы геологической корреляции большое внимание уделяется изучению трансгрессий и регрессий.

Обширные пространства распространения меловых толщ в пределах различных по геологической истории регионов СССР исключительно интересны при расшифровке хода меловых трансгрессий и регрессий. Уже А. Д. Архангельский [1] отмечал важнейшую роль познания трансгрессий и регрессий, «талассократических и геократических процессов» при реконструкциях физико-географических условий Восточно-Европейской платформы в позднемеловую эпоху.

Последующими исследователями были накоплены огромные материалы по стратиграфии, литологии, полезным ископаемым меловых осадков нашей страны. Настоящая статья представляет собой опыт анализа имеющихся материалов с целью выявления развития трансгрессий и регрессий как на Восточно-Европейской платформе (рис. 1, 2), так и за ее пределами: в Крыму (рис. 2, XV—XVII) и в некоторых районах Средней Азии — западных отрогах Тянь-Шаня, Ферганской котловине, Зеравшано-Гиссарской и Алайской горных областях, Таджикской депрессии, а также на Северном Памире (рис. 3—5).

Применение международной ярусной разбивки интерпретируется в работах И. Г. Сазоновой и Н. Т. Сазонова [19] для нижнего мела ( $K_1$ ) Восточно-Европейской платформы, Д. П. Найдина и Л. Ф. Копаевича [13] для верхнего мела ( $K_2$ ) Восточно-Европейской платформы и Крыма, М. Р. Джалилова [7] и З. Н. Поярковой [16] для  $K_2$  Средней Азии, в «Решениях...» [18] для  $K_1$  и  $K_2$  Средней Азии. В ряде случаев для  $K_1$  Средней Азии введены дополнительные подразделения, точное соответствие которых международным ярусам пока не установлено.

Принята шкала абсолютного времени И. ван Хинте [56], разработанная в основном по глауконитам, в которой начало мелового периода определяется в 135 млн. лет, рубеж  $K_1$ — $K_2$  — 100 млн. лет, окончание  $K_2$  — 65 млн. лет. Более точной шкалой для  $K_2$ , как мы полагаем, является шкала американских авторов [41, 46], опирающаяся на данные по биотиту и санидину пепловых прослоев. Однако от ее применения мы здесь отказались, так как она дана только для  $K_2$  и ее совмещение с раннемеловыми цифрами шкалы И. ван Хинте затруднительно вследствие существенно иной оценки рубежа  $K_1$ — $K_2$  — в 94 млн. лет.

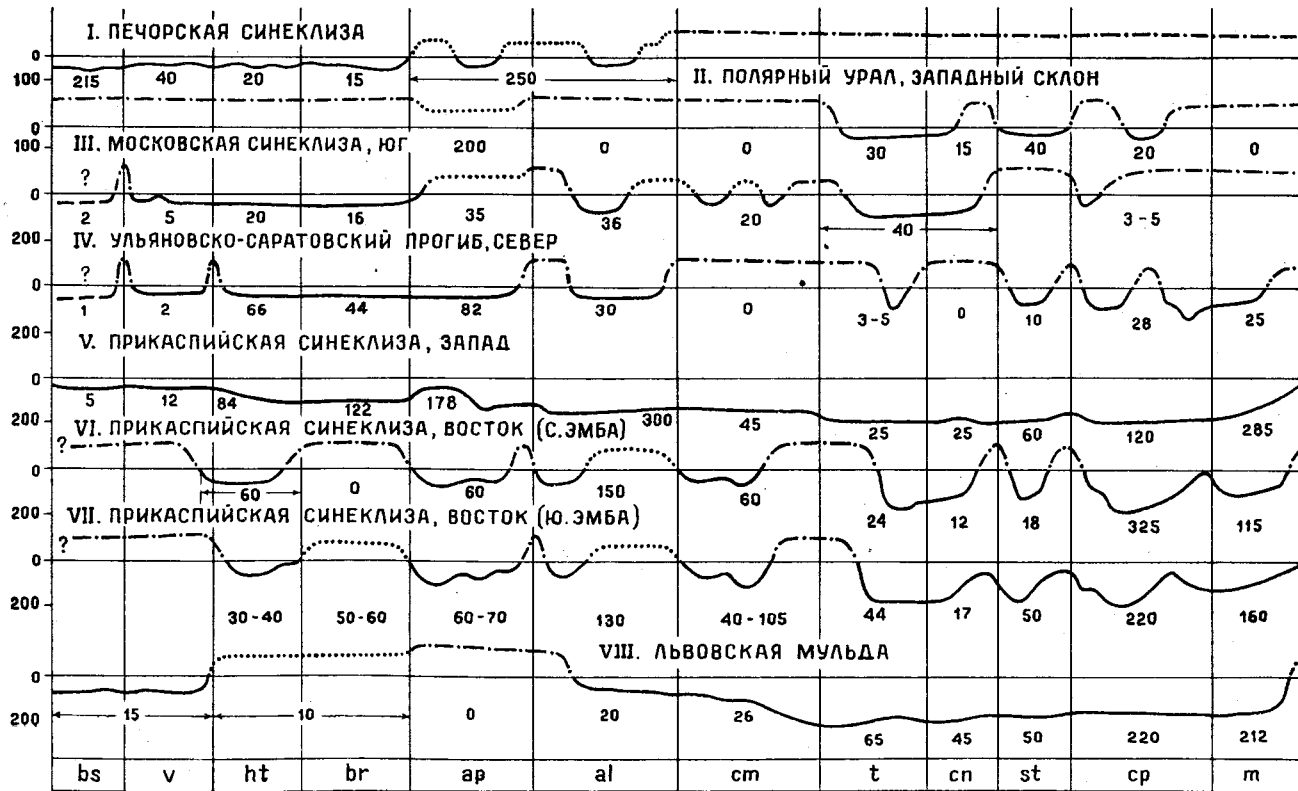


Рис. 1. Графики меловых трансгрессий и регрессий Восточно-Европейской платформы: сплошная линия — области морской седиментации (масштаб глубин для рис. 1 и 2 — в 1 см 200 м, для рис. 4 и 5 — в 1 см 50 м), точка — тире — отложения ныне отсутствуют (в бассейне, либо суша, либо области последующего размыва), точечная линия — аллювиальные равнины, белая кружочка — пресноводные бассейны, крестик — лагуны, пунктирная линия — предполагаемое положение поверхности осадконакопления. bs — берриас, v — валанжия, ht — готтерив, br — баррем, ar — арт, al — альб, сп — сенонман, t — турон, ср — сантон, st — коньяк, р — рубеж ранний мел — 100, рубеж мел — палеоцен — солютного времени, по И. ван Хинте [56]: рубеж юра — мел — 136, рубеж ранний мел — поздний мел — 100, рубеж мел — палеоцен — 65 млн. лет. Цифры на графиках — мощности отложений ярусов или указанных стратиграфических интервалов, м. I — Печорская синеклиза (север); II — Печорская синеклиза (верховья р. Усы); III — Московская синеклиза (для К<sub>1</sub> — Дмитров, Яхрома; для К<sub>2</sub> — Яхрома, Загорск, Ярославль); IV — Ульяновско-Саратовский прогиб (север: для К<sub>1</sub> — Ульяновск, для К<sub>2</sub> — Шиловка); V — западная часть Прикаспийской синеклизы (Новоузенск); VI — восточная часть Прикаспия (Северная Эмба: Темир, Боктыгарын); VII — восточная часть Прикаспия (Южная Эмба: Мукур); VIII — Львовская мульда (для К<sub>1</sub> — Львов, для К<sub>2</sub> — Нестеров)

Авторы графиков для Восточно-Европейской платформы и Крыма (рис. 1 и 2): III—V, VIII—XIV — И. Г. Сазонова (К<sub>1</sub>) и Д. П. Найдин (К<sub>2</sub>), I и II — Г. Н. Папулов, VI и VII — В. Н. Беньямовский и Л. Ф. Копаевич, XV—XVII — Д. П. Найдин; для Средней Азии (рис. 4 и 5): I—VIII — З. Н. Пояркова, IX—XVI — М. Р. Джалилов.

## II

Для Восточно-Европейской платформы рисунки кривых К<sub>1</sub> и К<sub>2</sub> резко различны (рис. 1, 2). В К<sub>1</sub> по сравнению с К<sub>2</sub> интервалы денудации были более продолжительными, аллювиальные равнины — значительно более обширными, а морские бассейны — менее глубокими. Эти различия в палеогеографии запечатлены в преобладающих типах отложений: для К<sub>1</sub> наиболее характерны пески, песчаники, глины, тогда как для К<sub>2</sub> в целом наиболее обычны карбонатные фации (песч. мел, мергели, известняки), к которым на отдельных участках платформы присоединяются кремнистые и терригенные осадки.

Кривые К<sub>1</sub> и К<sub>2</sub> для Крыма также существенно различны (рис. 2, XV—XVII), что отражено в характере осадконакопления: в К<sub>1</sub> преобладают песчаники, глины, конгломераты, цефалоподовые и рифовые известняки, а в К<sub>2</sub> это значительно более однородная толща (в основном карбонатная).

В раннемеловую эпоху на платформе было несколько трансгрессий и регрессий; максимальные площади морской седиментации отмечаются для позднего готтерива — раннего баррема. Раннемеловой этап развития палеогеографической обстановки в целом завершился общей регрессией в конце апта, на юго-востоке платформы — к концу раннего альба (рис. 1, VI, VII).

В альбском веке произошел перелом в палеогеографических условиях платформы и Крыма, выразившийся на платформе прежде всего в изменении преобладающего распространения морей: в неокоме и апте они располагались в основном в пределах меридиональной полосы на востоке платформы, а начиная с альба и затем в позднем мелу морские бассейны занимали преимущественно южную часть платформы. Еще А. Д. Архангельский [2, с. 345—346] заметил, что развивавшаяся в позднем мелу трансгрессия на платформе началась в среднем альбе. Это заключение подтверждается графиками III, IV, VIII, IX, X. Для Горного Крыма начало

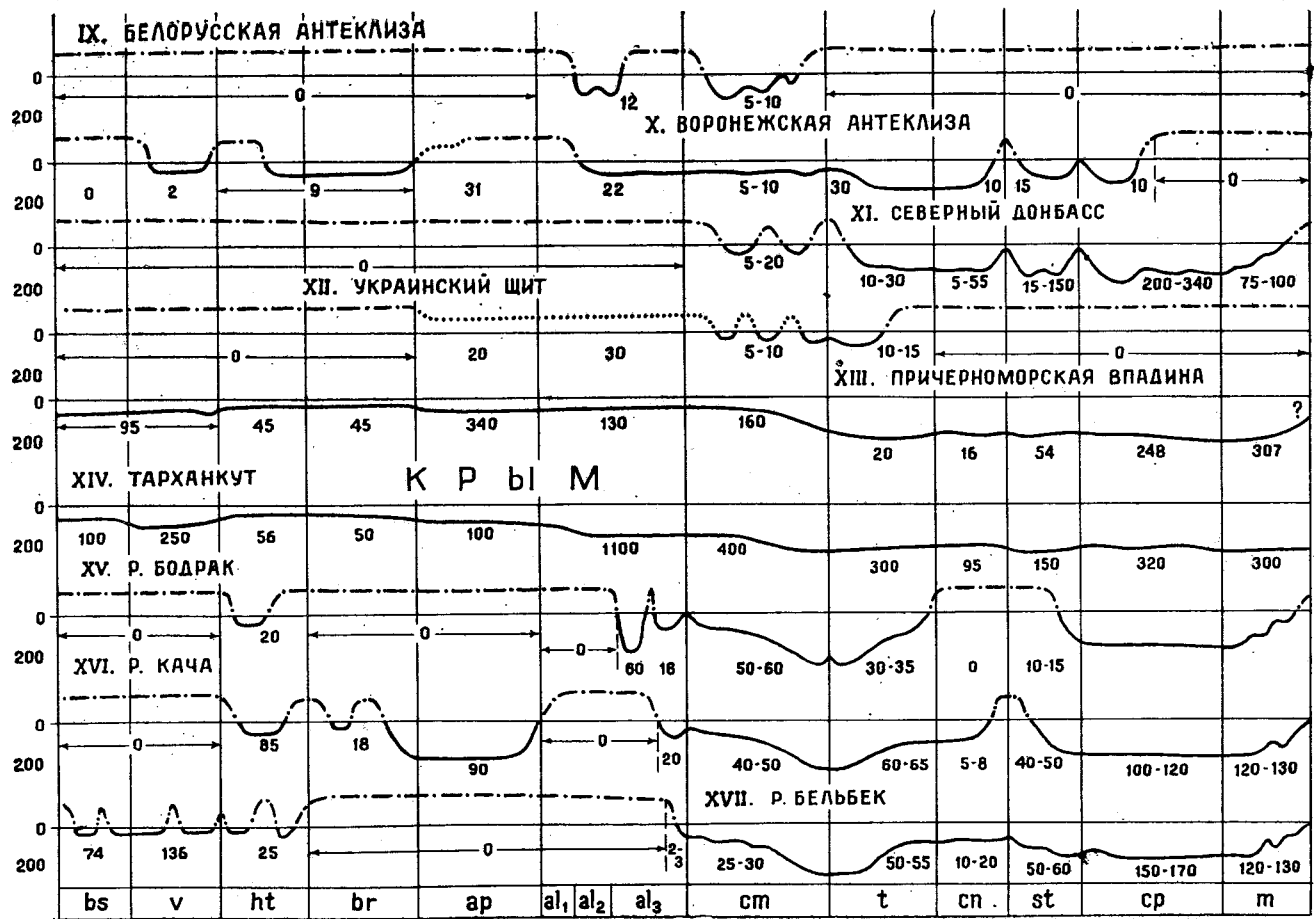


Рис. 2. Графики меловых трансгрессий и регрессий Восточно-Европейской платформы (продолжение) и Крыма. Платформа: IX — Белорусская антеклиза (Минск), X — Воронежская антеклиза, южный склон (для K<sub>1</sub> — Яковлево, для K<sub>2</sub> — Сапрыкино, Дубенка), XI — Северный Донбасс (южный склон Днепровско-Донецкой впадины, Северский Донец), XII — Украинский щит (район Житомира), XIII — Причерноморская впадина (Новоалексеевка); Степной Крым: XIV — Тарханкут; Горный Крым: XV — р. Бодрак (Прохладное, Трудовобовка), XVI — р. Кача, XVII — р. Бельбек. Усл. обозначения см. на рис. 1

трансгрессии приурочено к позднему альбу (рис. 2, XV—XVII), а для ряда участков платформы (рис. 1, VI, VII; рис. 2, XI) — к еще более позднему времени — к сеноману.

Позднемеловой этап развития палеогеографии Восточно-Европейской платформы и Крыма представляется нам в целом как плавная эвстатическая трансгрессия, сменившаяся в середине маастрихтского века быстрой эвстатической регрессией (все графики), что хорошо укладывается в существующие схемы [10, с. 12; 11, рис. 2 и 3; 35, fig. 5; 36, fig. 4; 52, fig. 11; 57, fig. 11].

Общая трансгрессия на различных участках платформы прерывалась относительно кратковременными регрессиями, вызывавшимися либо эпейрогенезом, либо обмелением моря в результате засыпания его осадками. Именно обмелением, вероятно, можно объяснить то обстоятельство, что на значительной части платформы рубеж сеноман—турон характеризуется в общем регрессивным состоянием (рис. 1, III, IV; рис. 2, IX—XII), тогда как на юго-западе платформы и в Крыму, наоборот, в это время отмечалось углубление моря (рис. 1, VIII; рис. 2, XV—XVII). Но некоторые регрессии, приводившие к возникновению прослеживаемых на больших пространствах перерывов в разрезах, возможно, были эвстатической природы. К подобным регрессиям мы относим регрессии в коньяке и сантоне на платформе и в Крыму, на рубеже сантона и кампана на платформе.

Глубины морских бассейнов Восточно-Европейской платформы и Крыма все еще являются предметом дискуссии. Для  $K_1$  реконструируются небольшие глубины, не свыше 50—100 м, редко больше (И. Г. Сазонова); для  $K_2$  предполагаются глубины, в целом несколько большие — порядка 50—150 м, во время накопления карбонатных осадков кампана — нижнего маастрихта — около 200 м, но в позднем сеномане — раннем туроне Горного Крыма, возможно, глубины были несколько большими (Д. П. Найдин). Большие глубины (по сравнению с предшествующими и последующими) для раннего турона юго-западной периферии платформы допускают С. И. Пастернак и В. И. Гаврилишин [15]; по Ю. Н. Сеньковскому [20], глубины моря здесь составляли 600—700 м и более.

### III

Для Средней Азии (рис. 3), как и для Восточно-Европейской платформы и Крыма, графики  $K_1$  и  $K_2$  существенно различны (рис. 4 и 5).

Вторжение моря началось на юго-западе: в западную часть Таджикской депрессии (XIII) море проникло в валанжине, в восточную (XV) — в конце апта, на Северный Памир (XVI) — в позднем альбе, а далее на север (в северные пределы Зеравшано-Гиссарской горной области) и на северо-восток (Фергана) — в позднем сеномане.

В пределах Тянь-Шаня, Ферганы, Алая и Северного Памира выделяется несколько позднемеловых трансгрессий, в основном приходивших с юго-запада через Алайский пролив: скачкообразная сеноман-туронская, незначительная коньякская и плавная кампанская (рис. 3, 4); трансгрессии разделялись фазами регрессий, во время которых накапливались пресноводные и лагунные осадки. При продвижении сеноманского моря на восток или северо-восток лагунные фации были пионерными: они соответствовали началу трансгрессий (рис. 4, IV, VI—VIII). Морские воды в Приташкентский район проникли, видимо, с запада.

Мы предполагаем, что, как и на Восточно-Европейской платформе, в Средней Азии под воздействием эвстазии развивались, во-первых, общая трансгрессия позднего мела и, во-вторых, финальная регрессия в конце позднемеловой эпохи.

Особого внимания заслуживает туронский этап развития трансгрессии, ибо данные по Средней Азии удивительным образом согласуются с материалами по западу США и Западной Европе [35, 36, 40], Нигерии и Бразилии [49]. Во всех перечисленных регионах, как и в Средней Азии, максимум трансгрессии приходится на ранний турон, а поздний турон — регрессивная фаза. Напомним, что и в Горном

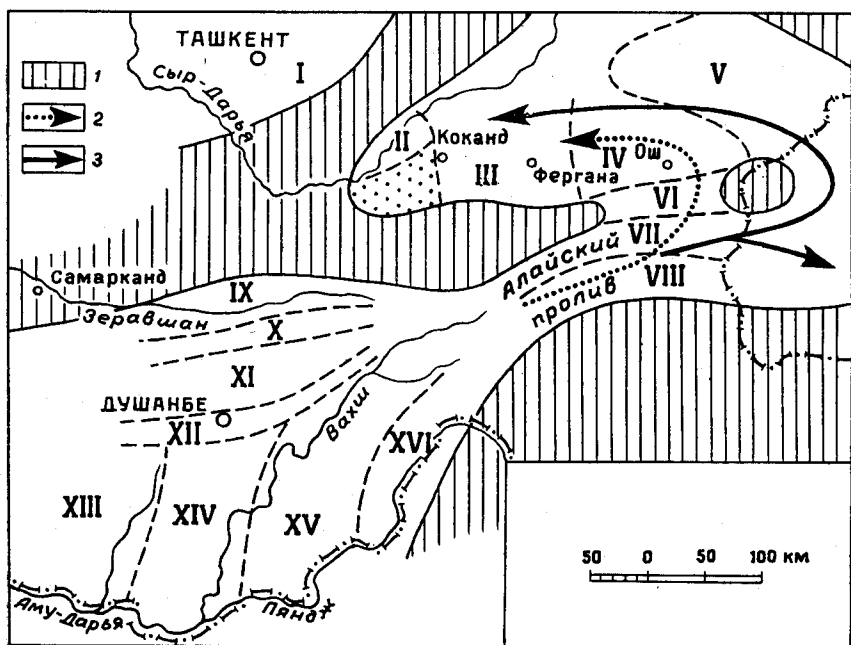


Рис. 3. Участки Средней Азии, для которых составлены графики меловых трансгрессий и регрессий (рис. 4 и 5): 1 — суша, очертания которой изменялись на протяжении мелового периода; 2 — главное направление сеноманской и туронской трансгрессии; 3 — главное направление кампанской трансгрессии

Крыму, и на юго-западе Восточно-Европейской платформы к концу сеномана — раннему турону приурочены наибольшие глубины бассейнов.

Несомненно, на рубеже сеноман—турон происходили изменения уровня моря глобального масштаба. Однако при дальнейшем исследовании событий этого рубежа необходимо учитывать два обстоятельства. Первое: на значительных площадях Восточно-Европейской платформы рубеж сеноман—турон отнюдь не представляется трансгрессивным этапом (см. ранее), на юго-востоке платформы (рис. 1, V, VI) и в ряде регионов мира (например, в Юго-Восточной Африке) [31, 43] из разрезов выпадают верхний сеноман и турон. Второе: надежная синхронизация явлений (событий) при глобальных реконструкциях всегда представляет проблему, и особенно сложная она для рассматриваемого интервала вследствие различий в существующих стратиграфических схемах расчленения сеноманского и туронского ярусов.

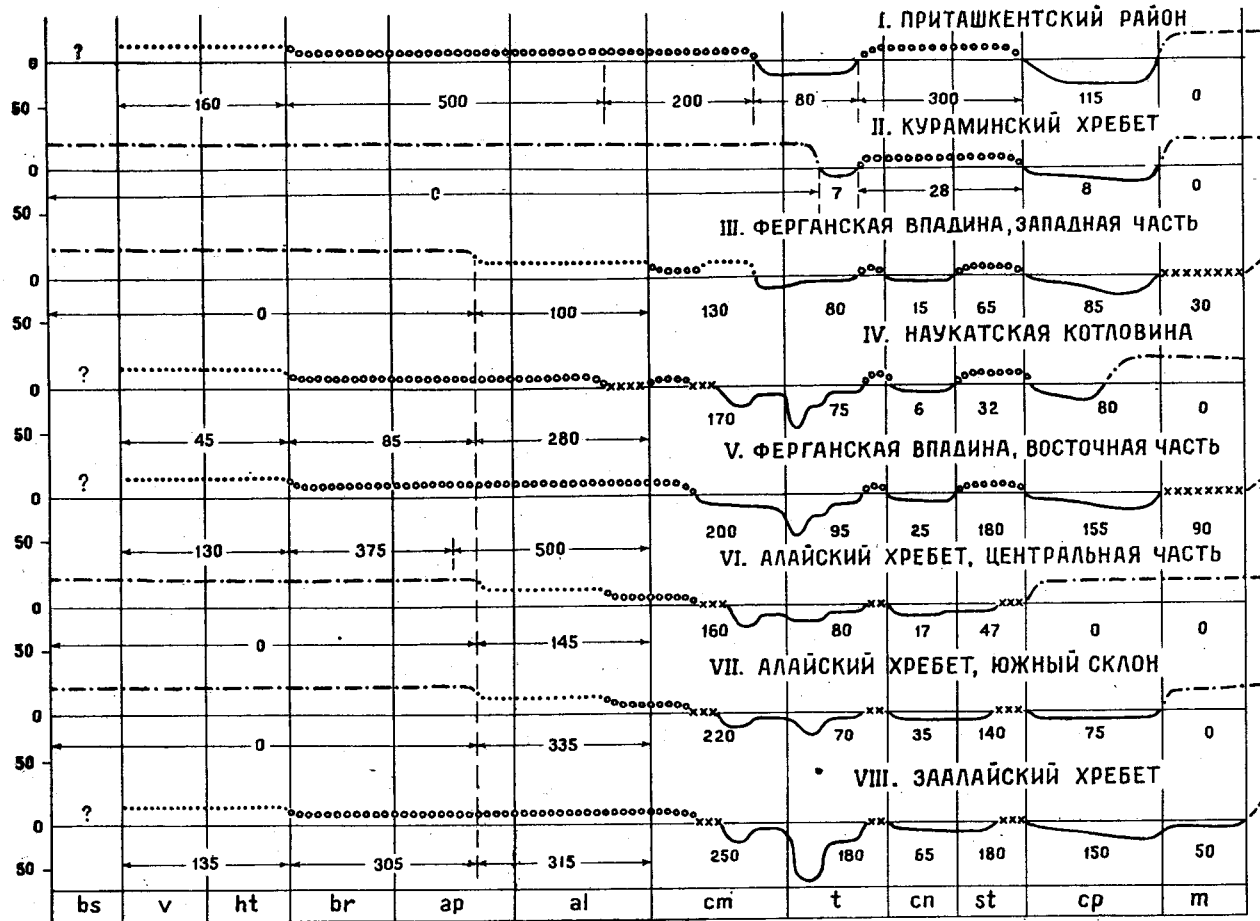


Рис. 4. Графики меловых трансгрессий и регрессий Средней Азии. Тянь-Шань и Ферганская котловина: I — Приташкентский район, II — Кураминский хребет, юго-восточные предгорья, III — Западная Фергана (между речью Исфайрам — Сох), IV — Наукат, V — Восточная Фергана; Алай: VI — Алайский хребет, центральная часть, VII — Алайский хребет, южные склоны; Северный Памир: VIII — Заалайский хребет. Усл. обозначения см. на рис. 1

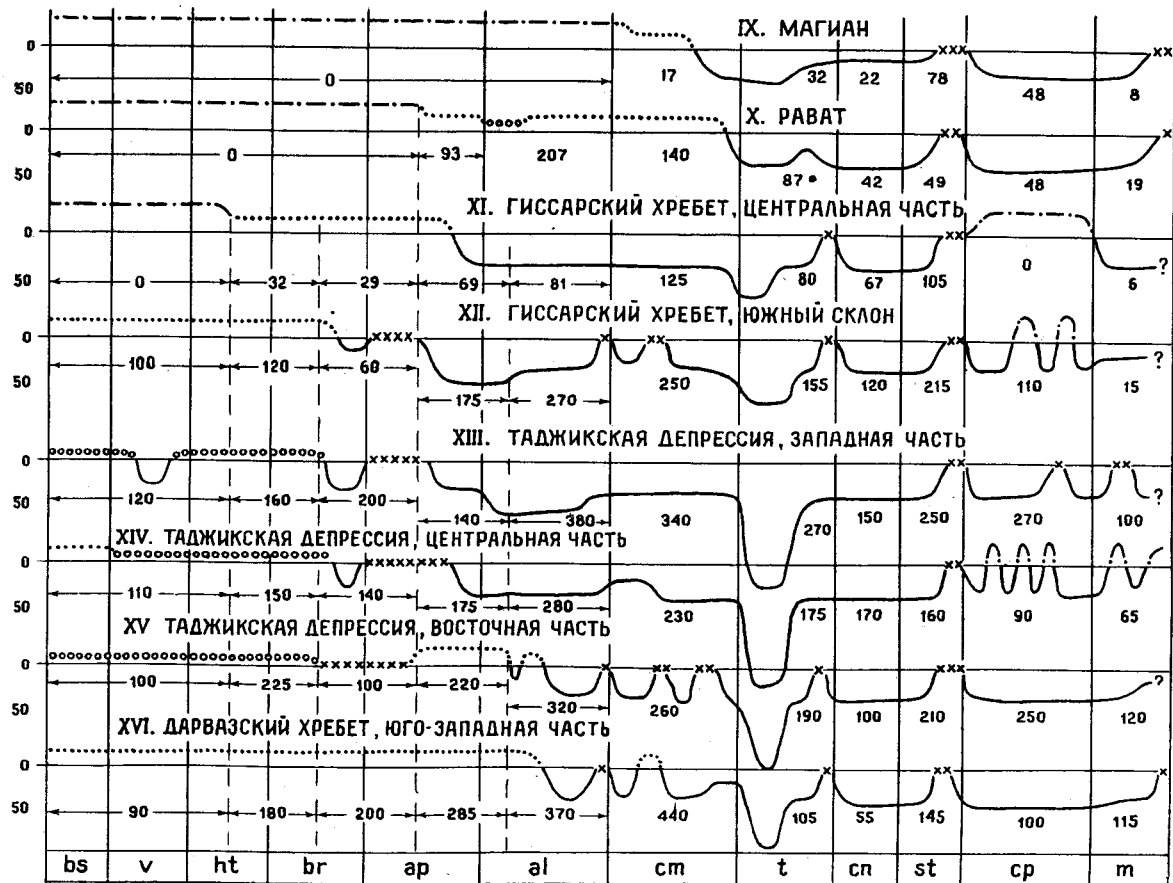


Рис. 5. Графики меловых трансгрессий и регрессий Средней Азии (продолжение). Зеравшано-Гиссарская горная область: IX — Зеравшан (Магиан, магианский тип), X — Рават, XI — Гиссарский хребет, центральная часть, XII — Гиссарский хребет, южные склоны; Таджикская депрессия: XIII — западная часть (гаурдакский тип), XIV — центральная часть (бабатагский тип), XV — восточная часть (больджуанский тип); Северный Памир: Юго-Западный Дарваз (хозрештинский и обиноуский типы). Усл. обозначения см. на рис. 1



Регрессия конца позднего мела в Таджикской депрессии, на Северном Памире, в Зеравшано-Гиссарской горной области, как и на Восточно-Европейской платформе, и в Крыму, и во многих других регионах мира, приурочена к концу маастрихта, но на севере — в отрогах Кураминского хребта, Алае и Фергане — она началась раньше (рис. 5), что, очевидно, связано с действием местных причин. Отметим, что и на платформе и ее обрамлении локальные факторы местами искажали ход эвстатических трансгрессий и регрессий. В частности, вопреки прослеживаемой на огромных пространствах (и поэтому несомненно эвстатической по происхождению) регрессии в конце маастрихта, на Мугоджарах (верховья р. Орь) и на восточных склонах Урала (верховья рек Тобол и Аят) отложения верхнего маастрихта местами лежат трансгрессивно на палеозойских и даже докембрийских.

Морские бассейны Средней Азии были очень мелководными. В пределах Тянь-Шаня, Северного Памира, Алая и Ферганы, а также в других районах, были широко развиты карбонатные отложения. Это прежде всего рудистовые фации (глубины моря 20—25 м), сменяющиеся во времени устричными банками (около 10 м) или поселениями свободного бентоса (10—15 м). Более глубоководные осадки (преимущественно глины, глубины порядка 50 м) были характерны для раннего турона. В возникавших иногда лагунах накапливались преимущественно гипсы и глины. В Таджикской депрессии и Зеравшано-Гиссарской горной области глубины были также незначительными, причем и здесь, как и в северных районах, для раннего турона предполагаются максимальные глубины (возможно, более 200 м).

Аллювиальные равнины в отличие от равнин Восточно-Европейской платформы характеризовались накоплением более грубых отложений: конгломератов, гравелитов, песчаников.

Весьма своеобразны опресненные бассейны, существовавшие на протяжении длительных отрезков времени (рис. 4, 5). Это крупные водоемы-озера, в которых накапливались относительно грубые осадки и обитали пресноводные двустворчатые моллюски типа *Trigonioides*. Временами (баррем—апт, рис. 4, IV, V, VIII) в бассейнах, приближавшихся по своему характеру к лагунам, отлагались тонкозернистые осадки.

#### IV

Представленные графики мы рассматриваем лишь как первую попытку расшифровки сложной картины меловых трансгрессий и регрессий.

Стратиграфическая полнота разрезов меловых толщ очень изменчива. Поэтому графики следует составлять по конкретным разрезам. Причем наибольшего внимания заслуживают поднятия и окраины впадин, для которых графики контрастны, но не осевые зоны впадин, где графики сглаженные (рис. 1, VIII; рис. 2, XIII, XIV). Для получения детальных представлений о ходе трансгрессий и регрессий необходимо большое число (во много раз больше, чем представлено здесь) подобных графиков. Только тогда можно надеяться уверенно отделить местные события от глобальных, отличить эпейрогенез от эвстазии.

При подготовке графиков возник ряд вопросов, на которые мы пока либо не можем ответить совсем, либо получаем предварительные ответы. Вот некоторые из этих вопросов.

1. Как оценивать масштаб трансгрессий и регрессий: по их продолжительности, охватываемой ими площади, по глубине моря? Можно ли выработать количественную шкалу трансгрессий и регрессий и в каких величинах ее выражать? Д. Ханкок и Э. Кауффман [35, 36] при определении величины трансгрессий и регрессий основное внимание уделяют глубинам бассейнов, тогда как мы и ряд других авторов [32, 47, 52] полагаем, что трансгрессии прежде всего следует оценивать площадью моря. Так, на Восточно-Европейской платформе наиболее обширные площади были заняты относительно неглубоким морем с сеномана до начала кампана (рис. 6); затем в кампане — раннем маастрихте морские акватории сократились, но глубины бассейна несколько возросли (Д. П. Найдин). Наибольшие глубины для мелового

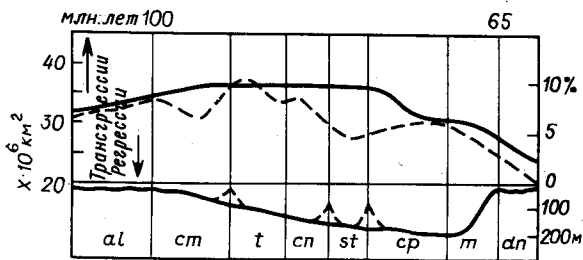


Рис. 6. Соотношение между площадью, занятой ныне отложениями ярусов верхнего мела на Восточно-Европейской платформе (верхняя сплошная кривая; масштаб справа в % от общей площади платформы; подсчет произведен по картам «Атласа литолого-палеогеографических карт СССР» [3] и предполагаемым глубинам поздне меловых бассейнов (нижняя кривая). Для сравне-

ния даны площади континентов, залитые морем в меловом периоде (верхняя пунктирная линия; масштаб слева в млн. км<sup>2</sup>, по В. Слитеру [52, фиг. 11]). al — альб, сеноман, t — турон, cp — коньяк, st — сантон, cp — кампан, m — маастрихт, dn — данный

периода на юго-западе Восточно-Европейской платформы, в Крыму и Средней Азии реконструируются для раннего турона. Во многих регионах мира (например, для северо-запада Африки [57, fig. 11]) турон (в особенности ранний) также определяется как наиболее глубоководный. Значит ли это, что была наибольшая трансгрессия?

Соотношение между площадью и глубиной, очевидно, представляет первостепенный интерес. Заметим, что необходимы специальные исследования по реконструкции глубин мелководных эпиконтинентальных водоемов.

2. Каковы темп и продолжительность развития трансгрессий и регрессий? Существуют различные представления об относительной продолжительности тех и других. Еще Э. Зюсс [55] полагал, что трансгрессии развиваются длительно, а уход моря (он не применял термин «регрессия») происходит быстро. Эти представления разделяли многие последующие исследователи. Но уже Г. Штилле [54] отметил, что отступление моря может быть как относительно быстрым (орогенные регрессии), так и длительным (анорогенные регрессии).

Д. В. Наливкин считает, что трансгрессии развиваются не длительно, эволюционно, а весьма быстро: «Трансгрессии создаются крупными, необычайными катастрофическими явлениями — ураганами и бурями» [14, с. 385]. Геологически мгновенно, по Д. Смитсу [53], развивались как трансгрессия, так и регрессия поздней перми в Англии.

Вопрос о темпе и продолжительности трансгрессий и регрессий сливается с другим вопросом: а как определять эти параметры? Идеальные результаты, как нам представляется, получили Д. Гилл и В. Коббан [32] для поздне меловых трансгрессий и регрессий Запада США

(штаты Монтана, Вайоминг, Северная и Южная Дакота). Основываясь на детальном зональном расчленении отложений верхнего мела, подкрепленном детальными датировками абсолютного возраста, они проследили перемещение береговой линии с конца сантона до раннего маастрихта: регрессия Телеграф-Крик продолжалась около 5 млн. лет при темпе перемещения берега 50 миль/1 млн лет; последовавшая затем трансгрессия Клагетт была непродолжительна (1,5 млн. лет), ее темп 95 миль/1 млн лет; регрессия Юдифь развивалась в течение 3 млн. лет, причем берег отступал со скоростью 60 миль/1 млн лет; трансгрессия Беарпау длительностью около 3,5 млн. лет и с темпом 70 миль/1 млн лет; наконец регрессия Фокс-Хиллс, развивавшаяся на протяжении примерно 3 млн. лет, вначале была медленной (35 миль за 1 млн лет), а затем весьма быстрой (более 500 миль за 1 млн лет). Этот пример, а также пример, приведенный на с. 39, показывают, что и продолжительность, и темп трансгрессий и регрессий могут быть различными, что, очевидно, связано с изменением во времени и пространстве действия комплекса местных факторов (эпейрогенез, рельеф, осадконакопление).

Отметим, что Э. Зюсс, различно оценивая продолжительность трансгрессий и регрессий, имел в виду их эвстатическое происхождение. Его вывод о большей продолжительности эвстатической трансгрессии по сравнению с эвстатической регрессией подтверждается общим ходом развития альб-поздне меловой трансгрессии (рис. 6).

В этой связи интересны подсчеты темпа изменения уровня Мирового океана с альба до конца поздне меловой эпохи, произведенные Д. Ханкоком и Э. Кауффманом [36]: в альбе — раннем туроне происходило поднятие уровня с темпом 27 м/1 млн лет; в туроне — понижении с темпом 95 м/1 млн лет; затем с конца турона до середины маастрихта — повышение уровня, темп которого последовательно менялся — 90 м/1 млн лет, 46 м/1 млн лет, 10,5 м/1 млн лет; наконец, в позднем маастрихте — быстрое падение уровня с темпом 170 м/1 млн лет. Таким образом, эвстатические понижения уровня Мирового океана проходили быстрее эвстатических повышений его уровня.

Но А. Халлам [33] полагает, что выделяемые им многократные эвстатические колебания уровня Мирового океана в течение юрского периода в основном развивались по следующей схеме: быстрое поднятие уровня (трансгрессия) — относительно продолжительная фаза постоянного уровня — быстрое падение уровня (регрессия).

Как видно, пока еще нет ясного ответа на поставленный в данном пункте вопрос. По-видимому, его решение в значительной мере зависит от определения природы трансгрессий и регрессий (см. п. 5).

Вопрос о продолжительности трансгрессий и регрессий имеет важный практический аспект при определении границ свит. Распространено представление о скольжении границ свит, что объясняется длительностью развития трансгрессий и регрессий. Но Ю. В. Брадучан, И. И. Нестеров и Г. С. Ясевич [5] отрицают подобное скольжение границ мезозойских свит Западной Сибири, так как, по их мнению, крупные трансгрессии и регрессии развивались здесь быстро, скачкообразно.

3. Как трансгрессии и регрессии отражаются на вещественном составе пород? Сложившиеся у нас шаблонные представления о «регрессивных» и «трансгрессивных» фациях требуют уточнений. С литологической характеристикой связано и выявление соотношения мощностей трансгрессивных и регрессивных серий. По нашим наблюдениям на Восточно-Европейской платформе, наибольшие мощности формируются

во время трансгрессий. В частности, мощности сохранившихся на платформе трансгрессий осадков среднего и верхнего альба составляют немногим меньше 40% всего известного объема нижнемеловой толщи платформы. В то же время в Тянь-Шане, Алае и Ферганском бассейне максимальные мощности (до нескольких сотен метров) свойственны отложениям аллювиальных равнин и крупных пресноводных бассейнов (рис. 4, I, V).

С трансгрессивно-регрессивными циклами, как это давно известно, связаны различные полезные ископаемые. Ограничимся только одним примером. А. Л. Яншин [26] отметил, что укоролившееся представление о приуроченности фосфоритов к основанию трансгрессивных толщ неверно: фосфориты во многих случаях встречаются и в регрессивных сериях. На Восточно-Европейской платформе желваковые фосфориты юры и мела действительно часто приурочены к основанию трансгрессивных серий. Но, как показал В. И. Фоминский [25], некоторые типы фосфоритов сеномана связаны с регрессивными частями разреза отложений этого яруса. В Средней Азии желваки фосфоритов встречаются только в основании трансгрессивных толщ.

4. Каково отношение организмов к трансгрессиям и регрессиям? Это очень интересный и сложный вопрос.

У пелагических организмов в общем плане, очевидно, существует их связь с трансгрессивными и регрессивными стадиями развития поверхности земного лика, намеченная А. Фишером и М. Артуром [30]: пелагическая биота максимально разнообразна и многочисленна при эвстатическом повышении уровня океана, когда океаническая циркуляция становится вялой, широтный и вертикальный температурные градиенты незначительны, а биопродуктивность максимальна в появляющихся в результате трансгрессий эпиконтинентальных морях (политаксонная фаза развития биоты, к которой относится, в частности, поздний мел); при понижении уровня океана, когда возрастают широтный и вертикальный температурные градиенты, разнообразие пелагической биоты в общем сокращается, но расцвета достигают немногие группы планктона и биопродуктивность отдельных участков океана очень велика (олиготаксонная фаза, современные океаны).

Имеющиеся данные по планктонным формам в целом укладываются в эту схему [34]. Однако несомненно картина много сложнее, ибо важны не только таксономическое разнообразие и биопродуктивность в целом для отдельных трансгрессий и регрессий, но и приуроченность максимумов и минимумов разнообразия и количественных показателей к определенным фазам трансгрессий и регрессий, связь с этими фазами появления и угасания отдельных таксонов, миграции организмов, возникновение эндемичных групп и т. д. и т. п.

Г. Н. Титова [23], развивая представления А. В. Фурсенко, выделяет несколько этапов в развитии поздне меловых фораминифер эпиконтинентальных бассейнов, отвечающих циклам седиментации: появление новых форм связывается с завершающими фазами трансгрессии; к началу следующей регрессии происходит полное или частичное вымирание многих прежних видов и развитие форм, появившихся в предшествующую трансгрессию.

Еще сложнее связь Metazoa с изменением соотношения суши и моря.

Р. Скотт [51] установил резкое снижение видового разнообразия моллюсков во время максимума раннемеловой трансгрессии на Западе США. Э. Кауффман [39] наметил тесную связь между темпом эволюции отдельных групп моллюсков (иноцерамы, устрицы, скафиты, баку-

литы) и трансгрессивно-регрессивными циклами поздне меловых морей Запада США: темп эволюции существенно замедлялся в трансгрессивные фазы и резко возрастал во время регрессий (причем для альб-сеноманского тринхорнского цикла продолжительность трансгрессий 20—22 млн. лет, а регрессий — 1 млн лет, тогда как для коньяк-маастрихтского ниобрарского цикла соотношение обратное: трансгрессии непродолжительны — 4 млн. лет, а регрессии развивались медленно — более 15 млн. лет). Судя по данным Э. Кауффмана [40 и многие другие его работы], усиление видообразования и периоды адаптивной радиации поздне меловых моллюсков (главным образом двустворчатых) приурочены к регрессиям и особенно к их началу и завершению.

По А. Халламу [33], колебания уровня Мирового океана различно отражались на юрских аммонитах и двустворках. Стенотопные аммониты были чувствительны даже к незначительным колебаниям уровня, поэтому при регрессиях вымирали многие группы. Эвриотопные двустворчатые моллюски в большей степени были приспособлены к изменению условий среды при колебаниях уровня и переживали регрессии; лишь очень крупные и длительные регрессии (например, в позднем титоне) сказывались и на двустворках. Как у аммонитов, так и у двустворчатых моллюсков степень провинциализма увеличивалась при регрессиях, наоборот, во время высокого стояния уровня Мирового океана их эволюционная радиация и миграционные возможности возрастали.

Данные по Средней Азии в целом свидетельствуют о возрастании степени эндемизма поздне меловых моллюсков в регрессивные фазы и о более широком их распространении во время трансгрессий. В частности, наибольшего расцвета и разнообразия в Средней Азии аммониты достигли во время туронской трансгрессии, когда, по-видимому, связи с Мировым океаном были наиболее широкими [4]. Однако поведение отдельных групп могло и не укладываться в общую схему (например, раннетуронская трансгрессия способствовала расселению аммонитов, но комплексы брюхоногих были обеднены) [9].

Данные по позднему мелу Средней Азии показывают следующую картину развития некоторых бентосных форм. Поселения разнообразных рудистов были характерны для этапов стабилизации морских условий (начало позднего сеномана, ранний сантон, поздний кампан и местами маастрихт). Устричные банки отвечали главным образом кратковременным моментам обмеления бассейнов на общем фоне развивающейся трансгрессии (конец позднего сеномана, отчасти турон), местами — начальным стадиям трансгрессии (кампан). Господство малоподвижных зарывавшихся или бисусно прикреплявшихся двустворок, в основном собирателей пленки детрита с поверхности грунта, составляет отличительную часть этапа максимального углубления бассейна (ранний турон). Сообщества с преобладанием более активных животных, среди которых было много хищников, были свойственны коньякскому веку и отчасти позднему турону.

Знание всех особенностей отношения организмов к трансгрессиям и регрессиям и их фазам, естественно, прежде всего имеет огромное значение при стратиграфических корреляциях, особенно глобального масштаба. Но и палеобиогеографические реконструкции невозможны без этого знания, что недавно было показано на примере меловых бассейнов Средней Азии [8, 9].

Значение данных изучения трансгрессий и регрессий как для стратиграфии и палеогеографии, так и для установления общих закономерностей осадочного процесса, позволяющих сопоставлять строение

осадочных толщ различных систем фанерозоя, показал С. В. Тихомиров [24].

5. Вообще что такое трансгрессии и регрессии? Каково палеогеографическое выражение тех и других? Обычно считают, что трансгрессии — это наступление моря, следовательно, расширение морских акваторий, а регрессии — отступление моря, т. е. сокращение морских акваторий. Но, по нашим наблюдениям, на Восточно-Европейской платформе регрессии далеко не всегда означали сокращение собственно морской седиментации, а вызывались появлением в пределах моря непрерывно расширявшихся, менявших свои очертания островов-отмелей, возникновение которых связано либо с локальными тектоническими поднятиями, либо с обмелением в результате заполнения данного участка бассейна осадками. Подобные условия, по-видимому, возникали на рубеже баррема и апта, в конце сеномана — начале турона. В Средней Азии, как правило, регрессии также не сопровождались изменением контуров морей.

С. В. Тихомиров [24, с. 21] совершенно справедливо отмечает, что «при рассмотрении осадочных образований начала и конца этапов осадконакопления» следует говорить «не о трансгрессивных и регрессивных комплексах, а об осадочных комплексах времени расширения и сокращения площади осадконакопления, не о трансгрессиях и регрессиях, а о расширении и сокращении площади осадконакопления».

Таким образом, необходимо различать две категории понятий: трансгрессии и регрессии, с одной стороны, и наступление и отступление моря — с другой. При этом должна быть учтена и третья «пара» понятий: углубление и обмеление моря (см. п. 1).

6. Следующий крайне важный вопрос: каковы критерии различий глобальных и местных трансгрессий и регрессий?

По А. Л. Яншину, глобальных трансгрессий и регрессий в прошлом не было; трансгрессии и регрессии всегда были одновременными и вызывались «не эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана, а собственными вертикальными движениями крупных блоков коры материков» [27, с. 38].

Ю. А. Елецкий [37, 38] в целом отрицает существование меловых эвстатических трансгрессий и регрессий. По его мнению, лишь регрессия в конце маастрихта была эвстатической и, возможно, такой же природы была регрессия в конце сантона — начале кампана.

Эвстазия, конечно, всегда искажалась эпейрогенезом [10—12]. Однако, как и многие другие авторы, мы полагаем, что эвстатический эффект можно отделить от эпейрогенеза.

Эвстатическая природа трансгрессий и регрессий может быть установлена прослеживанием их на возможно больших площадях как стабильных структур типа древних платформ, так и в пределах более тектонически подвижных областей. Н. М. Страхов отмечал, что эпейрограммы для платформ наиболее полно регистрируют во времени смену трансгрессий и регрессий. Платформы «были главными областями, где развивались периодические расширения и сокращения ареалов осадконакопления» [22, с. 74]. Данные по Средней Азии свидетельствуют о том, что не только древние платформы являются регистраторами трансгрессий и регрессий.

Степень достоверности выводов о глобальных изменениях уровня Мирового океана определяется надежностью стратиграфических корреляций. При этом, как и Т. Мацумото [44], мы считаем, что не всегда должна быть полная синхронность регрессий и трансгрессий и особенно их максимумов на различных участках. Поэтому предлагаемая

М. Купером [28] последовательность 13, а возможно 14 относительно кратковременных эвстатических меловых трансгрессий нам представляется некоторым упрощением действительности. Подобное замечание можно высказать относительно неоднократных эвстатических юрских трансгрессий А. Халлама [33].

7. Наконец, самая, вероятно, трудная проблема: каковы причины и силы, вызывающие эвстатические колебания уровня Мирового океана?

Имеющиеся к настоящему времени материалы говорят в основном в пользу тектоноэвстазии — колебаний уровней вследствие изменения емкости и конфигурации океанских котловин, но механизм явления различные авторы объясняют по-разному; более скромная роль отводится изменению объема воды (в частности, гляциоэвстазия ни у кого не вызывает сомнений) [6, 10—12, 21, 29, 50].

Однако не исключено, что эффект действия возможного возрастания массы воды преуменьшен. Напомним, что еще 25 лет назад Р. Ревелл [48] высказал предположение о значительном приращении объема воды в конце мезозоя. Идеи о существенном увеличении объема океаносферы в мезозое высказывали и другие авторы [17, 42].

Н.-А. Морнер [45] развивает представления о геоидальной эвстазии, обусловленной изменением формы геоида в результате взаимодействия тяготения и вращения Земли. В гипотезе Морнера привлекает внимание попытка объяснения «аномальных» трансгрессий — крупных трансгрессий, охватывающих один регион, но не подлежащих в других регионах (иными словами, признается существование синхронных, но разнонаправленных эвстатических изменений уровня океана) [45, 50].

Таким образом, выявление причин и сил, вызывавших эвстатические колебания уровня, связано с познанием кардинальных сторон развития Земли.

Приведенный краткий (и далеко не полный) обзор вопросов, возникающих при изучении трансгрессий и регрессий, свидетельствует о большой сложности явления. Наш опыт анализа этого явления показывает, что прежде всего должны быть разработаны методы его изучения.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Архангельский А. Д.— В кн.: Мат-лы для геологии России, т. 25. Спб., 1912.
2. Архангельский А. Д. Обзор геол. строения Европейской России. Средняя Россия. Пг., 1922.
3. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Т. 3. М., 1968.
4. Бобкова Н. Н., Луппов Н. П.— В кн.: Междунар. геол. конгр. XXII сес. Докл. сов. геол. М., 1964.
5. Брадучан Ю. В., Нестеров И. И., Ясович Г. С.— Тр. Зап.-Сиб. н.-и. геологоразвед. нефт. ин-та. 1976, вып. 111.
6. Васильковский Н. П.— Океанология, 1973, т. 13, вып. 6.
7. Джалилов М. Р. Стратиграфия верхнемеловых отложений Таджикской депрессии. Душанбе, 1971.
8. Джалилов М. Р.— В кн.: Среда и жизнь в геол. прошлом. Новосибирск, 1977.
9. Джалилов М. Р., Хакимов Ф. Х., Гольтман Э. В.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 9.
10. Найдин Д. П.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1971, т. 46, вып. 3.
11. Найдин Д. П.— В кн.: Комплексные исследования природы океана, вып. 3. М., 1972.
12. Найдин Д. П.— Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., 1976, № 2.
13. Найдин Д. П., Копаевич Л. Ф. Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, т. 52, вып. 5.
14. Наливкин Д. В. Ураганы, бури и смерчи. Л., 1969.
15. Пастернак С. И., Гаврилишин В. И.— Палеонтол. сб., 1979, № 16.
16. Пояркова З. Н. Стратиграфия меловых отложений Юж. Киргизии. Фрунзе, 1969.
17. Резанов И. А.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1978, № 8.
18. Решения межведомственного стратиграфического совещания по мезозою Средней Азии (Самарканд, 1971). Л., 1977.
19. Сазонова И. Г., Сазонов Н. Т.— Тр. ВНИГНИ, 1967, вып. 62.
20. Сеньковский Ю. Н.— Геол. журнал, 1979, № 6 (Киев).
21. Сокохтин О. Г.— В кн.: Пробл. палеогеологии. М., 1976.
22. Страхов Н. М.—

Изв. АН СССР. Сер. геол., 1949, № 6. 23. Титова Г. Н.— В кн.: Геол. и техн. геологоразвед. работ в Ростов. обл. Ростов-на-Дону, 1975. 24. Тихомиров С. В.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1972, № 3. 25. Фоминский В. И.— В кн.: Рудоносность осадочн. пород. М., 1973. 26. Яншин А. Л.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1964, т. 29, вып. 5. 27. Яншин А. Л.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1973, т. 48, вып. 2. 28. Соопер М. R.— *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 1977, vol. 22, N 1. 29. Donovan D. T., Jones E. J. W.— *J. Geol. Soc.*, 1979, vol. 136, pt. 2. 30. Fischer A. G., Arthur M. A.— *Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spec. Publ.*, 1977, N 25. 31. Förster R.— *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 1975, vol. 17, N 4. 32. Gill J. R., Cobban W. A.— *U. S. Geol. Survey Prof. Paper*, 776, 1973, p. 1—37. 33. Hallam A.— *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 1978, vol. 23, N 1/2. 34. Haq Bilal Ul.— *Mar. Geol.*, 1973, vol. 15, N 2. 35. Hancock J. M.— *Geol. Ass. Canada Spec. Paper*, 1975, N 13. 36. Hancock J. M., Kauffman E. G.— *J. Geol. Soc.*, 1979, vol. 136, pt. 2. 37. Jeletzky J. A.— *Palaeontol. Soc. Japan, Spec. Paper*, 1977, N 21. 38. Jeletzky J. A.— *Geol. Surv. Canada, Pap.* 77—18, 1978. 39. Kauffman E. G.— In: *Proc. N. Amer. Paleontol. Conv.*, Chicago, 1969, Part F. Lawrence, 1970. 40. Kauffman E. G.— In: A. Hallam (ed.). *Atlas of Palaeobiogeography*. Elsevier, Amsterdam, 1973. 41. Kauffman E. G.— *Mount. Geologist*, 1977, N 14. 42. Kennedy W. Q., Bowden P.— *J. Earth Sciences, Leeds*, 1970, 8, pt. 1. 43. Kennedy W. J., Klinger H.— *J. Geol. Soc.*, 1971, 127, pt. 2. 44. Matsumoto T.— *Palaeontol. Soc. Japan Spec. Paper*, 1977, N 21. 45. Mörner N.-A.— *J. Geol.*, 1976, vol. 84, N 2. 46. Obradovich J. D., Cobban W. A.— *Geol. Ass. Canada Spec. Paper*, 1975, N 13. 47. Ramsbottom W. H. C.— *J. Geol. Soc.*, 1979, 136, pt. 2. 48. Revelle R.— *J. Marine Research*, 1955, vol. 14, N 4. 49. Reyment R. A., Bengtson P., Tait E. A.— *An. Acad. bras. Ciec.*, 1976, 48 (Suplemento). 50. Reyment R. A., Mörner N.-A.— *Palaeontol. Soc. Japan Spec. Paper*, 1977, N 21. 51. Scott R. W.— *Lethaia*, 1975, vol. 8, N 3. 52. Sliter W. V.— *Init. Rep. Deep Sea Drill. Project*, 36, 1977. 53. Smith D. B.— *J. Geol. Soc.*, 1979, 136, pt. 2. 54. Stille H. *Grundfragen der vergleichenden Tektonik*. Borntraeger, Berlin, 1924. 55. Suess E. *Das Antlitz de Erde*. Bd 2. Prag—Wien—Leipzig, 1888. 56. Van Hinte J. E.— *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geologists*, 1976, vol. 60, N 4. 57. Wiedmann J., Butt A., Einsele G.— *Geol. Rundschau*, 1978, vol. 67, Hf. 2.

Поступила  
12.02.80