О СКОРОСТИ НАКОПЛЕНИЯ СОВРЕМЕННЫХ МОРСКИХ ОСАДКОВ

В. Н. САКС

Составляющие верхнюю часть земной коры осадочные породы в подавляющем большинстве отложились на дне моря. Это — общеизвестный факт. Древними морскими осадками являются и образовавшиеся на протяжении 80—100 млн лет силурийские и кембрийские известняки, глины и песчаники в окрестностях Ленинграда, суммарная мощность которых не превосходит 500 м, и достигающие мощности более 16 км юрские глинистые сланцы, песчаники и известняки Кавказского хребта, время накопления которых не должно было превышать 25 млн лет. Чтобы восстановить условия накопления древних морских осадков, естественно нужно обратиться за аналогиями к современным морским отложениям.

В этом направлении научная мысль стала работать уже давно. Русские учёные А. Д. Архангельский, Я. В. Самойлов, Н. М. Страхов выдвинули и разработали проблему сравнительной литологии, т. е. сравнения древних и современных морских отложений. К настоящему времени по пути выяснения закономерностей осадкообразования на дне морей и океанов, в связи с вопросом о происхождении осадочных пород и приуроченных к ним полезных ископаемых, сделано уже очень много. Достаточно напомнить прекрасные работы А. Д. Архангельского и Н. М. Страхова по Чёрному морю, труды А. В. Пустовалова и В. П. Батурина по петрографии осадочных пород, последние исследования Н. М. Страхова, наконец, только что вышедшую книгу М. В. Кленовой по геологии моря.

Однако и сейчас ещё зачастую делаются серьёзные ошибки, вытекающие из недоучёта данных по современным условиям осадкообразования. Так, нередко, особенно в зарубежных работах, прибрежные отложения, под названием терригенных, противопоставляются отложениям открытого океана, якобы не имеющим терригенного происхождения.

При всех таких построениях совершенно в стороне оставляется факт значительного выноса терригенного материала с суши в открытое море. Над исследователями всё ещё довлеет представление о том, что сносимые реками с материков в море массы терригенных частиц полностью осаждаются в устьях рек, слагая речные дельты и частью перемещаясь вдоль побережий под действием волн и течений. Это верно лишь для более крупных частиц, которые могут находиться во взвешенном состоянии только при большой скорости движения воды (для мелкого песка нужны скорости порядка 10 см/сек.) и которые быстро опускаются на дно (скорость осаждения мелкого песка в морской воде около 1 см/сек.). Частицы с диаметром в 1—2 микрона и менее осаждаются в море в ничтожными скоростями (100 м в 2 с лишним года) и поэтому могут разноситься на огромные расстояния, практически по всем океанам.

Предположение о том, что при поступлении речных вод в море благодаря встрече с электролитами происходят полная коагуляция коллоидов и их осаждение, не подтвердилось. Исследования Б. А. Скопинцева [9] показали, что в случае присутствия в речной воде большого количества органических соединений коагуляция коллоидов при встрече с морскими водами может вовсе не происходить. Даже если коагуляция имеет место, часть коллоидных частиц избегает коагуляции и выносится в открытое море. Общеизвестный факт исчезновения мутности в морской воде в непосредственной близости к устьям рек объясняется, по данным Б. А. Скопинцева, не столько коагуляцией и осаждением взвешенных частиц, сколько разбавлением речной воды морской в 100 и более раз.

Мы знаем, что коагуляция коллоидов при встрече речных вод с морскими обусловлена тем, что мелкие взвешенные частицы, находясь ещё в пресных, слабо минерализованных водах, привлекают к себе ионы из водного раствора и таким образом получают электрический заряд. Будучи заряжены однозначно, частицы отталкиваются друг от друга, что препятствует их соединению в более крупные агрегаты. Попав в морскую воду и сталкиваясь с многочисленными несущими противоположный заряд ионами, содержащимися в ней, частицы захватывают последние и нейтрализуются. Это способствует их соединению в большие по диаметру агрегаты, которые сравнительно быстро оседают на дно. Указанный процесс проходит очень быстро при солёности воды даже 1‰ (средняя солёность океанических вод 35‰), если взвешенных частиц много (более 100 мг/л), но он вовсе не будет иметь места при обилии в воде растворённого органического вещества (окисляемость более 10 мг O_2/л). Кроме того, ему препятствует низкая температура воды, что́ является причиной более широкого развития терригенных осадков в холодноводных морях по сравнению с морями тепловодными, где основная масса выносимого реками терригенного материала оседает в их устьях (исключением являются реки, несущие много органических соединений).

Опыты Б. А. Скопинцева подтвердили то, что по существу было известно и раньше [2]. Мельчайшие взвешенные частицы разносятся по всем океанским просторам и чрезвычайно медленно оседают на дно. Об этом как нельзя более убедительно говорит факт известной мутности всякой морской воды. Зная, что содержание взвешенных частиц в 1 л океанической воды составляет в Атлантическом океане 0.37 мг/л, а в Индийском 0.04 мг/л, мы получим цифры порядка 200—1850 г взвешенных частиц на столб воды 5 км высотою и 1 м² в сечении. Отсюда — естественный вывод о том, что всюду на дне океанов и морей идёт накопление терригенного материала. Исключением являются лишь участки, где движение придонных слоёв воды достаточно быстро, чтобы мелкие частицы выносились со дна и где вместо процесса осадкообразования будет итти уже обратный процесс размыва. Даже в районах, где накопляются органогенные осадки, очевидно, происходит осаждение и терригенного материала, но преобладающее количественно вещество органического происхождения разбавляет последний.

Перейдём теперь к вопросу, весьма важному с точки зрения восстановления условий образования древних морских осадков, к вопросу о том, как быстро происходит накопление современных морских отложений. Ещё очень недавно на этот вопрос мы бы не сумели почти ничего ответить. В Тихом океане в пробах глубоководных глин оказались зубы вымерших третичных акул, что, как будто, указывает на фактическое отсутствие осадконакопления здесь в течение последних шестисот тысяч — миллиона лет (продолжительность четвертичного периода). С другой стороны, на дне Атлантического океана телеграфный кабель за 10 лет покрылся слоем глубоководного глобигеринового ила в 2.5 см толщиной. Если принять эту цифру, то окажется, что за четвертичный период на дне Атлантического океана отложилась толща, мощностью до 1 км (с учётом последующей потери насыщающей осадок воды). Вероятно, в первом случае мы имеем либо местные размывы, обусловившие вскрытие третичных отложений, либо действительно очень медленное накопление осадков, которое сочеталось ещё с захватом драгой материала, лежавшего на некоторой глубине от поверхности. Во втором случае, очевидно, имело место погружение кабеля в находившийся сначала под ним мягкий ил.

К настоящему времени по вопросу о скорости современного осадкообразования в морях накопился большой и уже достаточно объективный материал. Благодаря исследованиям А. Д. Архангельского и Н. М. Страхова [1] для Чёрного моря существуют уже карты, на которых показаны скорости отложения осадков (фиг. 1). Наличие сероводородного заражения в Чёрном море и вследствие этого отсутствие

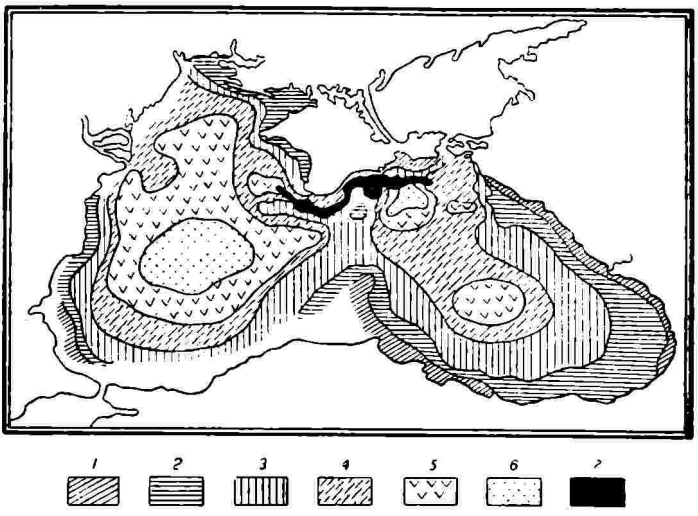
донных животных на глубинах более 200 м обусловили сохранение сезонной микрослоистости в глубоководных осадках. Летом откладывается терригенный материал, выносимый реками в половодье; осенью происходит массовая гибель планктонных организмов и осаждается органическое вещество; зимой развиваются в сероводородной зоне бактериальные процессы и осаждается углекислый кальций. Образующиеся микрослои имеют очень небольшую мощность — в слое осадка в 1 см насчитывается от 30 до 100 годичных серий.

На дне большинства других морей ничего подобного нет — живущие на дне животные массами поедают ил, перемешивают его и полностью уничтожают следы сезонного изменения условий осадкообразования. Так, голотурия пропускает через себя до 7 кг ила в год, что составляет слой осадка в 3 мм на площади 1 м^2.

В Чёрном же море благодаря микрослоистости удалось подсчитать, что современные условия (в первую очередь солёность) установились около 5000 лет назад. Осадки бывшего до этого более опреснённого древнечерноморского бассейна заметно отличаются от современных (по составу и по фауне), что позволило на реальной основе определить мощность отложений, образовавшихся после установления ныне существующих условий. А. Д. Архангельский и Н. М. Страхов указывают, что вблизи гористых побережий Кавказа, Малой Азии и Балканского полуострова откладывается более 40 см осадка в тысячелетие, тогда как на удалённых от берега участках моря, куда не заходят течения, скорость осадконакопления составляет всего 1.2—4 см в тысячелетие. Значительно быстрее идёт отложение осадков в районах, где проходят течения, приносящие материал с побережий. Так, между Крымом и Малой Азией скорости отложения равны 11—38 см/1000 лет. Если считать, что последующее уплотнение осадка при удалении содержащейся в порах воды уменьшит мощности на 30—50%, то скорость образования осадочных пород на дне современного Чёрного моря будет колебаться в пределах от 0.6—3 см и до 20—30 см в тысячелетие.

Исследования М. В. Кленовой [7] в Каспийском море показали, что в северной части этого моря скорости отложения осадков составляют около 1 мм в год, т. е. около 30 см сухого ила в тысячелетие. При этом М. В. Кленова основывалась на нахождении в осадках на определённых глубинах от поверхности прослоев ракушняка, сопоставляемых ею с понижениями уровня Каспийского моря, известными в историческое время (по Л. С. Бергу). В дельте Волги, по Б. А. Аполлову, откладывается ежегодно 0.5—7 см осадка. С. В. Бруевич [3], исходя из абсолютных величин поступающих в Каспийское море карбонатов и их процентного содержания в осадках, вычислил средние скорости осадконакопления. В Южной части моря в пределах глубоководной впадины и на её восточном склоне в 1000 лет откладывается слой сухого известкового ила 10—12 см мощностью, в северной части моря слой 16—18 см. В заливе Кайдак скорости отложения лишённого влаги осадка достигают предельно 84 см в тысячелетие, составляя в среднем около 40 см/1000 лет. Эти данные для южной части моря дополняются подсчётом годовых слоёв, произведённым А. Ф. Носовым. Оказалось, что на западном склоне южно-каспийской впадины откладывается в 1000 лет до 30 см сухого ила, на дне впадины до 15—20 см, на восточном склоне порядка 10 см.

По наблюдениям В. П. Зенковича [5], в Аральском море вблизи дельт Аму-дарьи и Сыр-дарьи в год образуется слой ила толщиной 0.5—2.5 см. Эта величина ещё не даёт истинной скорости накопления осадка, так как при сильных штормах происходят размывы, при которых может быть удалён слой, отложившийся за несколько лет. Вдали от дельт крупных рек, по В. П. Зенковичу, накопляется 1.5—2 мм ила в год, в центральной же части моря, куда не заходят течения, отлагаются известковые илы со скоростью 0.1—0.2 мм/год (10 см в 1000 лет). С. В. Бруевич [3] определяет по годовым слоям скорость накопления твёрдого материала в за-



Фиг. 1. Скорости накопления современных осадков в Чёрном море в сантиметрах безводного вещества в 1000 лет (по А. Д. Архангельскому и Н. М. Страхову).

1 — более 24 см; *2*—12—24 см; *3*—7—12 см; *4*—2.5—7 см; *5*—1—2.5 см; *6* — менее 1 см; *7* — современные осадки отсутствуют.

падной части Аральского моря в 18 см в 1000 лет.

Критерий для установления скорости осадкообразования в Баренцовом море даёт изменение современных осадков в глубину. По М. В. Кленовой [7], коричневые и зеленовато-серые, преимущественно песчанистые илы, отлагающиеся сейчас в Баренцовом море, зачастую в колонках подстилаются серой глиной, лишённой органического вещества и образовавшейся в эпоху, когда на берегах моря были ледники (по М. А. Лавровой, 11—12 тыс. лет назад). Отсюда можно вывести скорости отложения современных илов в южной части Баренцова моря порядка 2.2—4 см в тысячелетие, а в северной 0.8—1.1 см. Если ввести ещё поправку на потерю влажности, то окажется, что сухое вещество в Баренцовом море откладывается с ничтожной скоростью (от 0.3 до 1.5 см в 1000 лет).

Для северной части Карского моря М. М. Ермолаевым и Л. М. Курбатовым скорости осадкообразования определялись по содержанию радия. Этот метод, впервые применённый советскими учёными в 1936 г., основывается на том, что радий, попадая в осадок из морской воды, постепенно распадается, соответственно чему его содержание вниз по колонке падает (через 10 000 лет остаётся 2% первоначального содержания радия). Исходя из сказанного, Л. М. Курбатов и В. А. Егоров [8] установили, что марганцовые конкреции, лежащие сейчас на дне Карского моря, образовывались в течение 5300—5500 лет. Л. М. Курбатов и М. М. Ермолаев в 1937 г. нашли, что скорость накопления осадков в глубоководных впадинах северной части Карского моря составляет 20 см в 1000 лет. В своей последней работе М. М. Ермолаев [4] ввёл поправку на миграции радия внутри осадка, после чего получил скорость годового прироста осадка 0.061 ± 0.004 мм/год (6 см в тысячелетие или, с поправкой на потерю воды, около 2 см/1000 лет).

Ввиду быстрого убывания содержания радия со временем, этот метод применим для подсчёта возраста лишь наиболее молодых осадков, отложившихся за отрезок времени не свыше 10 000 лет. Для более древних слоёв нужна чрезвычайно высокая точность определения радия, пока недостижимая. Однако здесь приходит на помощь то обстоятельство, что радий в осадок попадает не только непосредственно, но и за счёт распада других радиоактивных элементов. Уран и торий, распадающиеся очень медленно, дают в осадках практически постоянное, не меняющееся со временем количество радия как продукта своего распада. Значительно быстрее распадается ионий, изотоп тория, являющийся сам продуктом распада урана. Полупериод распада радия — 1690 лет, иония — 82 250 лет, тогда как для урана-238 он равен 4.5 млрд лет. Отсюда, по убыванию содержания радия, образую-

щегося из иония, можно определить скорости отложения на протяжении по крайней мере 300 000 лет.

В Гренландском море и Ледовитом океане отмечается смена в глубину колонок коричневого ила серым, причём одновременно исчезают фораминиферы, довольно многочисленные в современном осадке [6]. Мощность верхнего слоя — от 2 до 20 см и более. Можно предположить, что изменение осадков связано с переходом от ледниковой эпохи с более низкими температурами воды, благоприятствующими растворению известковых скорлупок фораминифер, к современным условиям. В таком случае скорость отложения сухого вещества в Ледовитом океане будет менее 0.1 см в 1000 лет, тогда как вблизи Шпицбергена и в Гренландском море она превосходит уже 0.5 см в 1000 лет.

Имеются и для зарубежных морей некоторые сведения о скорости накопления осадков в отдельных полузамкнутых водоёмах, установленные на основании подсчёта годовых слоёв. Так, в фиорде Драмменс (Норвегия) откладывается в 1000 лет 27—31 см безводного вещества, в заливе Клайд (Шотландия) 80—100 см в 1000 лет, в Калифорнийском заливе 19 см в 1000 лет, вблизи Молуккских островов, судя по сносу обломочного материала, 28 см в 1000 лет [3].

В Атлантическом океане, в его экваториальной части, по данным В. Шотта [12], в колонках глубоководных илов на некоторой глубине от поверхности устанавливается смена современных теплолюбивых фораминифер более холодолюбивыми. Считая, что это указывает на переход к отложениям ледниковой эпохи и что этот переход осуществился 20 000 лет назад, удалось вычислить средние скорости накопления глубоководной глины (0.86 см в 1000 лет), глобигеринового ила (1.2 см в 1000 лет) и существенно терригенного синего ила (1.78 см в 1000 лет). Если ввести поправку на потерю воды, мы получим величины соответственно 0.29, 0.4 и 0.59 см в 1000 лет. В южной части Индийского океана скорости осадкообразования, определённые тем же методом, оказались несколько меньше: 0.59 см для глобигеринового ила и 0.54 см для диатомового ила, а с поправкой на потерю воды 0.2 и 0.18 см.

В Индийском же океане глобигериновый ил местами перекрывает глубоководную глину. Естественно предположить, что последняя образовалась в ледниковую эпоху, когда температура воды была ниже и известковые скорлупки глобигерин могли растворяться (слабо растворимый углекислый кальций в холодной воде, которая может содержать больше углекислого газа, соединяясь с последним, переходит в лучше растворимый двууглекислый кальций). Отсюда можно определить скорость отложения современного глобигеринового ила в 0.4—0.8 см в 1000 лет (0.13—0.27 см сухого вещества).

В северной части Атлантического океана между Ньюфаундлендом и Ирландией в колонках, собранных К. Пигготом, тоже устанавливается изменение на некоторой глубине видового состава и размеров фораминифер. Фораминиферы становятся более холодолюбивыми, размеры их уменьшаются, одновременно в осадке появляются песчаные частицы и даже гальки, принесённые, очевидно, плавающими льдами. Считая, что здесь, поблизости от центра четвертичного оледенения продолжительность послеледниковой эпохи равна 12 000 лет, скорость накопления глобигеринового ила определяется в 1.5—10 см в тысячелетие (с поправкой на потерю воды 0.5—3 см). Скорость накопления терригенного синего ила у подножия Ньюфаундлендской банки оказалась порядка 30—50 см в тысячелетие. Эти цифры получили подтверждение в определениях содержания радия, причём подсчитано, что колонки длиной 2.8 м отложились в отрезок времени до 72 500 лет и в своей нижней части отвечают межледниковой эпохе, следовавшей за максимальным (днепровским на Русской равнине) оледенением.

Определения радия наряду со сменой теплолюбивых и холодолюбивых комплексов фораминифер позволили К. Пигготу и В. Урри [11] установить, что во впадинах Карибского моря глобигериновые илы откладываются

значительно медленнее (0.5—1 см в 1000 лет). Колонка 190 см длиной достигла отложившихся около 300 000 лет назад осадков межледниковой эпохи, предшествовавшей максимальному оледенению, т. е. лихвинско-днепровской по принятой в Европейской части СССР схеме.

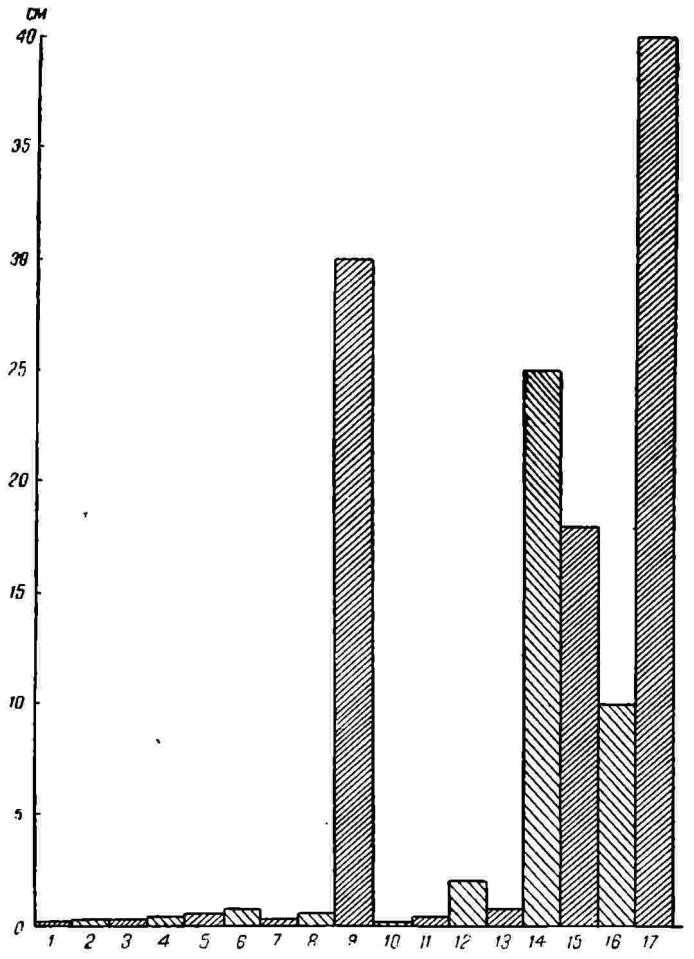
Необходимо подчеркнуть, что радиоактивный метод определения скорости осадкообразования был применён за рубежом, главным образом в Америке, значительно позднее, чем в СССР. Работы Л. М. Курбатова, В. А. Егорова и М. М. Ермолаева, опубликованные в 1936—1937 гг., могли стать известными иностранцам, хотя последние в своих статьях на них и не ссылаются. Таким образом, приоритет нашей советской науки в применении этого нового и несомненно очень перспективного метода установления возраста новейших осадков не может оспариваться.

В. Б. Шостакович [10], ознакомившись с фотографиями колонок из северной Атлантики, нашёл в глобигериновых илах годичные пары слоёв толщиной от 20 до 264 мм. По мнению В. Б. Шостаковича, колебания толщины годовых слоёв подчиняются определённой периодичности, связанной с колебаниями климата, которые в свою очередь обусловлены периодическими изменениями солнечной радиации. Однако те слои, которые действительно замечаются в колонках глобигеринового ила из Атлантического океана, нельзя считать годовыми, иначе мы получим совершенно фантастические скорости накопления океанических осадков — в среднем 66—90 мм в год или 66—90 км за миллион лет, т. е. за четвертичный период. Если вспомнить мощности годовых серий черноморских глубоководных осадков, подсчитанные А. Д. Архангельским и Н. М. Страховым (0.1—0.3 мм), невероятность заключения В. Б. Шостаковича будет очевидна. Отмеченные им слои, конечно, отражают изменения условий осадкообразования, но не в различные сезоны года, а на протяжении тысячелетий.

В Тихом океане скорость отложения преобладающих здесь глубоководных глин является минимальной. По подсчётам В. Урри и К. Пиггота, основанным на определениях радия, к западу от Калифорнии глубоководные глины осаждаются со скоростью 0.25—0.6 см в 1000 лет (с поправкой на потерю воды это составит 0.1—0.2 см в 1000 лет). Возраст колонки 246 см длиной оказывается равным 650 000—800 000 лет, т. е. равен или почти равен продолжительности четвертичного периода.

Об очень медленном осадкообразовании в Тихом океане говорит и чрезвычайно высокое, в десятки раз превосходящее нормальное, содержание радия в верхнем слое глубоководных осадков. Так, в глубоководных глинах среднее содержание радия у поверхности дна $8.7 \cdot 10^{-12}$ г на 1 г осадка, а максимальное $52.6 \cdot 10^{-12}$ г, в радиоляриевых илах среднее $14.1 \cdot 10^{-12}$ г, максимальное $50.3 \cdot 10^{-12}$ г. Это может объясняться только непосредственным осаждением радия из морской воды химическим или биохимическим путём (в частности, радий присутствует в кремнистых скелетах радиолярий). Основным условием обогащения радием является малый привнос терригенного материала, всегда бедного радием (содержание радия в горных породах $0.5—1.6 \cdot 10^{-12}$ г на 1 г). В то же время при чрезмерно медленном накоплении осадков, например доли миллиметра в тысячелетие, содержание радия в силу его быстрого распада даже в верхнем сантиметре не может быть очень высоким. Таким образом, обогащение радием глубоководных осадков Тихого океана является свидетелем их хотя и медленного, но всё же заметного темпа образования. Если бы на дне океана действительно повсюду лежали зубы третичных акул, не могло бы быть и сильно повышенного содержания радия в осадках.

Заканчивая на этом разбор фактических данных о скорости накопления осадков в морях и океанах, следует подчеркнуть, что все или почти все приведённые выше данные (фиг. 2) являются сугубо приближёнными. При сборе проб морских осадков трубками происходит некоторое нарушение первоначальных мощностей, притом, как показали опыты, неравномерное в различных частях взятых колонок. Опре-



Фиг. 2. Относительные скорости накопления морских осадков (в сантиметрах безводного вещества в 1000 лет).

1 — Тихий океан — глубоководная глина; *2* — Индийский океан — диатомовый ил; *3* — Индийский океан — глобигериновый ил; *4* — Атлантический океан — глубоководная глина; *5* — Атлантический океан, экваториальная часть — глобигериновый ил; *6* — Атлантический океан, экваториальная часть — терригенный ил; *7* — Карибское море — глобигериновый ил; *8* — Атлантический океан, северная часть — глобигериновый ил; *9* — Атлантический океан, северная часть, у подножия материкового склона — терригенный ил; *10* — Ледовитый океан — терригенный ил; *11* — Баренцово море — терригенный ил; *12* — Карское море — терригенный ил; *13* — Чёрное море, центральная часть — известковый ил; *14* — Чёрное море, вблизи гористых побережий — серая глина; *15* — Аральское море — известковый ил; *16* — Каспийское море, южная часть — известковый ил; *17* — Каспийское море, северная часть — терригенный ил.

деление скоростей осадкообразования в океанах по содержанию радия делалось зарубежными исследователями без химического анализа осадков, следовательно, без учёта возможности миграции радия внутри осадков, определяемой химизмом отдельных слоёв. Между тем, как показали упомянутые выше работы М. М. Ермолаева над осадками Карского моря, этот момент имеет первостепенное значение. Игнорируя его, К. Пиггот и В. Урри [11] пришли к весьма сомнительному выводу о резком увеличении скорости осадкообразования в океанах в послеледниковую эпоху по сравнению со всеми предшествующими.

После того как мы рассмотрели имеющиеся данные о скорости накопления современных морских осадков, интересно задаться вопросом о мощностях новейших морских отложений. Ведь только при условии равномерного и непрерывного на протяжении длительного отрезка времени накопления морских осадков скорость их отложения позволит судить о скорости образования осадочных пород морского происхождения. В настоящее время применение геофизических методов исследования морского дна (в первую очередь сейсмометрии) даёт уже реальную возможность определить мощность лежащих на дне моря рыхлых, не подвергшихся последующему уплотнению отложений. Установлено, что в западной части Атлантического океана мощности рыхлых осадков колеблются в пределах от 300 м почти до 3 км [14]. При современной скорости осадкообразования накопление такой толщи (с учётом последующего уплотнения отложившегося осадка) потребует от 30 до 150 млн лет, т. е. должно было на-

чаться по крайней мере в третичном периоде, а возможно, даже в мезозое.

Вблизи побережья Англии у внешнего края материковой отмели, обращённого к Атлантическому океану, мощность рыхлых отложений достигает почти 2.5 км, причём происходит постепенное погружение кристаллического основания в сторону океана. То же самое имеет место на противоположной стороне Атлантического океана, у берегов Северной и Южной Америки. Здесь кристаллическое основание у внешнего края материковой отмели погружается на 4000—6800 м.

Совершенно иная картина наблюдается в мелководных морях. Не говоря уже о размываемых в настоящее время подводных банках, где отложение осадков вовсе не идёт (например подводные банки морей Баренцова, Карского, Балтийского, Северного), мощность осадков оказывается зачастую очень небольшой и там, где сейчас отлагаются илы. Так, в упомянутых только что морях поднятые со дна моря даже с глубин в несколько сот метров колонки грунта иногда в основании заключают элювий подстилающих коренных пород. Это говорит о ничтожной мощности современных осадков, а, следовательно, и о молодости данного водного бассейна. Действительно, мы знаем, что Балтийское море недавно было ложем ледника, что сушей была южная часть Северного моря, что на протяжении четвертичного периода сильно менялось положение береговых линий в морях, омывающих северное побережье СССР.

В таких морях, как Чёрное и Каспийское, впадины которых оформились ещё в третичном периоде, мощность новейших морских отложений должна быть значительной, измеряясь, если судить по скорости осадкообразования, сотнями метров в центральных впадинах и тысячами вблизи гористых побережий. Однако эти мощности меньше тех, с которыми приходится встречаться в древних геосинклинальных осадочных свитах, да и само распределение мощностей, достигающих максимума в окраинной зоне и убывающих к середине бассейна, как будто противоречит обычным представлениям о геосинклиналях. Между тем Чёрное море и южная часть Каспийского скорее всего принадлежат к категории современных геосинклинальных бассейнов.

Можно допустить, что это различие между современными и древними зонами накопления осадков в действительности не имеет места. В ходе геологической истории окраинные части бассейнов неоднократно выходят из-под уровня воды, и отложившиеся на них массы осадочного материала сносятся в центральные впадины. В конечном счёте именно в центральных впадинах и будут сосредоточены основные толщи осадков. Что это так, подтверждают данные по Тирренскому морю — глубоководной впадине, входящей в состав Средиземноморского бассейна. Измерения показали, что во впадине Тирренского моря, на глубинах более 3 км, мощность рыхлых осадков доходит до 2.5 км [13], хотя скорости отложения здесь в настоящее время вряд ли сильно отличаются от известных в Чёрном море.

Таковы имеющиеся данные о скоростях накопления и мощностях современных морских осадков. Конечно, при рассмотрении этих данных нельзя забывать о том, что на дне морей и даже глубоких океанов мы всюду имеем чередование участков отложения осадков и их размыва. Последнее благодаря движению водных масс происходит на подводных возвышенностях и их склонах, вызывая либо полное прекращение осадкообразования, либо вынос наиболее мелких частиц и обогащение осадка более крупным материалом. Соответственно скорость накопления осадков на возвышенностях будет меньше средней, а у их подножия за счёт сносимого с возвышенностей материала, наоборот, больше. В особенно яркой форме размыв подводных возвышенностей проявляется в мелководных морях, где может сказываться действие волн. Известно, что при наиболее сильных штормах знаки ряби на дне, а следовательно, и перемещение осадков обнаруживаются на глубинах до 185 м. Однако подводные возвышенности подвергаются размыву и на дне океанов. На гребне подводного Атлантического хребта на глубине 1280 м отлагается только песчанистый

материал со скоростью, повидимому, более чем в два раза меньшей по сравнению с илами в соседних впадинах.

Указанные выше факты необходимо учитывать, но общей картины осадкообразования они изменить не могут. Мы должны прийти к заключению, что хотя наибольшие скорости накопления осадков свойственны прибрежным участкам морей, особенно прилегающим к дельтам рек, всё же и на океанических просторах идёт достаточно энергично процесс осадкообразования. Приведённые выше цифры говорят о скорости отложения в океанах от 0.2—0.5 и до 2—5 см в 1000 лет. Вводя поправку на потерю воды и уплотнение породы, мы получим мощности от 0.6 до 15 м за миллион лет (т. е. за четвертичный период). Поскольку положение океанов не могло резко меняться за отдельные периоды и поскольку продолжительность геологических периодов в среднем составляет 25—50 млн лет, мы должны были бы иметь после выхода океанического дна на земную поверхность свиты глубоководных отложений мощностью в сотни, а если считать, что океаны оставались постоянными на протяжении целых геологических эр, то и более тысячи метров. Известно, что подобных отложений в пределах современной суши мы не знаем. Редкие исключения ввиду своей единичности и приуроченности к островам, граничащим с современными океанами (Индонезия, Вест-Индия), только подтверждают указанное правило.

Было бы неправильно и несовместимо с марксистским диалектическим методом изучения явлений природы делать отсюда вывод о постоянстве океанов с самого начала существования земной коры. Но вывод об относительном постоянстве океанов, т. е. о длительности их существования является вполне закономерным. Повидимому, современные океанические впадины в основном заложились в палеозое или даже раньше.

Сказанное требует внесения ряда существенных поправок. Прежде всего на протяжении геологических периодов сильно менялись соотношение моря и суши по площади и среднее превышение материков над уровнем моря. В настоящее время после альпийской складчатости земной шар переживает период приподнятого положения материков, период существования высоких гор и глубоких впадин, т. е. период сокращения площади водных пространств. В силу этого снос с суши несомненно идёт сейчас более энергично, чем шёл, скажем, в третичном периоде. Но усиление сноса касается в первую очередь крупнозернистого материала, отлагающегося в прибрежной зоне. К тому же мелкие взвешенные частицы, будучи выносимы реками в меньшем количестве, скорее избегнут коагуляции при переходе в море и скорее попадут на удалённые от берега участки. Поэтому на океанических просторах скорости отложения осадков, хотя и менялись в зависимости от высоты суши, но, вероятно, незначительно.

Сказывались на осадкообразовании и изменения климата. Климат четвертичного периода (и современный) несомненно холоднее климата большинства геологических периодов, соответственно ниже и температуры воды. При повышении температуры воды, с одной стороны, усилятся коагуляция мелких частиц и осаждение их в прибрежной зоне, с другой, — понизится содержание углекислоты в воде, что́ создаёт условия для выпадения известковых илов. Весьма вероятно, что глубоководные глины на протяжении многих геологических периодов и не могли отлагаться. При общей выравненности земной поверхности глубина океанов была меньше, температура воды в них была выше, существовали благоприятные условия для развития известкового планктона, который, отмирая, опускался ко дну и благодаря меньшим глубинам, не растворяясь, достигал дна. Терригенный же материал, приносимый с суши, служил лишь незначительной добавкой в органогенных осадках.

Большое значение имело для образования осадков и развитие органической жизни на суше. В периоды расцвета растительности органические соединения в больших количествах выносились реками в море, препятствуя коагуляции коллоидов и, следовательно, способствуя перемещению терригенного материала с материков в откры-

тые части океанов. С другой стороны, в периоды, когда сплошного растительного покрова на суше ещё не было (например в среднем и нижнем палеозое), значение коагуляции коллоидов в устьях рек должно было быть больше, чем в настоящее время. В этом, быть может, одна из основных причин преобладания известняков среди палеозойских морских отложений.

Указанные моменты наглядно свидетельствуют о том, что нельзя механически переносить в прошлое современные условия осадкообразования. Но в то же время был бы ошибочным и вывод о невозможности сопоставления условий образования осадков в настоящее время и в прошедшие периоды истории Земли. Только путём изучения всех закономерностей накопления современных осадков можно на реальной основе подойти к решению палеогеографических проблем. Это безусловно касается и вопроса о скорости осадкообразования, который имеет большое значение в понимании происхождения древних осадочных толщ и связанных с ними полезных ископаемых.

Литература[1]

[1] А. Д. Архангельский и Н. М. Страхов. Геологическое строение и история развития Чёрного моря. 1938. — [2] Л. С. Берг. Изв. Всесоюзн. Геогр. общ., т. 79, вып. 3, 1947. — [3] С. В. Бруевич. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., т. 13, № 1, 1949. — [4] М. М. Ермолаев. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1948. — [5] В. П. Зенкович. Бюлл. Моск. общ. испыт. прир., отд. геол., т. 22, № 4, 1947. — [6] Н. Н. Зубов. В центре Арктики. 1948. — [7] М. В. Кленова. Геология моря. 1948. — [8] Л. М. Курбатов и В. А. Егоров. Арктика, кн. 4, 1936. — [9] Б. А. Скопинцев. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., т. 10, № 4, 1946. — [10] В. Б. Шостакович. Изв. Всесоюзн. Геогр. общ., т. 73, вып. 3, 1941. — [11] C. S. Piggot a. W. D. Urry. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 53, № 8, 1942. — [12] P. D. Trask. Recent marine sediments. London, 1939. — [13] W. Weibull. Goeteborgs Vet. och Vitt. Samh. Handl., Ser. B, Bd. 5, № 4, 1947.

[1] После сдачи настоящей статьи в печать, в Трудах Института океанологии Акад. Наук СССР (т. III, 1949) была опубликована работа С. В. Бруевича, посвящённая также вопросу о скорости осадкообразования в мировом океане.