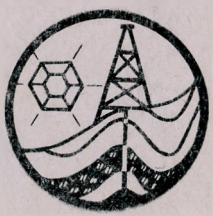
ISSN 0202—7399

ИТОГИ НАУКИ И ТЕХНИКИ

СТРАТИГРАФИЯ. ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

Том II



Москва 1981

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР
ПО НАУКЕ И ТЕХНИКЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ВСЕСОЮЗНЫЙ ИНСТИТУТ НАУЧНОЙ И ТЕХНИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

ИТОГИ НАУКИ И ТЕХНИКИ

СЕРИЯ

СТРАТИГРАФИЯ. ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

(Соответствует рубрике 38.29 Рубрикатора ГАСНТИ)

Том 11

И. Н. КРАСИЛОВА, Д. П. НАЙДИН,
Г. И. НЕМКОВ, М. А. АХМЕТЬЕВ

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ШКАЛА И ПРИНЦИПЫ ЕЕ ПОСТРОЕНИЯ. ФАНЕРОЗОЙ

Редактор
профессор Б. М. Келлер

Серия издается с 1966 г.

ВИНИТИ

МОСКВА 1981

Главный редактор информационных изданий ВИНИТИ
профессор *А. И. Михайлов*

Главный редактор серии
профессор *Р. Б. Сейфуль-Мулюков*

ПРЕДИСЛОВИЕ РЕДАКТОРА

Второй выпуск работы "Геохронологическая шкала и принципы ее построения" посвящен геохронологии фанерозоя и имеет некоторые специфические особенности. Во-первых, геохронологическая шкала фанерозоя строится на хорошо проработанной стратиграфической шкале, точность которой неизмеримо выше, чем в докембрии. Она доведена до зон, длительность которых в цифрах изотопного возраста не превышает нескольких миллионов лет, а иногда измеряется сотнями тысяч лет. Во-первых, опыт построения геохронологической шкалы фанерозоя чрезвычайно велик. Такая шкала строилась много раз как у нас в стране, так и за рубежом, и читатель в ходе дальнейшего изложения увидит важнейшие ее варианты.

Несмотря на это, рассмотрение имеющихся данных по геохронологической шкале фанерозоя показывает, что степень ее обоснованности оставляет желать лучшего.

Надежных реперных точек, обосновывающих геохронологическую шкалу фанерозоя, очень мало. Большая часть цифр радиометрического возраста, полученных U-Th-методом, относится к интрузивным массивам, не имеющим точной стратиграфической привязки. Цирконы кислых эффузивов, имеющиеся на разных отрезках стратиграфической шкалы и хорошо привязанные к стратиграфическому разрезу, по существу пока не изучались. Rb-Sr-датирование таких пород, а также черных бескарбонатных сланцев также пока не проводилось. Очевидно, для этого нужна постановка специальных исследований, в которых принимали бы участие геологи-стратиграфы и геохронологи.

Основное внимание при изучении реперных точек до сих пор уделялось главным образом глауконите, который у геологов-стратиграфов приобрел большую популярность из-за надежности его привязки к стратиграфическому разрезу. Хорошо известно, однако, что с геохронологической точки зрения глауконит малопригодный минерал и может давать не только преуменьшенные, но и преувеличенные значения возраста.

Радиометрические определения возраста по глаукониту всегда должны сопровождаться изучением его минералогических особенностей. Эту работу нужно проводить так, чтобы можно было отделять и отбраковывать измененные разности, дающие искаженные значения возраста.

Геологи нередко подчеркивали, что пока биостратиграфические исследования в фанерозое дают значительно более точные результаты, чем радиометрическое датирование пород. Точность определений возраста, основанная на палеонтологических данных, доведена в настоящее время до зон и подзон, длительность которых может оцениваться в сотни тысяч и первые миллионы лет. Точность радиометрических датировок обычно значительно меньше, причем случаев, когда возраст зон может быть установлен непосредственными определениями, очень немного. Обычно мы располагаем только такими данными, которые позволяют определить длительность формирования пород, слагающих ярус. Эта цифра делится на количество зон в ярусе. Полученный результат дает общее представление о длительности зоны. Другая методика заключается в оценке мощности зональных подразделений при условном допущении, что осадконакопление происходило равномерно и непрерывно. Доверять этим построениям можно, вероятно, лишь в том случае, когда выводы основаны на анализе относительной мощности не одного, а многих разрезов из различных структурно-фациальных зон. Только в этом случае можно принять, что относительная мощность зон адекватна длительности их формирования. Нет сомнений в том, что геохронологическая шкала фанерозоя явится крупнейшим достижением современной геологии. Однако для того, чтобы эта шкала была хорошо обоснованной, стратиграфам и геохронологам предстоит еще большая работа, и мы находимся лишь в самом начале этого нелегкого пути.

УДК 550.93:551.73

И.Н. Красилова

ГЕОХРОНОЛОГИЯ ПАЛЕОЗОЯ

Всякая геохронологическая шкала основывается на опорных точках, стратиграфическое положение которых и значение радиометрического возраста определены максимально точно. Наиболее надежный материал для получения опорных дат дают цирконы интрузивных и эффузивных пород, датированные U–Pb–методом, а также слюды, по которым возможны K–Ar– и Rb–Sr–определения. Слюды интрузивных пород в связи с меньшей измененностью более надежны, чем слюды эффузивов. Однако точность стратиграфической привязки интрузивных пород обычно невелика, что снижает геохронологическое значение дат интрузивных образований. Наиболее надежную стратиграфическую привязку имеет аутигенный глауконит, но применение этого минерала для радиометрического датирования затруднено значительной потерей глауконитами радиогенного аргона, а также содержанием в них удревняющих возраст примесей. Глауконiты, как правило, дают искаженное значение возраста, но при наличии контрольных определений возраста по другим минералам аргоновые датировки глауконитов вполне применимы. Как показали исследования Л.Ф. Фирсова (13), следует различать синседиментационные и диагенетические глауконiты.

Поскольку абсолютные ошибки при определении больших цифр возрастов всегда превышают ошибки, получаемые при установлении малых возрастов, очевидно, что оптимальная разница в возрасте между смежными опорными точками шкалы фанерозоя должна постепенно убывать от древних к более молодым системам. Так, для кембрия по радиометрическим данным можно отличать лишь отделы (нижний, средний и верхний кембрий), т.к. реально различимыми являются только те опорные точки, разность возрастов которых составляет не менее 20–30 млн. лет (20–30 млн. лет – это цифры погрешности определения дат кембрия). В более молодых системах уже можно различать ярусы, где разница возраста реперных точек должна составлять 10 млн. лет. В связи с этим резко возрастает требование к точности стратиграфической привязки точек от древних к более молодым образованиям (5).

Следует отметить, что геохронологическая изученность по-

род палеозоя незначительна и неоднородна для различных регионов. Основные радиометрические даты получены K–Ar– методом, а значений возраста, полученных U–Pb– и Pb–Sr –методами, мало. Для палеозойской группы число опорных точек, стратиграфическое положение которых определено до яруса, совсем немного. В работе Г.Д. Афанасьева и С.И. Зыкова (1) таких точек указывается 28 из 184 проб. Основное число проб имеет привязку с точностью до отдела или системы (123 пробы из 184); 33 пробы (то есть 18%) противоречат установленным рубежам палеозоя.

В настоящее время известно более 10 вариантов геохронологических шкал (табл. 1), из них геохронологическая шкала Афанасьева и Зыкова наиболее отвечает современным требованиям; она основана на значениях опорных точек, пересчитанных по константам распада, рекомендованным Международным совещанием по геохронологии, космохронологии и изотопный геологии (Париж, 1974 г.).

Обобщение геохронологических материалов мира сделано в сборке (1978), изданном к XXV Международному геологическому конгрессу 1976 в Сиднее, причем все приведенные в нем цифры пересчитаны по новым, принятым на этом конгрессе константам.

Кроме этих фундаментальных работ имеются публикации, касающиеся радиометрических определений отдельных рубежей или точек в различных регионах мира * .

В предлагаемом обзоре абсолютная продолжительность ярусов приведена по данным седиментометрического метода, разработанного П.П. Зотовым (6), в котором время вычисляется как функция скорости осадконакопления. Сущность седиментометрического метода состоит в следующем. Находятся скорости

---

*После сдачи в печать данной работы вышла в свет статья W.S. McKerrow, R. St. J. Lambert и V.E. Chamberlain (25), в которой предлагается геохронологическая шкала ордовика, силура и девона, основанная на 23 опорных точках, полученных K–Ar– методом. Авторы считают, что все даты, полученные Rb–Sr– методом по кислым вулканитам, отражают не истинный возраст экструзий, а более поздние события, то есть являются омоложенными. Этот вывод оспаривается N.H. Gale и др. (21). В геохронологической шкале W.S. McKerrow и др. для основания ордовика (тремадока) указана цифра 519 млн. лет, для основания силура – 437 млн. лет и для основания девона – 410 млн. лет.

Таблица 1

Некоторые варианты геохронологической шкалы за последние 20 лет (начало периода указано млн.лет) (в основном по Г.Д.Афанасьеву и С.И.Зыкову, 1975)

Период	Холмс	Комиссия СССР	Калп	Афанасьев и др.	Симпозиум Холмса	Харланд	Проект Международной шкалы
	1959	1960	1961	1964	1964	1964	1966
Триас	225	225	230	240	225	225	220–240
Пермь	270	270	280	285	280	270	275–295
Карбон	370	320	345	350	345	340	340–360
Девон	400	400	405	410	395	400	395–415
Силур	440	420	425	440	~ 435	430	430–450
Ордовик	500	480	500	500	~ 500	500(?)	485–515
Кембрий	600	570	600	≥570	570	600(?)	555–585

Таблица 1(окончание)

Период	Афанасьев	Геологическая служба ГДР	Ламберт	Армстронг	Армстронг (новые константы)	Афанасьев, Зыков (новые константы)	Гейл и др.
	1968	1968	1971	1974	1974	1975	1979
Триас	230	225	~240	⩾242	⩾247	235	
Пермь	285	285	280	284	289	280	
Карбон	350	350	370	360	367	345	354
Девон	410	405	~ 415	409	416	400	394
Силур	440	440	~ 445	⩾ 436	⩾ 446	435	418
Ордовик	500	500	~ 515	~ 500	~ 509	490	482
Кембрий	570	570	~ 590	~564	~ 575	570	

седиментации глин, по ним оцениваются эквивалентные скорости седиментации для других типов пород и высчитываются коэффициенты породообразования. Затем производится подсчет седиментационного времени по слоям каждого яруса. Время, суммированное последовательно по векам, эпохам и периодам, сравнивается с соответствующими данными Международной шкалы. Подсчет времени ведется до желаемой согласуемости данных, которой добиваются путем введения корректив в эквивалентные скорости. Те значения скоростей осадконакопления, при которых устанавливается соответствие между седиментационным временем и данными Международной шкалы, называются радиометризованными. Продолжительность веков юрского, палеогенового и неогенового периодов, подсчитанная таким методом, полностью совпала с данными Международной шкалы, для остальных периодов отклонение седиментационной шкалы от Международной составляет от 1 млн. (3%, триасовый период) до 8 млн. лет (12%, каменноугольный период). Достоинством седиментометрической шкалы является неравномерный шаг датирования геологических веков, но эти датировки условны, поскольку они контролируются рубежами периодов Международной шкалы и в этом смысле от нее зависимы.

КЕМБРИЙ

Кембрийская система подразделяется на 3 отдела и не имеет общепринятого ярусного деления. В СССР принято деление нижнего кембрия на алданский и ленский ярусы, среднего кембрия – на амгинский и майский. Верхний кембрий не имеет ярусного деления. В Западной Европе и Северной Америке кембрий расчленен на ряд местных фаунистических зон. В верхнем кембрии Северной Америки выделены 3 яруса – дресбачский, франконский и тремпилонский. Некоторые английские стратиграфы включают в верхний кембрий тремадокский ярус.

Наибольшее число дат из осадочных отложений кембрия в пределах СССР получено по Русской платформе (5). Это в основном K–Ar–датировки по глауконитам из глинистых и карбонатных пород или по глинам нижнего кембрия. Преобладающее число датировок для нижнекембрийских глауконитов не превышает 520–490 млн. лет (5). По данным Н.П. Семенко и др. (8) нижнекембрийские синие глины Владимир-Волынского участка имеют возраст 525 млн. лет (K–Ar–метод по

алевролиту). Максимальный возраст для синих глин балтийской серии Прибалтики равен 585 ±10 млн. лет (по $0{,}585 \cdot 10^{-10}$ год$^{-1}$ для K -захвата K^{40}) (14). Для глауконитов нижнего кембрия Украины и Белоруссии имеются цифры 609 ± ± 18 млн. (скважина 2 Сморгонь) и 562 ± 18 млн. лет (район Могилева) (5).Глаукониты основания ровенского горизонта (древнейших отложений кембрия) Русской платформы имели цифры 539, 540, 545 млн. лет (K–Ar метод) (3). К этим цифрам Комиссией по абсолютному возрасту было прибавлено 20–25 млн. лет для получения даты нижней границы кембрия. Таким образом, этот рубеж получил абсолютную цифру возраста в 570 млн. лет, хотя пока нет надежных реперных точек для обоснования этой границы.

На Сибирской платформе нижняя граница кембрия охарактеризована бо́льшими цифрами. Так, по данным Л.В.Фирсова (13) возраст синседиментационных глауконитов (K–Ar –метод) кессюсинской свиты алданского яруса реки Оленек равен 583 млн. лет, основания пестроцветной свиты алданского яруса на водоразделе рек Гонам и Алгома – 586 ±3 млн. лет, а на реке Юдоме – 588 ±1 млн. лет. Фирсов предлагает различать глаукониты синседиментационные и диагенетические. Синседиментационный глауконит отличается сине-зеленым или голубовато-зеленым цветом, непредельным содержание K_2O (6–7%, редко выше), малой способностью сорбировать воду (то есть "сохранять вес"), высокой железистостью. Диагенетические (метаморфогенные) глаукониты, появившиеся или преобразованные в процессе диагенеза осадков и дающие сильно заниженные абс. цифры, имеют травянисто-зеленый или желтовато-зеленый цвет, содержат больше K_2O , менее железисты и хорошо сорбируют воду. Как правило, обе разновидности глауконита могут находиться в одной породе.

Исходя из дат, полученных по синседиментационному глаукониту для основания кембрия Сибирской платформы, начало кембрийского периода следует относить к 585–590 млн. лет или к 580 млн. лет в новых константах ($0{,}585 \cdot 10^{-10}$ лет$^{-1}$ для K -захвата K^{40}) (4, 13).

При сравнении геохронологических шкал (см. табл.1), выявляются 2 даты, характеризующие нижнюю границу кембрия – 600 млн. (Холмс, 1959, Калп, 1961, Харланд, 1964, Спижарский, 1976) и 570 млн. лет или близкие к этим цифрам даты (Симпозиум Холмса, 1964, Афанасьев, Зыков, 1975 и др.). В материалах XXV Международного геологического конгресса нижний предел кембрия (основание томмотского яруса) оценивается в 590 млн. лет (18).

По поводу верхней границы кембрия не существует общепринятой точки зрения, и тремадокский ярус рассматривается то в составе кембрия, то в составе ордовика. Возраст верхней границы кембрия по различным геохронологическим шлакам определяется от 515 млн. (Ламберт, 1971) до 480 млн. лет (Комиссия по абсолютному возрасту, 1960). В большинстве шкал для этой границы указывается дата 500 млн. лет.

Интересные данные о продолжительности веков кембрия приведены С.И. Романовским (6). Основываясь на скорости осадконакопления и исходя из представления о длительности кембрия в 70 млн. лет (с границами 570 и 500 млн. лет), он устанавливает продолжительность алданского века в 14,4, ленского 15,6, амгинского 12,9, майского 12,1 млн. лет; 2 верхнекембрийских века (указываются туорский и шидертинский века) имеют длительность 7,4 и 7,6 млн. лет соответственно.

По данным Л.В. Фирсова (13) глауконит из устькутской свиты тремадока Сибирской платформы имеет возраст от 470 до 485 млн. лет, и в целом верхняя граница кембрия (включая тремадок) оценивается в 480 млн. лет. Близкая дата 478 млн. лет (K–Ar –метод) приведена для нижнетремадокских песчаников Мендзыгуж Польши (опорная дата) (1). Для верхнего кембрия известна дата 490 ± 9 млн. лет, определенная Rb–Sr –методом по породе в целом для риолитов Кривоклат–Рокикани (Чехословакия). Риолитовые лавы этого комплекса излились до наступления тремадокского века.

Длительность кембрийского периода по данным геохронологических шкал (см. табл.1) оценивается от 70 до 100 млн. лет. Фирсов считает, что кембрийский период длился по крайней мере 110 млн. лет. Для такого огромного отрезка времени надежных радиометрических дат очень мало. В таблице опорных точек к шкале палеозоя Афанасьева и Зыкова для кембрия указана одна опорная дата, если считать тремадокский ярус относящимся к кембрию (478 млн. лет, песчаники Мендзыгуж, Польша). По данным R.L. Armstrong (15) в файле ЭВМ к кембрию относятся 6 опорных дат в пределах 574–530 млн. лет.

J.W. Cowle и S.J. Cribb (18) данные по кембрийской системе мира свели в наглядную таблицу. На основании 40 радиометрических дат, полученных главным образом K–Ar–методом по глаукониту для кембрийских и смежных с ними отложений, они дают геохронологическую шкалу кембрийской системы (непосредственно к кембрию относится свыше 20 точек (рис.1).

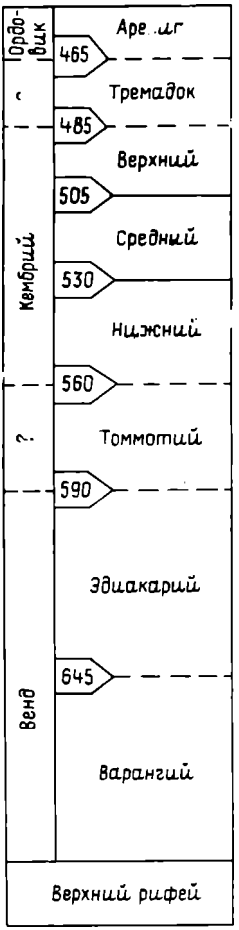


Рис.1. Геохронологическая шкала кембрия (18)

Нижняя граница эдиакария (верхнего венда) установлена в 645 млн. лет, томмотского яруса – 590 млн. лет, нижнего кембрия – 560 млн. лет, среднего кембрия – 530 млн. лет, верхнего кембрия – 505 млн. лет, тремадока – 485 млн. лет, аренига – 465 млн. лет. Авторы не уточняют стратиграфического положения томмотского яруса, помещая его между вендом и кембрием.

Таким образом, наиболее надежными и обоснованными по кембрийской системе являются следующие даты: нижняя граница кембрия – 590–580 млн. лет, верхняя граница кембрия – 480 млн. лет, граница нижнего–среднего кембрия – 530 млн. лет, граница среднего – верхнего кембрия – 505 млн. лет. Продолжительность кембрия оценивается в 100–110 млн. лет.

ОРДОВИК

Ордовик подразделяется на 3 отдела, но границы между ними еще не уточнены. Существует также представление о делении ордовика на 2 отдела. Общепринятого деления ордовика на ярусы нет. В Великобритании нижний ярус ордовика – тремадок – рассматривается некоторыми исследователями в составе верхнего кембрия, однако большинство исследователей склоняются к проведению нижней границы ордовика в основании тремадока (11). В Британском стандарте ордовик подразделяется на 15 граптолитовых зон. В СССР официально нижняя граница ордовика проводится в основании тремадока, хотя существуют и другие мнения по поводу этой границы – в середине тремадока (в основании цератопигиевых слоев) и в кровле тремадока. Верхняя граница

ордовика проводится по подошве зоны Glyptograptus persculptus (хотя принадлежность этой зоны к силуру дискуссионна).

В СССР для Северо-Европейской провинции используется стратиграфическая схема, принятая в Великобритании. Нижний отдел охватывает тремадок и арениг, средний – лланвирн, лландейло и карадок (до зоны Dicranograptus clingani включительно), верхний – верхи карадока и ашгиллий. Для Сибирской палеозоогеографической провинции разработана самостоятельная схема.

В Северной Америке ордовик подразделен на 3 отдела: канадский (ярусы гасконейд и бикментаун), чамплейнский (ярусы чези, блэк-ривер и трентон) и цинциннатский (ярусы иден, мейсвилл и ричмонд).

Радиометрически ордовикская система изучена так же мало, как и кембрийская. Как уже упоминалось, нижняя граница системы может быть установлена на уровне 480 млн. лет. По данным различных геохронологических шкал (см. табл.1) верхняя граница ордовика имеет разброс цифр от 420 млн. (Комиссия СССР, 1960) до 445-450 млн. лет (Ламберт, 1971, Проект Международной шкалы, 1966). Продолжительность ордовика по этим шкалам можно оценить от 60 до 75 млн. лет. Седиментологические данные (6) показывают, что при длительности ордовика в 60 млн. лет тремадок имеет продолжительность 8,7 млн., арениг 14,3 млн. лет, лландейльский и иевский века 10,1 млн. и 10,9 млн. лет соответственно, карадокский и ашгилльский века 7,8 млн. и 10,9 млн. лет.

Опорных точек для ордовика явно мало. Афанасьев и Зыков указывают 7 опорных дат. В файле ЭВМ Armstrong приводит для ордовика 13 опорных цифр (от 515 млн. до 420 млн. лет).

На Русской платформе ордовикские отложения значительно насыщены глауконитом, в верхней части разреза содержат и бентониты, но возраст преобладающей части глауконитов ордовика сильно омоложен в связи с его измененностью. Для нижнего ордовика Эстонии приведено 12 радиометрических дат, но лишь некоторые из них близки к истинному возрасту отложений. Наиболее надежными можно считать дату 473 ± 8 млн. лет, определенную для образца из мяэкюльского горизонта верхнего тремадока района реки Ягала, дату 493 ± 6 млн. лет из того же горизонта рудника Маарду, дату 478 ± 7 млн. лет из тех же отложений скважины Тоолсе (интервал 24,6-25 м)

Средний ордовик Русской платформы геохронологически охарактеризован менее нижнего. Известен возраст песчаников таллинского горизонта лландейло Эстонии – 465 млн. лет, ме-

табентонита кейлаского горизонта из обнажения Лиму –433 ± ±7 млн. лет, гидрослюд из известняков и горючих сланцев лландейло и Карадока различных районов Эстонии – (493–419) ± ±12 млн.лет.

Из отложений ордовика, развитого вне пределов СССР, известно несколько определений абсолютного возраста.

Из Уэльса и Уэльского Бордерленда Великобритании (20) определены 2 ордовикские даты стратиграфически строго привязанных точек. Первая из них относится к нижнему аренигу (пеплы Хенллан, 468 ±11 млн. лет), вторая – к верхнему лланвирну (пеплы Кум-Амлиу, 453 ±10 млн. лет). Обе даты определены методом треков деления по цирконам из бентонитов и туфов. Константа для U принята $7{,}00 \pm 0{,}28 \cdot 10^{-17}$ лет$^{-1}$

В типовом разрезе карадока в Шропшире (Великобритания) анализом треков деление апатита, извлеченного из бентонитов Актон–Скотт, определена дата 443 ±27 млн. лет (метод треков деления) (28, 29). Эта цифра рассматривается как минимальный возраст для позднего карадока. Бентонит из карадокского стратотипа был подвергнут термометрическому анализу на конодонты; палево-желтые и коричневые тона конодонтов свидетельствуют о том, что они подвергались воздействию температур не выше 80°, что говорит о надежности этой даты. N.H. Galeи др. (20) приводят для слоев Актон–Скотт цифру 442 ±17 млн. лет (константа распада для U $7{,}00 \pm 0{,}28 \cdot 10^{-17}$ лет$^{-1}$). Близкая дата получена по биотиту и санидину, извлеченным из бентонитов хасмопсового известняка района Киннекюле Швеции – 444 ±4 млн. лет (K–Ar–метод) (29). По граптолитам эти слои эквивалентны слоям Актон–Скотт Шропшира.

U–Pb методом по цирконам из среднеордовикского (карадокского) известняка Картерс Алабамы и Кентукки (США) получена близкая цифра 447 ±3 млн. лет (в пересчете на новые константы 440 ±5 млн. лет).

Бентониты из верхней части известняков Тирон, вскрытые скважиной в северной части Кентукки, биостратиграфически более древние, чем слои Актон–Скотт Шропшира, дали, однако, меньшую цифру – 435 ±15 млн. лет (K–Ar–метод). Имеется еще несколько дат из ордовика различных регионов. Офиолиты Ньюфаундленда дали возраст 452+12 (K–Ar–метод) и 460 ±5 (Ar^{40}–Ar^{39}–метод); постсреднеордовикские габбро Тетфорд-Майн Канады показали возраст 480 млн. лет (K–Ar–метод); интрузивы, секущие герванский комплекс Баллантри Шотландии, дали 475 млн. лет. Однако все эти комплексы пород

претерпели значительную тектоническую переработку и интерпретация этих радиометрических дат затруднена (29).

По верхнему ордовику Озерной области Великобритании получена надежная дата 421+3 млн. лет (20). Этот возраст определен для риолитов Стокдейл, залегающих внутри серии известняков Конистон. Стратиграфическое положение экструзии Стокдейл определено очень четко. По данным изучения брахиопод и трилобитов риолитовые лавы залегают на слоях Стайл-Энд и покрываются слоем . Аплетуэйт горизонта котлий ашгилльского яруса верхнего ордовика. Риолиты Стокдейл вместе с подстилающими и покрывающими их слоями располагаются внутри зоны № 2 горизонта котлий, относящегося к граптолитовой зоне D. anceps. Изохрана 421 ± 3 млн. лет определена по 16 образцам Rb–Sr– .методом по константам распада, рекомендованным Комиссией по геохронологии IUGS ($\lambda Rb^{87} = 1{,}42 \cdot 10^{-11}$ лет$^{-1}$). Образцы для определения возраста были взяты из той части риолитовых лав, которая не затронута метаморфизом, вызванным внедрением небольшого штока гранитов Шап к востоку от полосы развития риолитов. Rb–Sr –возраст гранитов Шап определен в 394 + 3 млн.лет (ранний девон). В то же время верхняя граница ордовика в хорошо изученном разрезе на Аляске (остров Эскуайбел) установлена на значительно более древнем уровне, что входит в противоречие с датированием ашгиллия цифрой 421 млн. лет. Оценку возраста этой границы дали M.A. Lanphere, M. Churkin, Jr.Eberlein (23), применяя радиометрический метод с учетом скорости накопления осадков. На острове Эскуайбел (юго-восточная часть Аляски) в свите Дескон (9 м) представлена непрерывная последовательность пограничных ордовикско-силурийских граптолитовых зон. Здесь развиты те же виды граптолитов, что и в свите Биркхилл Шотландии, где изучена классическая последовательность граптолитовых зон самых низов силура. В разрезе острова Эскуайбел развиты следующие зоны: зона Dicellograptus anceps (верхи ордовика), выше зона Glyptograptus persculptus, затем зоны Acidograptus acuminatus, Cystograptus vesiculosus и Monograptus cyphus. Основание силура совпадает с подошвой зоны G. persculptus. В верхней части зоны M. cyphus залегает осадочная брекчия, содержащая кристаллы горнблендита, пироксена, плагиоклаза, обломки вулканических пород, заключенных в граувакковый цемент. Из этой брекчии K–Ar–методом определен возраст горнблендита – 433 ± 3 млн. лет. На основании этого результата и оценки скорости накопления осадков ~ 2–5 м за 1 млн. лет для граптолитовых сланцев, залегающих ни-

же осадочной брекчии, возраст границы ордовика и силура установлен в 435–437 млн. лет. При вычислении возраста использовались следующие константы: $\lambda^{40}K_e = 0{,}575 \cdot 10^{-10}$ лет$^{-1}$ и $\lambda^{40}K_\beta = 4{,}905 \cdot 10^{-10}$ лет$^{-1}$. M. Churkin, C. Carter и B.R. Johnson (17) сделали попытку составления геохронологической шкалы ордовика и нижнего силура с точностью до граптолитовых зон (рис.2) на основе радиометрических (те же константы) и седиментологических данных. В качестве объекта исследований ими использованы непрерывные конденсированные разрезы граптолитовых сланцев в поясе Кордильер в Британской Колумбии (Канада), в штатах Айдахо и Невада (США). Подсчитана средняя скорость накопления граптолитовых сланцев ордовика и силура (4+1 м за 1 млн. лет) на основе сравнения со скоростью накопления современных пелагических осадков (по данным глубоководного бурения). В монофациальных разрезах выявлена пропорциональная зависимость мощности и продолжительности граптолитовых зон (табл.2). Наибольшая продолжительность (7,7 млн. лет) характеризует зону N. gracilis мощностью 38,1 м, наименьшая – зону C. persculptus (0,2 млн. лет), мощность которой 0,8 м. Зоны, имеющие большую продолжительность, отличаются широким распространением и повсеместно хорошо распознаются.

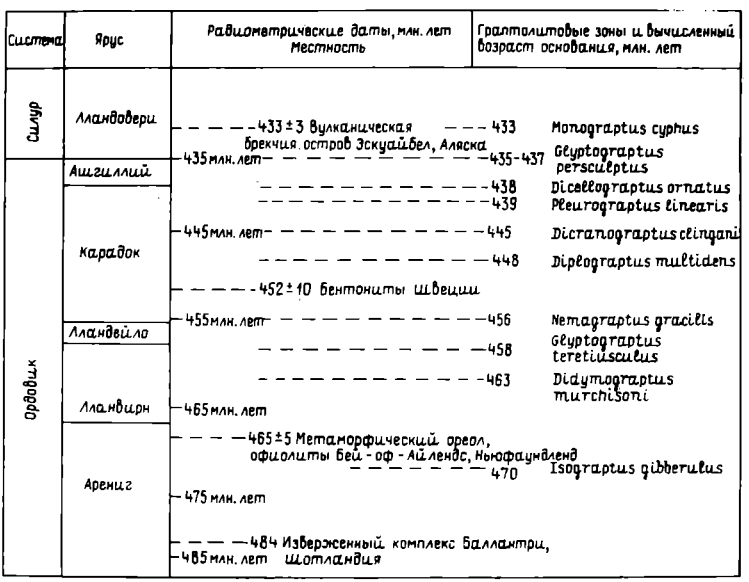


Рис.2. Предварительная геохронологическая шкала, основанная на радиометрических и седиментологических данных (17)

Таблица 2

Вычисленная продолжительность зон в свитах Фи-Каппа (Айдахо), Дескон (Аляска) и Петес-Саммит (Невада) (по М.Чуркину, К.Картеру и Б.Джонсону, 1977)

Зоны	Мощность, м	Продолжительность, млн.лет
Didymograptus nitidus	2,2	0,6
Isograptus gibberulus	15,3	3,8
Didymograptus hirundo	12,2	3,1
Didymograptus murchisoni	21,4	5,4
Glyptograptus terefiusculus	7,4	1,9
Nemagraptus gracilis	38,1	7,7
Didymograptus multidens	12,2	3,1
Dicranograptus clingani (верхняя часть)	25,0	6,2
Pleurograptus linearis	2,4	0,6
Dicellograptus anceps	–	–
Dicellograptus complanatus	10,7	2,5
Glyptograptus persculptus	0,8	0,2
Acidograptus acuminatus	1,7	0,4
Cystograptus vesiculosus	2,5	0,6
Monograptus cyphus	4,6	1,1

Итак, по ордовику имеется довольно много радиометрических определений, наиболее надежными из которых являются следующие: 468 ±11 млн. лет (нижний ареиг), 453 ±10 млн. (верхний лланвирн), 442 ±17 млн. (верхний карадок), 421 ± ± 3 млн. лет (ашгиллий). Таким образом, для ордовика почти все ярусы, за исключением лландейло и нижнего карадока, имеют радиометрические даты. Ордовик – единственная система в палеозойской группе, для которой вычислена продолжительность зон. Ордовикский период длился около 45–43 млн. лет, имея нижнюю границу на уровне 480 млн., а верхнюю – на уровне 435–437 млн. лет. Все приведенные радиометрические даты имеют надежную стратиграфическую привязку, и тем не менее следует отметить несоответствие даты ашгиллия (421 млн. лет) и значительно более древней даты границы ордовика и силура (435–437 млн. лет).

Силурийская система до сих пор не имеет единого стратиграфического стандарта (10). В настоящее время в различных странах используются три варианта подразделения силура: двучленное деление на нижний и верхний силур, трехчленное деление на нижний, средний и верхний силур и деление на 4 отдела (series), имеющие собственные названия – лландовери, уэнлок, лудлоу, даунтон (британская номенклатура). По мнению Б.С.Соколова, Д.Кальо, Е.Елкина подразделения лландовери, уэнлок, лудлоу, даунтон имеют ранг ярусов, а не отделов.

В США до недавнего времени использовалось трехчленное подразделение: нижний (серия Освега), средний (серия Ниагара) и верхний (серия Кайюга). Так как стратотипы этих серий имеют плохую палеонтологическую характеристику, в настоящее время американские стратиграфы применяют британское четырехчленное деление, используя вместо даунтона чешскую единицу "пршидолий". В СССР официально применяют двучленное деление: нижний силур (лландовери, уэнлок) и верхний силур (лудлоу, даунтон).

Расчленение силура по биостратиграфическим данным достигло большой детальности. Известно около 20 зон силура, основанных преимущественно на граптолитах, а также на раковинной фауне, т.е. расчленение разрезов силура по биостратиграфическим данным возможно с точностью 1–2 млн. лет; при наличии эволюционных серий отдельных видов эта точность возрастает до 200–400 тыс. лет. Такая точность намного превосходит возможности радиометрического метода. По силуру имеется всего лишь несколько дат. Цифры, определяющие нижнюю границу силурийской системы, характеризуются значительным разбросом – от 450 млн. лет (проект Международной шкалы, 1966) до 420 млн. лет (Комиссия СССР, 1960) (1).

Оценки продолжительности силурийского периода варьируют от 20 до 40 млн. лет. По мнению А. Буко (2), силур продолжался около 32 млн. лет (от 437 до 405 млн. лет). Это самый короткий период из всех периодов палеозойской эры. С.И. Романовский (6), основываясь на седиментометрических исследованиях, указывает на приблизительно одинаковую продолжительность веков силура, в пределах 8–9 млн. лет (лландовери и уэнлок по 9 млн., ранний лудлоу 7,8 млн., поздний лудлоу 9,2 млн. лет), что согласуется с мнением А.Буко о длительности силура около 30 млн. лет. Верхняя граница силу-

ра определяется в различных геохронологических шкалах от 415 млн. (проект Международной шкалы, 1966; Ламберт, 1971) до 395 млн. лет (Симпозиум Холмса, 1964). Имеются данные о проведении верхней границы силура на уровне 409+20 млн. и 405 млн. лет (см. главу "Девон").

В таблице опорных точек палеозоя Г.Д. Афанасьев и С.И. Зыков (1) приводят для силура только одну опорную дату – это цифра 422 млн. лет, определенная K–Ar –методом по глаукониту для известняков Брассфилд среднего – верхнего лландовери округа Адамс, Огайо (США). В файле ЭВМ для силура указано 11 опорных точек с разбросом цифр от 455 до 390 млн. лет (15). В геохронологической шкале палеозоя Афанасьева и Зыкова для начала позднесилурийской эпохи указана условная дата 415 млн. лет.

Для образований внутри силура имеется всего лишь несколько радиометрических дат. Как уже упоминалось, возраст зоны **Monograptus cyphus** в разрезе на острове Эскуайбел на Аляске определен в 433 ± 3 млн. лет. В штате Мэн (США) из основания силурийского разреза Rb–Sr –методом по породе в целом определена дата 430 ±15 млн. лет для вулканитов Арисейг раннего лландовери. Эти данные дают возможность определить нижнюю границу силура в 435 млн. лет (31).

В провинции Онтарио (Канада) K–Ar –методом по глаукониту из карбонатных пород серии Ниагара получена дата 426 млн. лет. Отмечается, что данные глаукониты не подвергались тектоническим воздействиям и не нагревались выше 50°С, что свидетельствует о надежности даты (30).

Исследования, проведенные **R.J. Ross** и др. по определению радиометрического возраста нижнепалеозойских бентонитов из стратотипов Великобритании методом треков деления, показали возраст слоев Билдвас (нижний уэнлок) в 401 ±10 млн., известняков Мач-Уэнлок (верхний уэнлок) 395 ±9 млн. и слоев Бринджвуд (средний лудлоу) 389 ±10 млн. лет. Все эти даты были определены по константам распада U $7{,}00+0{,}28 \times 10^{-17}$ $лет^{-1}$ (20).

Эти даты, по-видимому, близки к истинным значениям возраста, хотя они несколько моложе, чем принятая дата верхней границы силура (405–409 млн. лет, см. главу "Девон"). Используя эти данные, **N.H. Gale** и др. (20) определяют верхний предел силура в 394 млн. лет, а саму продолжительность этого периода в 24 млн.лет.

В пределах СССР цифры по бентонитам и гидрослюдам из отложений силура Подольско-Приднестровского разреза оказа-

лись либо значительно завышенными, либо заниженными (K–Ar–метод). Так, возраст гидрослюды из мергеля китайгородского горизонта лландовери в районе села Студеница (левобережье реки Днестр) 570 млн. лет (K–Ar –метод), а бентонита малиновецкого горизонта лудлоу на левобережье Днестра 300–360 млн. лет. Бентонит исаковских слоев скальского горизонта лудлоу из скважины Увисла (левобережье Днестра) показал 410 млн. лет, гидрослюды из доломитов рашковских слоев скальского горизонта у поселка Трубчино дали 460–430 млн. лет. Разрез силура Подолии, очень детальный, полный и важный в стратиграфическом отношении, несомненно, нуждается в более надежных радиометрических датировках (5).

Таким образом, радиометрическая геохронология силура дает следующие даты – нижняя граница силура проводится на уровне 435 млн. лет, причем эта дата имеет строгую стратиграфическую привязку. Верхняя граница силура может быть принята на уровне 410 млн. лет, хотя имеются и другие мнения по поводу ее проведения в сторону некоторого омоложения (405, 395 млн. лет). Длительность силурийского периода оценивается в 25–30 млн. лет (это самый короткий из периодов палеозойской эры). Ранний лландовери (вулканиты Арисейг) имеют дату 430 ±15 млн. лет. По-видимому, к уэнлоку относится дата из отложений серии Ниагара 426 млн. лет. Уэнлок и лудлоу Уэльского бордерленда охарактеризованы более молодыми цифрами: 401 ± 10–395 ±9 и 389 ±10 млн. лет соответственно, выходящими, хотя и незначительно, за пределы принятой верхней границы силура в 410 млн. лет.

ДЕВОН

Девонская система повсеместно подразделяется на три отдела. Общепринятыми являются только три верхних яруса девона – живетский, франский и фаменский. Нижний девон в стратотипических разрезах Арденнско-Рейнской области разделен на жединский, зигенский и эмский ярусы. Лагунно-континентальные отложения нижнего красного песчаника Британских островов расчленяются на диттон и брекон. В карбонатных разрезах Чехословакии выделяются лохковский, пражский и эликовский ярусы; последний иногда относится к среднему девону. В Бельгии и Франции вместо эйфельского яруса выделяется кувенский. В СССР для карбонатных разрезов нижнего девона применимо деление на лохковский и пражский ярусы, для терри-

генных фаций – деление на жедин, зиген и эмс. Средний девон в СССР разделяется на эйфель и живет. Проведение границ между нижним и средним отделами вызывает большие трудности; этот рубеж проводится на разных стратиграфических уровнях. В Северной Америке в девоне выделены три отдела и ряд ярусов: в нижнем девоне – гельдерберг, диерпарк (орискани) и соукил, в среднем девоне – онондага и гамильтон, в верхнем – сенека и чаутауквен.

По различным геохронологическим шкалам (табл.1) наибольшая дата, определяющая нижнюю границу девона, составляет 415–416 млн. лет (Ламберт, 1971; Армстронг, 1974), а наименьшая – 395 млн. лет (Симпозиум Холмса, 1964). По остальным геохронологическим шкалам граница проводится на уровне 400, 405, 410 млн. лет. Из сравнения этих цифр видно, что радиометрически граница силура и девона может быть проведена в интервале 20 млн. лет. Следует подчеркнуть, что граница силура и девона является единственной границей среди границ нижнего фанерозоя, про проведению которой достигнуто международное соглашение на основе биостратиграфических данных. Эта граница проводится во всех районах мира по основанию грантолитовой зоны Monograptus uniformis. Подкомиссия IUGS по границе силура и девона предполагает, что эта граница со стратотипом в Чехословакии (разрез Клонк) проходит внутри хронологического интервала от 100 000 до 330 000 лет (33), что является замечательным примером точности определения возраста по биохронологическим данным. Любая радиометрическая дата, приведенная для нижнего фанерозоя, имеет допустимую (±) ошибку во много раз большую, чем интервал времени, установленный биохронологическим путем для границы силура и девона.

Имеются данные, уточняющие дату нижней границы девона (19). Для вулканогенно-осадочной свиты Костиган-Маунтин (Канада, Нью-Брансуик, район Галкуок-Лейк) Rb-Sr -методом по породе в целом определена дата 409 ±20 млн. лет. Свита Костиган Маунтин состоит из известняков, песчаников с прослоями пирокластов и содержит брахиопод, трилобитов, мшанок нижнего девона (серия Гельдерберг, верхний жедин). Комагматичная гранитная интрузия Редстоун-Маунтин из этого же района охарактеризована датой 409 ±25 млн. лет ($\lambda = 1{,}42 \times \times 10^{-11}$ лет$^{-1}$). По ряду признаков эта интрузия и вулканические образования свиты Костиган-Маунтин относятся к единому вулкано-плутоническому комплексу. Исходя из этих данных L.R. Fyffe и R.F. Cormier (19) избирают минимальную дату

для границы силура–девона в 409 ± 20 млн. лет. А.Буко (2) экстраполирует эту границу в 405 млн. лет, хотя приводит данные о возрасте вулканитов Хеджхог (414 ±5 млн.) и Истпорт (408 ±3 млн. лет) в штате Мэн (США), имеющих жединский возраст (Rb–Sr– метод по породе в целом). Исходя из этих данных нижнюю границу девона следует проводить на уровне по крайней мере в 410 млн. лет.

Верхняя граница девона по данным сравнения геохронологических шкал имеет диапазон от 370 млн. (Ламберт, 1971; Армстронг, 1974; Холмс, 1959) до 320 млн. лет (Комиссия, СССР, 1960). Наиболее признанная для этой границы цифра 345–350 млн. лет (Калп 1961; Симпозиум Холмса 1964; Афанасьев и Зыков, 1975). Эту же дату (350 млн. лет) приводит для верхней границы А.Буко (2). Общая продолжительность девона по данным этого исследователя составляет 55 млн. лет. От этой цифры, с которой согласуется большинство результатов авторов геохронологических шкал, резко отличаются данные Холмса (1959) – 30 млн. лет и данные Комиссии СССР (1960) – 80 млн. лет. По седиментологическим данным С.И. Романовского 55 млн. лет девонского периода распределяются следующим образом (млн. лет): жедин 10,2, "кобленц" (= зиген+эмс) 16,8, эйфель 6,6, живет 5,5, фран 7,5, фамен 8,5.

Афанасьев и Зыков (1) приводят для девона около 10 опорных точек и свыше 25 геохронологических проб. В файле ЭВМ (15) приведено для девона 22 опорные точки с разбросом цифр от 413 до 340 млн. лет.

Внутри девона имеется несколько радиометрически охарактеризованных рубежей (33). По бентониту Шипхед из района Гаспе (Канада) K–Ar–методом определен возраст зигена 385 ± ± 15 млн. лет. Граница эйфеля и живета установлена на уровне от 355 до 380 млн. лет по акадийским гранитам, внедрившимся в палеонтологически охарактеризованные эйфельские отложения и несогласно перекрытым живетскими образованиями с фауной (Северные Аппалачи) (2). Граница франа и фамена имеет возраст 362 ±6 млн. лет. Эта дата установлена для вулканитов Цербер в Виктории (Австралия), ниже которых залегают отложения серии Таггерти с Bothriolepis gipslandiensis, имеющий франский возраст (2, 27). Для слоев с Bothriolepis известна цифра 367 млн. лет, определенная K–Ar· методом в новых константах (27). В файле ЭВМ (15) для фаменских вулканитов Цербер указана дата 359+15 млн. лет по стронциевой изохроне (Sr_{λ} = 1,47).

Таким образом, радиометрические данные пока не позволяют однозначно установить возраст нижней границы девона, определяя ее в интервале от 409 млн. до 395 млн. лет. Исходя из новейших данных по верхнему жедину Канады (409 ± ± 20 млн. лет) и других сведений, по-видимому, можно принять для начала раннего девона минимальную дату 410 млн. лет. Конец девона большинство исследователей проводят на уровне 350 млн. лет. Длительность девона определяется в 60 млн. лет. Жединский ярус охарактеризован датами 408, 409 млн. лет, зигенский 385 млн., граница эйфеля и живета имеет даты от 380 до 355 млн., франский ярус 367 млн., фаменский ярус 359 млн. лет.

КАРБОН

Общепринятого деления каменноугольной системы на отделы и ярусы не существует. В СССР карбон расчленен на три отдела – нижний (турнейский, визейский и серпуховский ярусы), средний (башкирский, московский ярусы) и верхний (гжельский и касимовский ярусы). Карбон Западной Европы разделен на два отдела – нижний (динантский), включающий ярусы турне и визе, и верхний (силезский), состоящий из ярусов намюра, вестфала и стефана. VIII Международный конгресс по стратиграфии и геологии карбона (1975) принял трехчленное деление карбона. В Северной Америке каменноугольная система имеет две подсистемы – миссисипий и пенсильваний с границей между ними по подошве зоны **Reticuloceras**. Миссисипий приблизительно отвечает нижнему отделу карбона и делится на серии (ярусы) киндерхук, осейдж, мерамек и честер. Пенсильваний соответствует среднему и верхнему отделам карбона и включает серии (ярусы) морроу, атока, демойн, миссури и вирджилий.

Сравнение геохронологических шкал разных авторов показывает разброс дат для нижней границы карбона от 370 млн. лет (Холмс, 1959; Ламберт, 1971; Армстронг, 1974) до 320 млн. лет (Комиссия по абсолютному возрасту, 1960), а для верхней границы карбона от 289 млн. лет (Армстронг, 1974) до 270 млн. лет (Холмс, 1959; Комиссия СССР, 1960; Харланд, 1964). Продолжительность карбона варьирует при этом от 100 млн. лет (Холмс, 1959) до 50 млн. лет (Комиссия СССР, 1960). Большинство геохронологичес-

ких шкал указывает длительность карбона в 65–75 млн. лет. При этом по седиментологическим данным С.И. Романовского (6) три раннекаменноугольных века (турне, визе, намюр) длились соответственно 6 млн., 6 млн. и 7 млн. лет, два среднекаменноугольных века (башкирский, московский) по 10 млн. лет, а три позднекаменноугольных века (касимовский, гжельский, оренбургский) соответственно 10,3 млн., 8,9 млн., 5,8 млн. лет.

В работе Афанасьева и Зыкова (1) для карбона указано 6 опорных точек и свыше 20 геохронологических проб из разных регионов мира. Файл ЭВМ (15) содержит 31 опорную точку с разбросом цифр от 397 млн. до 278 млн. лет. В обзорной работе по карбону A. Bouroz (16) рассмотрены в основном данные Harland (1964) и Афанасьева (1970), но приведены также новые материалы для обоснования некоторых рубежей карбона. Нижняя граница карбона устанавливается на рубеже 330 ±6 млн. лет. Эта дата получена Rb–Sr –методом по трем образцам игнимбритов из основания турнейского яруса (свита Юисери) в бассейне Лаваль Арморикансского массива Франции ($\lambda Rb^{87} = 1{,}47 \cdot 10^{-11}$ лет$^{-1}$). Эта дата соответствует биостратиграфической границе девона и карбона в основании зоны Gattendorfia. Афанасьев и Зыков (1) проводят нижнюю границу карбона на уровне 345 млн. лет, ссылаясь на шесть опорных точек (Русская платформа, Казахстан, США) и три пробы (Воронежский массив, Горный Алтай, Северный Кавказ).

По данным Bouroz (16), граница между миссисипием и пенсильванием в США имеет радиометрический возраст менее 320 млн. лет, что следует из оценок, относящихся к началу стратиграфического перерыва между миссисипием и пенсильванием (зона Eumorphoceras, 320 млн. лет). Этот перерыв в осадконакоплении имел место несколько раньше основания зоны Reticuloceras, являющейся пограничной зоной между миссисипием и пенсильванием. В европейской стратиграфической шкале этот рубеж отвечает границе намюра А – намюра В (геерленская классификация 1935 г.) и границе серпуховского – башкирского ярусов Восточной Европы и Сибири. По данным Афанасьева и Зыкова (1), граница между нижним и средним карбоном оценивается в 320 млн. лет. Для границы башкирского и московского ярусов среднего карбона Bouroz (16) приводит дату 308 ±10 млн. лет, ссылаясь на данные Афанасьева (1970). Эта дата была определена по глаукониту K–Ar–методом для верейского подъяруса (основание московского яруса) Донецкого бассейна. Граница башкирского и московского яру-

сов, по-видимому, близка к рубежу серий морроу и атока стратиграфической схемы США, хотя и требует еще дополнительных исследований.

Новые радиометрические данные получены по границе среднего и верхнего карбона. В разрезе Севеннского бассейна (Франция) по двум образцам цинеритов верхнего кантабрия (по-видимому, отвечающего стефану стратотипического разреза) Rb-Sr -методом определена дата 300 ±10 млн. лет (константы распада $\lambda = 1{,}47 \cdot 10^{-11}$ лет$^{-1}$), что примерно определяет границу вестфальского и стефанского ярусов. В стратиграфической шкале США эта граница отвечает рубежу демойна и миссури.

Как уже упоминалось, верхняя граница карбона имеет сравнительно небольшой разброс дат (290-270 млн. лет). 13 проб, приведенные из различных регионов мира в табл.12 в работе Афанасьева и Зыкова (1), дают возможность достаточно уверенно устанавливать эту границу на отметке 280 млн. лет (K-Ar-и Rb-Sr -методы). По данным F. Leutwein (24), граница стефана и отена (пермь) во Франции определена на уровне 280 ± 5 млн. лет. Bouroz (16), ссылаясь на данные Афанасьева (1970) по акчатауским гранитам Центрального Казахстана, а также на данные, полученные по стефанским (295 ± ±10, 295 ±5, 297 ±5 млн. лет) и пермским (280 ±5 и 280 ±10 млн. лет) интрузивным породам Франции, определяет эту границу в 290 млн. лет.

Близкую цифру к наименьшему значению верхней границы карбона приводят B. Mukhopadhyay и D.G. Brookins (26). Из верхнепенсильванских отложений свиты Мадера (район Альбукерке, Нью-Мексико, США) для 6 образцов иллита Rb-Sr -методом получена цифра 264 ±6-9 млн. лет. Как будет показано ниже (см. главу "Пермь"), имеются данные о более древнем возрасте верхней границы карбона (на уровне 300 млн. лет или несколько моложе).

Таким образом, по карбону имеется немало радиометрических дат, однако однозначного решения о нижней и верхней границах пока нет. Нижняя граница устанавливается на уровне 350-345 млн. лет, но имеются основания проводить ее на уровне 330 млн. лет. Верхняя граница имеет дату 280 млн. лет, хотя не исключена дата около 300 млн. лет. Как видно из приведенных материалов, разброс и нижней и верхней границ находится в пределах 20 млн. лет. Продолжительность карбона около 60-70 млн. лет. Граница нижнего и среднего карбона проводится на уровне 320 млн. лет, граница

башкирского и московского ярусов – на уровне 308 ± 10 млн., граница среднего и верхнего карбона – 300 ± 10 млн. лет.

ПЕРМЬ

Завершающая система палеозоя– пермская,так же как и другие системы палеозоя, не имеет общепринятого деления на ярусы. Обычно в ней выделяют два отдела, хотя имеется мнение о делении перми на три отдела. В СССР принято двучленное деление перми: в нижнем отделе установлены ассельский, сакмарский, артинский и кунгурский ярусы, в верхнем – уфимский, казанский и татарский. В Западной Европе нижней перми соответствует красный лежень, в котором выделены отен и саксоний, а верхний перми – цехштейн (тюрингий). В Северной Америке в перми выделен ряд серий, которые, по-видимому, отвечают ярусам: вулфкемп и леонард (нижняя пермь), гваделупа и очоа (верхняя пермь).

Хроностратиграфическая схема морской перми мира, разработанная J.B.Waterhouse (32), по смене брахиопод, аммоноидей и фораминифер включает 3 отдела и 8 ярусов. К нижней перми отнесены ассельский, сакмарский и байганджинский ярусы, к средней – кунгурский, казанский, пенджабский, джульфинский ярусы, к верхней – дорашамский и грисбахский ярусы.

Как уже было сказано в обзоре геохронологической изученности карбона, нижняя граница перми большинством исследователей устанавливается на уровне 280–290 млн. лет. По данным, приводимым Waterhouse (32), эта граница более древняя, она проводится на уровне 300 млн. лет. К такому выводу Waterhouse пришел на основании радиометрических исследований в Австралии. В Новом Южном Уэльсе позднекаменноугольные (стефанские) тосканиты Патерсон перекрыты варвитами Сихам, коррелируемыми с отложениями, содержащими раннепермских двустворок Eurydesma. По K–Ar –методу эти тосканиты позднейшего карбона имеют дату 300 млн. лет. В Квинсленде вулканиты Ничам, содержащие Glossopteris и Cardiopteris (ранняя пермь), показали 294 млн. лет (Rb–Sr – метод, $\lambda = 1{,}39 \times 10^{-11}$ лет$^{-1}$). Вулканиты Квинсленд в Квинсленде, несколько более молодые, чем вулканиты Ничам, дали результат 299 млн. лет (Rb–Sr –метод, $\lambda = 1{,}39$). Вулканиты Лиззи-Крик с тастубской фауной (сакмарский век) показали дату 269 млн. лет (Rb–Sr –метод, $\lambda = 1{,}39$) или 274 млн. лет (Rb–Sr –метод, $\lambda = 1{,}47$). По K–Ar –методу

их возраст равен 276 млн. лет). Гранодиориты Ридкленд (Квинсленд), секущие отложения со стерлитамакской фауной (сакмарский век), показали результат от 258 до 263 млн. лет.

Верхняя граница перми по данным сравнения геохронологических шкал имеет разброс от 240–247 млн. (Афанасьев, 1964; Ламберт, 1978; Армстронг, 1974) до 225 млн. лет (Холмс, 1959; Комиссия СССР, 1960; Симпозиум Холмса, 1964; Харланд, 1964). Исходя из этих данных продолжительность пермского периода оценивается от 40–45 млн. до 60 млн. лет Waterhouse (32) показывает большую длительность перми (70 млн. лет).

По седиментологическим данным Романовского при длительности перми в 55 млн. лет сакмарский век (рассматриваемый как самый ранний век перми) имел продолжительность 9,4 млн., артинский 10,6 млн., кунгурский 10 млн., уфимский 8 млн., казанский 9 млн., татарский 8 млн. лет. Как указывает Waterhouse, верхнюю границу перми трудно определить однозначно из-за отсутствия надежного стратиграфического контроля. Он считает наиболее достоверной датой окончания перми 230–235 млн. лет.

Для определения рубежей внутри пермского периода надежных дат совсем немного. Афанасьев и Зыков приводят для перми всего две опорные точки – обе из нижней перми. В файле ЭВМ (15) приведено свыше 20 пермских дат (от 350 до 233 млн. лет).

Из средней перми (кунгурский и казанский века) Новой Зеландии определены даты от 235 млн. до 240 млн. лет (Rb–Sr. метод, $\lambda = 1{,}39$) (32). В этом же интервале определены даты для кунгурского и казанского веков СССР (K–Ar –метод). Для средней перми известны также и более древние даты (32). Так, нижний цехштейн Центральной Европы показал 252 ± ± 19 млн. лет (K–Ar –метод). Латиты Беркли угленосной толщи Ньюкасл в Новом Южном Уэльсе, имеющие постказанский возраст, дали значение 250 млн. лет (K–Ar –метод). Waterhouse, обобщая материалы эволюции фауны, изучения скорости осадконакопления, изменения климата (закономерные периоды похолодания и оледенений через каждые 30 млн. лет в результате периодического изменения количества солнечной энергии) в сочетании с радиометрическими исследованиями, установил внутри перми два геохронологических рубежа – границу ранней и средней перми на уровне 270 млн. лет (в начале кунгурского века) и границу средней и поздней перми на

уровне 240 млн. лет (в основании дорашамского века). По данным Афанасьева и Зыкова, поздняя пермь (при двухчленном ее делении) началась на уровне 255 млн. лет (начало уфимского века).

Итак, пермский период по данным большинства исследователей начался на уровне 280–290 млн. лет. Waterhouse определяет начало перми в 300 млн. лет, хотя, по-видимому, эта граница должна быть несколько моложе, так как дату 300 млн. лет получили стефанские тосканиты Патерсон, перекрытые достоверными пермскими образованиями. За нижнюю границу перми, таким образом, можно принять дату 290 млн. лет. Для верхней границе перми наиболее достоверна дата 230 млн. лет, хотя она не имеет строгого стратиграфического контроля. Длительность перми, таким образом, определяется в 60 млн. лет. Внутри перми охарактеризованы датами следующие рубежи: сакмарский ярус 269 -276 млн., начало средней перми (начало кунгурского века) 270 млн., начало поздней перми (дорашамского века *) 240 млн. лет. Начало уфимского века отвечает дате 255 млн. лет.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обзор радиометрических данных по палеозою показал, что радиометрическая изученность систем палеозоя далеко не достаточна. Обобщающих работ чрезвычайно мало, имеющиеся геохронологические шкалы характеризуются большим несовпадением цифр по конкретным границам систем. Погрешность определения дат пока еще очень велика. Число опорных точек распределено по стратиграфической шкале неравномерно, и отдельные ярусы вовсе не имеют радиометрической характеристики (эмский, визейский, ассельский и пр.). Стратиграфический контроль опорных точек имеет разную, часто недостаточную, степень достоверности, а сами опорные точки принадлежат разным, далеко отстоящим разрезам. Отрицательный момент, по-видимому, определяющий несовпадение дат по стратиграфически близким объектам, очевидно, связан с использованием при радиометрическом определении возраста различных констант распада.

---

* Дорашамский ярус сопоставляется с частью татарского яруса .

Радиометрические данные еще не позволяют однозначно определить границы систем, отделов и ярусов. Точность расчленения по биостратиграфическим данным намного превосходит возможности радиометрического метода в палеозое, что наглядно показано на примере границы силура и девона.

Несмотря на указанные недостатки, связанные с большой сложностью радиометрических исследований, следует признать значительные достижения в этой области. Не только границы систем и их отделов, но и все большее число ярусов получают радиометрические характеристики (табл.3), причем эти даты, вычисленные разными методами и в различных регионах мира,

Таблица 3

Сводная геохронологическая шкала палеозоя

Период (система), млн. лет	Эпоха (отдел)	Век (ярус)	Начало, млн. лет
1	2	3	4
Триасовый	Раннетриасовая	Индский	230
	Позднепермская	Татарский	240
		Казанский	
		Уфимский	255
Пермский 60	Раннепермская	Кунгурский	270
		Артинский	
		Сакмарский	269-276
		Ассельский	290
Карбоновый 60	Позднекарбоновая	Гжельский	
		Касимовский	300
	Среднекарбоновая	Московский	
		Башкирский	308
			320
	Раннекарбоновая	Серпуховский	
		Визейский	
		Турнейский	350

Продолжение табл.3

1	2	3	4
Девонский 60	Позднедевонская	Фаменский	359
		Франский	367
	Среднедевонская	Живетский	355–380
		Эйфельский	
	Раннедевонская	Эмский	
		Зигенский	385
		Жединский	408,409
			410
Силурийский 25	Позднесилурийская	Даунтонский	
		Лудловский	
	Раннесилурийская	Уэнлокский	426
		Лландоверийский	430
			435
Ордовикский 45	Позднеордовикская	Ашгилльский	
		Верхнекарадокский	442
	Среднеордовикская	Нижнекарадокский	
		Лландейльский	
		Лланвирнский	453
	Раннеордовикская	Аренигский	468
		Тремадокский	478
			480
Кембрийский 100	Позднекембрийская	Тремпилонский	
		Франковский	
		Дресбачский	
	Среднекембрийская	Майский	505
		Амгинский	
	Раннекембрийская	Ленский	530
		Алданский	
	Вендский период		580

при корректных подсчетах, как правило, совпадают. Плодотворно сочетание радиометрических и седиментометрических исследований, давшее представление не только об абсолютной длительности ярусов, но и зон, как мы видим на примере ордовика. Радиометрические исследования для раннего фанерозоя оказываются наиболее эффективными в сочетании с биостратиграфическими данными, так как они обеспечивают понимание общего хода истории геологического развития Земли.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Афанасьев Г.Д., Зыков С.И.* Геохронологическая шкала фанерозоя в свете новых значений постоянных распада. М., "Наука", 1975, 100 с., ил.
2. *Буко А.* Эволюция и темпы вымирания. "Мир", 1979, 318 с.
3. *Казаков Г.А., Тугаринов А.И.* Абсолютный возраст верхнего докембрия. В кн. "Стратиграфия СССР. Верхний докембрий". 1963, 545–566
4. *Келлер Б.М., Красилова И.Н., Оноприенко В.И., Хильтова В.Я.* Геохронологическая шкала и принципы ее построения. "Общая геология. Том 11". (Итоги науки и техники). 1980, 3–103
5. *Полевая Н.И.* (ред.). Геохронология СССР. Т. 2. Фанерозой. Л., "Недра", 1974, 344 с., ил.
6. *Романовский С.И.* Седиментологические основы литологии. Л., 1977
7. *Ротай А.П.* Комиссия по каменноугольной системе. В сб. "Постановления Межвед. стратигр. комитета и его постоянной комис. Вып. 16". Л., 1976, 57–67
8. *Семененко Н.П., Савченко Н.А., Зайдис Б.Б., Крандиевский В.С.* Новые данные радиологического датирования рифейско–нижнепалеозойских осадочно–вулканогенных пород западного склона Украинского щита. В сб. "Определение абс. возраста рудн. месторождений и молодых магматических пород". М., "Наука", 1976, 78–85
9. *Соколов Б.С.* Комиссия по ордовикской и силурийской системам. В сб. "Постановления Межвед. стратигр. комитета и его постоянной комис. Вып. 16". Л., 1976, 19–41
10. *Соколов Б., Кальо Д., Елкин Е.* Некоторые общие вопросы стратиграфии силурийской системы. "Изв. АН ЭстССР"., 1980, 29, № 3, 108–117
11. *Спижарский Т.Н.* Комиссия по кембрийской системе. В сб.

"Постановления Межвед. стратигр. комитета и его постоянной комис. Вып. 15". Л., 1976, 68–77
12. *Степанов Д.Л.* Комиссия по пермской системе. В сб. "Постановления Межвед. стратигр. комитета и его постоянной комис. Вып. 16". Л., 1976, 68–77
13. *Фирсов Л.В.* Примеры неоднозначного датирования глауконита из нижнего кембрия. "Геол. и геофиз", 1978, № 4
14. *Фирсов Л.В., Николаева И.В. и др.* Состав, происхождение и абсолютный возраст слюдистых минералов синих глин нижнего кембрия Прибалтики. В кн. "Глауконит в современных, нижнепалеозойских и докембрийских отложениях". "Наука", 1971, 165–192
15. *Armstrong Richard Lee.* Pre–Cenozoic Phanerozoic time scale–computer file of critical dates and consequences of new and in–progress decay–constant revisions. "Contrib. Geol. Time Scale Int. Geol. Congr., Sydney, 1976". Tusla, Okla, 1978, 73–91
16. *Bouros A.* Report on isotopic dating of rocks in the carboniferous system. "Contrib. Geol. Time Scale, Int. Geol. Congr., Sydney, 1976". Tusla, Okla, 1978, 323–326
17. *Churkin Michael, Jr., Carter Claire, Jonson Bruce R.* Subdivision of Ordovician and Silurian time scale using accumulation rates of graptolitic shale. "Geology", 1977, 5, № 8, 452–456
18. *Cowie J.W., Cribb S.J.* The Cambrian system. "Contrib. Geol Time Scale. Int. Geol. Congr., Sydney, 1976". Tusla, Okla. 1978, 355–362
19. *Fyffe L.R., Cormier R.F.* The significance of radiometric ages from the Gulquac Lake area of New Brunswick. "Can. J. Earth Sci.", 1979, 16, № 10, 2046–2052
20. *Gale N.H., Beckinsale R.D., Wadge A.J.* A Rb–Sr whole rock isochron for the Stockdale Rhyolite of the English Lake District and a revised mid– Paleozoic time–scale. "J. Geol. Soc.", 1979, 136, № 2, 235–242
21. *Gale N.H., Beckinsale R.D., Wadge A.J.* Discussion of a paper by McKerrow, Lambert and Chamberlain on the Ordovician, Silurian and Devonian time scales. "Earth and Planet Sci. Lett.", 1980, 51, № 1, 9–17
22. *Harland W.B., Smith A.G., Wilcock B. (Ed.)* The Phanerozoic time–scale; a Symposium. "Geol. Soc. London Quart. J.", 1964, 120, Supp., 458
23. *Lanphere M.A., Churkin M., Jr., Eberlein G.D.* Radiometric

age of the Monograptus cyphus graptolite zone of southeastern Alaska – an estimate of the age of the Ordovician–Silurian boundary. "Geol. Mag.", 1977, 114, № 1, 15–24
24. *Leutwein F.* Etude geochronologique de l'evolution du Permien continental en France. "Mém. Bur. rech. géol. et minieres", 1972, № 77/2, 973–977
25. *McKerrow W.S., Lambert R. St. J., Chamberlain V.E.* The Ordovician, Silurian and Devonian time scales. "Earth and Planet. Sci. Lett.", 1980, 51, № 1, 1–8
26. *Mukhopadhyay B., Brookins D.G.* Rb–Sr whole-rock geochronology and clay mineralogy of the Madera Formation near Albuquerque, New Mexico. "J. Sediment. Petrol.", 1976, 46, № 3, 680–688
27. *Richards John R.* The length of the Devonian period. "Geol. Surv. Open-File Rept.", 1978, № 701, 351
28. *Ross Reuben J., Naeser Charles W., Izett Glen A.* Apatite fission-track dating of a sample from the type Caradoc (Middle Ordovician) Series in England. "Geology", 1976, 4, № 8, 505–506
29. *Ross Reuben J., Naeser Charles W., Lambert Richard S.* Ordovician geochronology. "Contrib. Geol. Time Scale. Int. Geol. Congr., Sydney, 1976". Tusla, Okla, 1978, 347–354
30. *Sanford J.T., Mosher R.E.* Radiometric age determination of silurian glauconite. "Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.", 1975, 59, № 7, 1201–1203
31. *Spjeldnaes Nils.* The Silurian System. "Contrib. Geol. Time Scale. Int. Geol. Congr., Sydney, 1976", Tusla, Okla, 1978, 341–345
32. *Waterhouse J.B.* Chronostratigraphy for the world Permian. "Contrib. Geol. Time Scale. Int. Geol. Congr., Sydney, 1976". Tusla, Okla, 1978, 229–322
33. *Ziegler Willi.* Devonian. "Contrib. Geol. Time Scale. Int. Geol. Congr., Sydney, 1976". Tusla, Okla, 1978, 337–339

3007

УДК 550.93:551.76

Д.Л. Найдин

ГЕОХРОНОЛОГИЯ МЕЗОЗОЯ

Геохронологическая шкала, в которой даты оценивались бы астрономическими единицами времени (тысячами и миллионами лет), – давнишняя мечта геологов. Попытки определить количественно геологическое время были неоднократными, но только радиометрические методы позволили подойти к более реальным оценкам длительности мезозоя и его подразделений.

Подавляющая масса радиометрических определений для мезозоя получена K–Ar –методом, значительно меньше Rb–Sr – цифр и еще меньше, полученных другими радиометрическими методами. Геохронометры применялись различные: магматические породы, пепловые прослои и глауконiты.

Прежде, чем перейти к обзору имеющихся материалов по геохронологии мезозоя, отметим несколько предварительных замечаний.

1. Для сокращения текста и большей наглядности основные данные сведены в таблицы или представлены графически.

2. Под PTS –1964 в тексте и на рисунках понимается геохронологическая шкала для фанерозоя, предложенная в 1964 г. (Harland W.B., Smith A.G. Wilcock B. eds), а под PTS –1971 – эта же шкала с некоторыми дополнениями и изменениями, произведенными в 1971 г. (Harland W.B., Francis E.H., Evans E.P., eds.).

3. Основное внимание уделено рассмотрению датировок по осадочным толщам как наиболее важным при обосновании дробных радиометрических разбивок.

4. Начиная с 1978 г. подавляющая часть радиометрических данных публикуется на основе значений констант распада, согласованных на заседаниях Подкомиссии геохронологии Международного союза геологических наук в 1976 г. (Бюро Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций, 1978; Steiger R.H., Jäger E., 1978). Основные варианты (но не все) старых и новых констант для калия сведены в табл.1.

Все радиометрические даты приводятся так, как они даны авторами публикаций: без пересчета на новые константы. В случае

необходимости этот пересчет легко сделать. При пересчете советских данных по старым константам ($\lambda_e = 0{,}557 \cdot 10^{-10}$ лет$^{-1}$) возраст немного (на 2-2,5%) понизится, а зарубежные определения при $\lambda_e = 0{,}584\ (0{,}585) \cdot 10^{-10}$ лет$^{-1}$ (они составляют основную массу опубликованных радиометрических данных) потребуют незначительного (примерно на 2%) увеличения возраста: для старых значений в интервале 240-215 млн. лет нужно прибавить 5 млн. лет; далее 215-160 млн. лет + +4 млн. лет., 160-115 млн. лет + 3 млн. лет, 115-70 млн. лет + 2 млн. лет.

Таблица 1

Старые и новые константы распада K^{40}

	$\lambda_e \times 10^{-10}$ лет$^{-1}$	$\lambda_\beta \times 10^{-10}$ лет$^{-1}$
	Старые константы	
СССР	0,557	4,72
Многие лаборатории мира	0,584 (0,585)	4,72
Г.Д.Афанасьев, С.И.Зыков, 1975	0,5747	4,72
	Новые константы	
Рекомендованные Подкомиссией геохронологии МСГН, Бюро комиссии по определению абсолютного возраста, 1978; R.H. Steiger, E.Jäger, 1978*	0,581	4,962
Применяемые рядом авторов: R.L. Armstrong, 1978; G.S. Odin, 1978a и др.	0,575	4,905

* Приняты во всех лабораториях СССР с 1976 г.

В стратиграфии триасовых отложений СССР в настоящее время имеется много неясного и условного ("Стратиграфия СССР. Триасовая система", 1973).

Эту оценку можно распространить и на зарубежные регионы развития триасовых отложений, несмотря на то, что в последние годы по биостратиграфии триаса многое сделано как зарубежными (главным образом в Северной Америке), так и отечественными (Закавказье, Далбний Восток, северо-восток Азии) исследователями.

Ограниченное распространение морских фаций триаса осложняет биостратиграфическое его изучение. В отличие от юрской и меловой систем для триаса нет признанного аммонитового стандарта. Предложенный на основе изучения канадских разрезов (Tozer E.T, 1967; Silberling N.J., Tozer E.T.,1968) аммонитовый стандарт не получил широкого признания среди геологов. До сих пор нет общепризнанного ярусного деления нижнего отдела системы: в СССР обычно выделяют 2 яруса (индский и оленекский), в Альпах - либо два (сейский и кампильский), либо один (скифский или верфенский).

По-разному трактуется граница триаса с пермской системой. Одними стратиграфами она проводится ниже слоев с Otoceras (Руженцев В.Е., Сарычева Т.Г., 1965; Tozer E.T., 1967 и др.), другими-выше, причем различными авторами на различных уровнях, вплоть до основания смитского яруса (Waterhouse J.B., 1978).

Верхнее ограничение триаса также требует дальнейших исследований, так как различно понимаются объем и положение рэтского яруса. По триасу мало определений радиометрического возраста, которые можно было бы использовать для надежных датировок границ как триаса, так и отдельных его подразделений. Это объясняется не только ограниченным распространением морских фаций триасовых отложений, но и тем, что они бедны глауконитом. Другой источник получения радиометрической информации по осадочным разрезам - содержащие калий минералы пепловых прослоев - пока также не используется.

Подавляющая часть имеющихся цифр радиометрического возраста получена по магматическим породам, положение которых в стратиграфической последовательности невозможно определить достаточно точно. Именно по подобным данным рассчитаны даты по триасу, приведенные в табл.2. К ним можно добавить немного. Г.Д.Афанасьев и др. (1964) принимали для

Таблица 2

Радиометрическое расчленение триаса по данным различных авторов (цифры – начало подразделения, млн. лет)*

	J.L.Kulp, 1961	PTS–1964	Г.Д.Афанасьев, С.И.Зыков, 1975	R.L. Armstrong, W.G. McDowall, 1974; R.L. Armstrong, 1978
J_1	181	190–195	185	212
T_3		(205)	Рэтский, 195 210	Рэтский, 220 Норийский, 229 Карнийский, 234
T_2		(215)	(220)	Ладинский, 238 Анизийский, 242
T_1	(230)	225	235	Скифский, 247
P_2				

*Первые 3 графы – значения возраста по старым константам распада (см. табл.1)

начала триаса значение 230 ± 10 млн. лет (λ_e = 0,585; 240 ±10 млн. лет при λ_e = 0,557), а для его окончания 187 ± 5 (195 ±5) млн. лет; по R.St.J. Lambert (1971) эти рубежи оцениваются соответственно в 235–240 и 195–200 млн. лет; для верхней перми Франции приводится цифра 225 млн. лет, а для верхне-пермских гранитов Австралии 223 млн. лет (Waterhouse J.B., 1978); по австралийским интрузивам граница пермь – триас датируется 235 млн. лет (Webb A.W., McDougall I.,1967).

После анализа данных по долеритовым дайкам, силлам и базальтам группы Нью-Арк (северо-восток США), а также цифр по интрузивам некоторых других районов Северной Америки R.L.Armstrong и J. Besancon (1970) оценивают окончание триаса цифрой 210 млн. лет. Многие имевшиеся тогда

цифры они отбросили как непригодные. Как они считают, неизмененные магматические породы, пригодные для определения радиометрического возраста, встречаются очень редко и, в сущности все K–Ar –данные, особенно старше 100 млн. лет, сомнительны. К числу немногих данных, заслуживающих доверия, они относят определения рубежа средний – верхний триас в Северной Италии цифрой 230 млн. лет (Borsi E., Ferrara G., 1967).

Что касается начала триаса, то цифра 255 млн. лет, хотя, по их мнению, и не обоснована, но удобна, так как при подобной датировке начала триасового периода его продолжительность составит 45 млн. лет. Это согласуется с представлениями A. Holmes(1959) о продолжительности триаса, основанными на совместном анализе радиометрических определений и данных о суммарной мощности триасовых отложений. Заметим, что по Armstrong и Besancon 45 млн. лет отвечают интервалу 255 – 210 млн. лет, а по Holmes 225 – 180 млн. лет.

По R.L. Armstrong (1978) из 16 триасовых опорных точек 14–породы интрузивные, причем одна из них – 250 ±15 млн. лет (по биотиту из диоритов г. Ятыргварта, Северный Кавказ) – определялась Г.Д. Афанасьевым и др. (1964) как донижнетриасовая (доскифская), а Armstrong относит ее к нижнему триасу. Результаты пересчета на новые константы для триаса приведены в четвертой графе табл. 2. Установлено, что нижний и верхний рубежи триаса древнее предлагавшихся другими авторами и близки к тем, которые наметили Armstrong и Besancon в 1970 г. Понижение рубежей триаса предлагалось также М.М.Рубинштейном и Н.И.Полевой (1974).

G.D. Afanass'eyv (1970), основываясь на цифрах 245, 250, 255 млн. лет K–Ar –датировок верхнепермских эффузивно–экструзивных пород, перекрываемых отложениями скифского яруса нижнего триаса, предлагает располагать границу пермь–триас на отметке 240 млн. лет (при $\lambda_e = 0{,}557 \times 10^{-10}$ лет$^{-1}$, или 230 млн. лет при $\lambda_e = 0{,}585 \times 10^{-10}$ лет$^{-1}$).

Несомненный интерес представляют глауконитовые цифры по триасу. Т.В. Стасюкевич (1974) приводит цифру 234 ± ±7 млн. лет, полученную по глаукониту из тананыкской свиты Оренбургской области. Так как эта свита соответствует верхней части среднего триаса, то сделан вывод, что нижняя граница триаса должна быть существенно древнее 240 млн. лет.

Трудно сказать, оправдано ли подобное удревнение рубежей триаса, потому что для этого крайне мало надежных данных. К верхней границе триаса еще будет идти речь при обсуждении

границы триас – юра. Любопытно, что в своей обобщающей работе Г.Д. Афанасьев и С.И.Зыков (1975) приводят табл. 9 "Геохронологическая шкала мезозоя" (триасовая ее часть приведена в табл. 2), но в табл.6 "Опорные точки к шкале мезозоя" для триаса они не приводят ни одной точки.

Кровля перми весьма скудно контролируется (J.B. Waterhouse, 1978). Значения 225 – 230 млн. лет для рубежа пермь – триас, как и 200 – 205 млн. лет для кровли триаса, хотя и кажутся очень приемлемыми, не имеют ни радиометрической, ни стратиграфической поддержки и фактически основаны на стратиграфической интерполяции от древних к более молодым отложениям.

Основная причина неопределенности положения нижней границы триаса прежде всего связана с разбросом цифр имеющихся не очень обширных данных. Разброс, по-видимому, обусловлен произвольной привязкой получаемых радиометрическими методами цифр к стратиграфической шкале. Вот пример по триасу: цифру 234 ± 7 млн. лет Т.В.Стасюкевич (1974) относит к тананыкской свите и причисляет эту свиту к оленекскому ярусу нижнего триаса; цифру 234 млн. лет (речь идет несомненно об одном и том же определении лаборатории ВСЕГЕИ) в той же книге М.М.Рубинштейн и Н.И.Полевая (1974) относят к донгуэской свите среднего триаса; наконец 234 ± 6 млн. лет, как считают Н.И.Полевая, Т.В.Стасюкевич и др. (1976), характеризует тананыкскую свиту, которая на этот раз причисляется к индскому ярусу нижнего триаса. Достаточно заглянуть в "Стратиграфический словарь СССР" (1956 и 1979 гг.), чтобы убедиться в том, что причисление свит к тому или иному ярусу еще не состоялось окончательно.

Некоторая доля неопределенности должна быть отнесена и на счет различной трактовки границы пермь – триас различными авторами.

Относительно радиометрических датировок внутренних рубежей триаса в свете изложенного можно утверждать, что в настоящее время их по существу нет. Цифры, приведенные в четвертой графе табл.2, не должны гипнотизировать читателей своей кажущейся точностью.

До тех пор, пока не будут получены радиометрические данные по осадочным разрезам, нет оснований для радиометрических датировок границ отделов и ярусов триаса. Глауконит, хотя и редок в триасе, но все же отмечается в отложениях этого возраста Восточно-Европейской платформы и Мангышлака (Стасюкевич Т.В , 1974).

Появляющиеся данные по верхнепалеозойским – нижнемезозойским магматическим породам можно рассматривать лишь как грубо прикидочные. Например, D.A. Valencio и др. (1975) определяют возраст триасовых пород двух регионов Аргентины в 232 ±4 млн. и 224 ± 5 млн. лет; как они полагают, эти цифры в шкале PTS –1971 (Lambert R.St.J., 1971) соответственно нижне- и среднетриасовые. Однако, если обратиться к разбивке R.L. Armstrong (1978), то все эти значения укладываются в верхний триас.

ЮРСКИЙ ПЕРИОД (СИСТЕМА)

Существующее мировое ярусное и зональное членение юры, в основе которого лежат аммонитовые зоны В. Аркелла и других стратиграфов, обеспечивает возможность сопоставления разрезов удаленных регионов. Успехам юрской биостратиграфии немало способствовали книги W.J. Arkell (1956) и A. Hallam (1975), в которых чисто стратиграфические вопросы рассмотрены на развернутом геологическом фоне с освещением особенностей тектоники, физико-географических условий, климата и литогенеза юры. Обе книги переведены на русский язык.

Все более широко используются для удаленных корреляций представители различных групп микрофауны и нанофоссилий.

Естественно, существуют обычные в биостратиграфии осложнения при сопоставлении разрезов различных палеобиогеографических областей и при выяснении возраста континентальных толщ и фаций бассейнов с уклоняющейся от нормы соленостью. Как и для всех систем, так и для юрской не все пограничные вопросы еще разрешены. Это прежде всего касается верхней границы системы в связи с различно понимаемым объемом и стратиграфического положения берриасского яруса; большинство исследователей склонны относить берриас к основанию меловой системы.

Различно понимается ярусное наполнение отделов системы. Согласно рекомендациям двух Люксембургских коллоквиумов по стратиграфии юры (1962 и 1967 гг.), ааленский ярус нужно относить к нижней юре, а келловейский – к средней, Однако этим рекомендациям следуют далеко не все исследователи. Советские авторы относят аален к средней юре (как Хэллем А. и некоторые немецкие и польские авторы), а келловей – к верхней, как впервые было сделано А. Оппелем, затем подтверждено Э.Огом и принимается рядом современных зарубежных

стратиграфов. Все эти несоответствия необходимо иметь в виду при интерпретации радиометрических цифр.

Как уже отмечалось, созданный трудами многих поколений стратиграфов аммонитовый каркас позволяет даже не искушенному в деталях юрской биостратиграфии геологу разобраться в каждом конкретном случае, о какой части разреза идет речь. J.E. van Hinte 1976b) поступил правильно, предприняв попытку обобщить радиометрические данные различных авторов на этом каркасе (табл. 3). Удалась ли эта попытка, будет рассмотрено несколько позже. Приводится краткий обзор основных геохронологических датировок начала и окончания периода, а также подразделений внутри юры (рис.1).

Большие скачки отмечаются в определении нижнего радиометрического предела юры. Положение границы триас – юра в интервале 190–195 млн. лет принимается PTS –1964, PTS – 1971, Г.Д.Афанасьевым и др. (1964), М.М.Рубинштейном (1967), J.E. van Hinte(1976b).

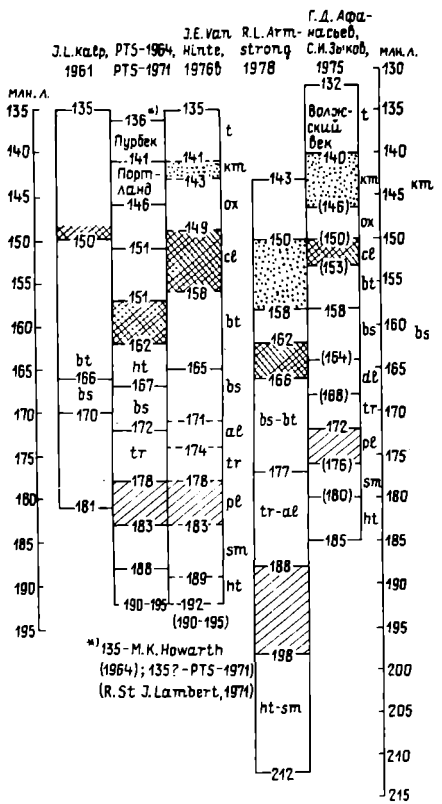


Рис.1. Сравнение различных геохронологических шкал для юрского периода (шкала R.L. Armstrong – в новых константах распада, остальные – в старых, см. табл.1): ht – геттанг, sm – синемюр, pl – плинсбах, tr – тоар, al – аален, bs – байос, bt – бат, cl – келловей, ox – оксфорд, km – кимеридж, t – титон

Таблица 3

Число опорных точек для юры по данным различных авторов

	PTS–1964 (M.K. Howarth, 1964)			Г.Д.Афанасьев, С.И.Зыков, 1975			J.E. van Hinte, 1976b			R.L. Armstrong, 1978		
	Всего	Глауконит	Интрузивы	Всего	Глауконит	Интрузивы	Всего	Глауконит	Интрузивы	Всего	Глауконит (пеплы)	Интрузивы
J_3	7	5	2	8	8	–	16	14	2	14	8(1)	5
J_2	2	–	2	6	2	4	7	1	6	3	–	3
J_1	3	–	3	–	–	–	2	–	2	9	1(1)	7
J	12	5	7	14	10	4	25	15	10	26	9(2)	15

В PTS -1964 начало юры рассчитано на основе следующих цифр по биотиту (млн. лет): 192 (193) - пелисейдские силлы, Нью-Джерси, США, верхний триас; 194 (193) - граниты батолита Хотейлу, Британская Колумбия, Канада граница триас - юра; 181 (180) - биллитонские граниты, Индонезия, нижняя юра; 1979 (178) - топлейские граниты, Британская Колумбия, Канада, нижняя юра *; заключается, что нижняя граница юры может быть примерно оценена в 190 - 195 млн. лет.

Однако имеются и другие оценки радиометрического возраста границы триас-юра. Так, в шкале Афанасьева и Зыкова (см. рис.1) граница поднята на 5 млн. лет, что никак не аргументировано. С другой стороны, намечается тенденция удревнения этого рубежа до 212 млн. (Armstrong R.L., 1978) и 205 - 210 млн. лет (Рубинштейн М.М., Полевая Н.И., 1974); W.B. Harland (1971) по данным изучения послетриасовых интрузивов запада Северной Америки допускает возможным понижение подошвы юры несколько ниже 200 млн. лет.

Более стабильным выглядит положение верхнего радиометрического ограничения юры ~ 135 млн. лет. В PTS-1964 для определения окончания юры привлекаются, с одной стороны, цифры по интрузивам гранитов и габбро Калифорнии (от 128 до 136 млн. лет), возраст которых оценивается как раннетитонский, а с другой - цифры по глауконитовым пробам из верхнеюрских отложений Европы; заключается, что верхняя граница юры должна быть на отметке 135 млн. лет.

M.K. Howarth (1964), курировавший материалы по юре при составлении PTS-1964, высказал мысль, что радиометрическое положение верхней границы юры осталось неизменным по сравнению с данными A. Holmes (1959) и J.L. Kulp (1961), а основание юры должно быть понижено на 10-15 млн. лет.

К авторам, дающим такие же или близкие оценки рубежа юра - мел (см. рис.1), можно добавить М.М.Рубинштейна (1967; 135 ±10 млн. лет), Г.Д.Афанасьева и др. (1964; 137 ±5 млн. лет).

Однако наряду с понижением рубежа юра-мел до 143 млн. (Armstrong R.L., 1978; см. рис.1) (новые константы); и 140 млн. лет (Рубинштейн М.М. и Полевая Н.И., 1974)

---

* Без скобок - цифры, приводимые M.K. Howarth (1964), в скобках - цифры "Items" из той же книги (W.B. Harland и др., 1964).

предлагается и его омоложение (Odin G.S., 1978а; см. рис.2)

Ниже рассматриваются фактические материалы обоих предложений.

Удревнение возраста кровли юры М.М.Рубинштейн и Н.И.Полевая (1974) обосновывают полученными в лаборатории ВСЕГЕИ датировками четырех проб глауконитов из волжских отложений Московской области: 145, 152, 152, 142 млн. лет, с одной стороны, и шести проб глауконитов из валанжина Поволжья и Западного Казахстана: 139, 131, 142, 145, 122, 136 млн. лет – с другой. На основе полученных средних значений для первой серии цифр 148 млн. лет и для второй 136 млн. лет заключается, что возраст границы юра–мел разумно несколько увеличить, во всяком случае до 140 млн. лет.

Категорически следует возражать против примененного здесь приема усреднения значений цифр, полученных не только из заведомо различных регионов, но и несомненно из различных стратиграфических горизонтов. Геологическая позиция проб не раскрыта и может быть приблизительной; например, цифры 145 и 122 млн. лет (во второй, валанжинской серии) относятся к разным стратиграфическим уровням. Но даже если исследуемый глауконит происходит из одного и того же пласта, из одного и того же образца, то и в этом случае усреднение получаемых значений возможно лишь после тщательного анализа происхождения зерен глауконита.

Более аргументированы предложения омоложения кровли юры. Еще при составлении PTS–1964 была произведена оценка имевшихся тогда радиометрических цифр по глаукониту верхней юры и нижнего мела (Dodson M.H. и др., 1964). Существенно, что оценка сопровождалась анализом стратиграфического положения каждой пробы без попытки осреднения цифр. По заключению Dodson и его коллег, граница юра – мел немногим больше 130 млн. лет и, следовательно, близка к цифре 135 млн. лет, предложенной A. Holmes(1959) и J.L.Kulp (1961). Однако по ряду проб из волжских слоев получены значения меньше 130 млн. лет. M.K. Howarth(1964), предлагая 135 млн. лет для верхней границы юры, в перечень опорных точек включает несколько цифр с меньшими радиометрическими значениями. В частности, среди них цифра 132 млн. лет ($\lambda_\beta = 4{,}9 \times 10^{-10}$ лет$^{-1}$, $\lambda_e = 0{,}602 \times 10^{-10}$ лет$^{-1}$; по Dodson и др. 128 млн. лет при $\lambda_\beta = 4{,}72 \times 10^{-10}$ лет$^{-1}$, $\lambda_e = 0{,}584 \times 10^{-10}$ лет$^{-1}$) по глауконитовым пескам зоны Kashpurites fulgens волжских отложений Подмосковья. К сожалению, новые

публикации по глауконитам верхней юры Подмосковья (Стасюкевич Т.В., 1974; Полевая Н.И. и др., 1976) мало убедительны вследствие значительного разброса значений. Так, например, для зоны Kashpurites fulgens получены цифры 145 и 152 млн. лет. В целом на основе значений в пределах 139–153 млн. лет авторы склонны понизить радиометрическую границу юра – мел.

Наконец, G.S. Odin (1978а), используя материалы предыдущих исследователей по Европе, приводит и несколько новых цифр по глауконитам из верхних горизонтов юры: 129,0–130,5 млн. лет; к сожалению, в его статье нет новых данных по основанию нижнего мела. По заключению Odin, радиометрический рубеж юра–мел близок к значению 129–130 млн. лет.

Таким образом, можно считать, что тенденция некоторого омоложения границы юра – мел оправдана.

Для создания представления о состоянии проработанности шкалы внутри юрского периода следует остановиться на нескольких определениях.

На протяжении более 20 лет после первых публикаций Рубинштейна в 1959–1961 гг. (библиография – в работе Рубинштейна М.М., 1967) в радиометрической литературе упоминаются данные по келасурским и другим гранитоидным интрузивам Западной Грузии.

M.K. Howarth (1964) для обоснования юрского интервала PTS –1964 среди 12 опубликованных к тому времени цифр с точностью до 20% выбрал 163 млн. лет для батских гранитов Келасури ("Items", Harland W.B. и др., 1964). Под № 90 приводятся данные по нескольким интрузивам Западной Грузии, среднее из которых 166 ±2 млн. лет ("Items ", Harland W.B. и др., 1964).

Г.Д.Афанасьев и др. (1964) в списке опорных точек к геохронологической шкале под № 99 приводят цифру 167 ± 9 млн. лет по биотитам гранитов Келасури, возраст которых определяется как постбайос – донеоком; Афанасьев и Рубинштейн отмечают, что по гранитам Западной Грузии получены как более высокие, так более низкие значения цифр радиометрического возраста. Сделано заключение, что возраст границы байос–бат, по мнению М.М Рубинштейна, должен приходиться на интервал времени 160 – 170 млн. лет; с большой долей вероятности он может быть оценен в 165 ±5 млн. лет. Но в монографии М.М.Рубинштейна (1967) указывается, что келасурский и другие гранитоидные интрузивы Западной Грузии бесспорно постбайосские и донижнемеловые, причем весьма вероятен их

батский (скорее всего нижнебатский) возраст; результаты многочисленных измерений дали в среднем цифру 162 ±5 млн. лет, которая была предложена автором для датировки границы между средней и верхней юрой. Но если возраст их скорее всего нижнебатский, то подобное положение границы средняя-верхняя юра может быть лишь в случае, если бат включить в верхний отдел.

R.St.J. Lambert(1971), отбрасывая все глауконитовые цифры, использованные для PTS -1964, как нереальные, к наиболее реальным относит цифру 165 ±4 млн. лет по послебайосским гранитам Келасури.

Наконец, в расчетах Armstrong (см. табл.3) из трех опорных точек для средней юры- одна опять-таки байос-батские граниты Западной Грузии (173 млн. лет по новым константам).

Все сказанное о K-Ar-датировках по келасурским и другим гранитам Грузии еще раз позволяет убедиться в том, что для средней и нижней юры нет действительно опорных точек.

Обратимся теперь к цифрам по юрским осадочным толщам. Прежде всего, их очень мало (см табл.3), а те немногие, которые упоминаются в радиометрической литературе, как правило, не могут служить опорой при конструировании ярусной шкалы.

Г Д.Афанасьев и С И.Зыков (1975) для средней юры предлагают 2 "опорные точки" по глауконитам Болгарии: 155 млн. лет - нижний аален; 159 млн. лет - байос-бас. Вызывает сомнение, что эти цифры могут быть опорными точками, так как для лежащих стратиграфически ниже отложений радиометрический возраст более молодой по сравнению с более высокими горизонтами.

Т.В Стасюкевич (1974) приводит определения лаборатории ВСЕГЕИ по глауконитам из песков байоса (Волгоградская область) 180 ±7 млн. лет и песчаников бата (Мордовская АССР) 134 ± 4 млн. лет. Хотя здесь и нет инверсии радиометрических датировок, как с болгарскими глауконитами, но разница в 46 млн. лет (по смежным векам и равна продолжительности всего периода, по представлениям ряда авторов) слишком велика, чтобы доверять этим цифрам.

Как показывает табл.3, наиболее обоснована (по крайней мере количественно) данными определения радиометрического возраста по осадочным толщам верхняя юра. Значительно меньше цифр, которые можно было бы отнести к категории действительно опорных точек, то есть точек исключительно осадочного происхождения, имеющих не только четкое положение в

стратиграфическом разрезе, но и датированных палеонтологически (Полевая Н.И. и др., 1976), для среднего и нижнего отделов системы. Например, совершенно недостаточную для суждения о юрских рубежах информацию несет цифра K–Ar -возраста 175 млн. лет по долеритовому силлу, рассекающему плинсбахские песчаники (Северный Кавказ); нет никаких оснований, как утверждает автор, считать эту цифру отвечающей самым верхним горизонтам нижней юры (Afanass'yev G.D.,1970).

Вывод о том, что для средней и нижней юры нет действительно опорных точек, ближе к истине.

Но тогда каким же образом получены ярусные датировки (см.рис.1)?

В случае PTS–1964 это сделано так.

Радиометрические цифры начала и окончания периода позволяют оценить его продолжительность в 55–60 млн. лет (табл.4). Делением этой цифры на 11 – число веков юрского периода (тогда аален не выделялся в качестве самостоятельного подразделения, а вместо титона в шкале фигурировали портланд и пурбек) – получается продолжительность одного века в 5 млн. лет, но для тоара и оксфорда без дополнительных пояснений принимается продолжительность в 6 млн. лет; что касается геттанга, то его продолжительность неопределенна вследствие неопределенности начала периода.

"Концепция равной продолжительности веков" использована также J.E. van Hinte (1976b). Его шкала основана на данных PTS–1964 с добавлением некоторых цифр, заимствованных из работ Г.Д Афанасьева (1968), Afanass'yev G.D.(1970); S. Borzi и др. (1966), R.A.Gygi и F.W. McDowell (1970) для средней и верхней юры. Как видно (см. рис.1 и табл.4), рубежи юры в шкале не изменились по сравнению с PTS –1964.

При построении ярусной радиометрической шкалы Van Hinte опирался на 3 точки (млн. лет): 135 – начало юры, 190–195 – окончание периода, 165 – середина периода. Последняя цифра уже упоминалась – это один из вариантов значений по келасурским гранитам. Van Hinte особенно не интересует геологический фон, стоящий за цифрой реального определения 165 ±4 млн. лет. Для него важно то, что в соответствии с концепцией равной продолжительности веков радиометрическая середина юры – 165 млн. лет – должна приходиться на айосский век – средний из 11 веков периода (Van Hinte, следуя постановлениям Люксембургских коллоквиумов по юре, в отличие от PTS–1964, включает в шкалу аален за счет отнесения к нему трех нижних зон байоса и объединяет портланд и пурбек в титон; см. рис.1); поэтому оправдано (но не

Таблица 4

Продолжительность юрского периода и его эпох по данным различных авторов

		PTS-1964	Г.Д Афанасьев и др., 1964, Г.П.Багдасарян, В.И.Лебединский, 1967	М.М.Рубинштейн, 1967	М.М.Рубинштейн, М.И.Полевая, 1974	J.E. van Hinte; 1976b	Г.Д.Афанасьев С.И.Зыков, 1975	R.L. Armstrong, 1978
Окончание J		135(136)	137 ± 5	135 ± 10	140	135	132	143
Начало J		190-195	195 ± 5	195 ± 10	205-210	190-195	185	212
Продолжительность	J	55-60	40-50	40	65-70	55-60	53	69
	J_3	27	23	25-30		21	21	23
	J_2	10	15			18	15	11
	J_1	18-23	20	10-15		16-21	17	35

Примечания. 1. Объем отделов (эпох) дан в понимании советских авторов, т.е. аален отнесен к средней, а келловей к верхней (поздней) юре; только J_1 в данных R.L. Armstrong включает аален.

2. Первые шесть граф - цифры по старым константам (см. табл.1).

3. Во второй графе начало, окончание и продолжительность J по Г.Д.Афанасьеву и др.(1964), продолжительность эпох по Г.П.Багдасаряну и В.И.Лебединскому (1967).

поясняется почему) принять цифру 165 млн лет за границу байос – бат.

Допустив равную продолжительность веков, Van Hinte делает следующий шаг, также гипотетический, но, вероятно, несколько более оправданный, предположив равную продолжительность биозон. Для первой половины юры до 165 млн. лет (т.е. до границы байос – бат) продолжительность каждой из 26 аркелловских аммонитовых зон может быть либо 1,15 млн. лет (если начало юры 195 млн. лет), либо 0,96 млн. лет (при начале периода 190 млн. лет); следовательно, 1 млн. лет представляется реальным приближением. Отсюда продолжительность байоса 6 млн. лет, так как его составляют 6 аммонитовых зон, аалена 3 млн. лет (3 зоны) и т.д.

При конструировании послебайосской части шкалы Van Hinte частично отказывается от концепции равной продолжительности как веков, так и биозон. Цифры 141 и 143 млн. лет (рубежи соответственно кимеридж – титон и оксфорд – кимеридж) в высшей степени искусственны, но кажется, подтверждаются доступными радиометрическими данными. Следовательно, продолжительность кимериджа оценивается в 2 млн. лет, а титона в 6 млн. лет, что не соответствует числу составляющих их зон.

Для определения границы келловей – оксфорд, как замечает Van Hinte, опорой являются цифры R.A. Gygi и F.W. McDowell (1970) 145 – 146 ±3 млн. лет, полученные по глауконитам из документированного аммонитами основания оксфорда северной Швейцарии. Но подошва оксфорда Van Hinte придает иное значение, а именно 149 млн. лет, так как здесь вновь начинает (не поясняется почему) действовать механизм равной продолжительности биозон, а это значит, что 6 аммонитовых зон оксфорда дадут в сумме 6 млн. лет для всего яруса, а отсюда 141 млн. лет (кровля оксфорда, см. выше) + 6 млн. лет = 149 млн. лет. Таким же образом рассчитываются продолжительность келловея (7 аммонитовых зон – 7 млн. лет) и его начало (149 + 7 = 156 млн. лет).

Бат, следовательно, оказывается зажатым между цифрами 165 и 156 млн. лет, и его продолжительность, несмотря на всего лишь 5 аммонитовых зон, 9 млн. лет.Таким образом, это самый длинный век юрского периода, что, по мнению Van Hinte, подтверждается и данными Д.М.Печерского и А.Н.Храмова (Creer K.M., 1971; Pechersky D.M.,Khramov A.N., 1973). В их мезозойской палеомагнитной шкале продолжительность бата 18 млн. лет: от 165 до 147 млн. лет (Creer K.M., 1971). Однако вопросы абсолютной геохронологии не обсужда-

ются этими авторами; радиометрические даты приводятся ими на основе публикации Г.Д.Афанасьева и др. (1964) (Д.М.Печерский, 1970). Длинный бат, видимо, при этом получился просто потому, что в обзоре Г.Д.Афанасьева большой пробел в данных для середины юры.

В графическом варианте своей шкалы Van Hinte (см. рис.1) все границы между ярусами (веками) показывает пунктиром, подчеркивая тем самым их неопределенность, кроме границы байос – бат (165 млн. лет), которая дана сплошной линией.

Каково же реальное соотношение в шкале Van Hinte между радиометрическими данными, с одной стороны, и аммонитовыми зонами с другой.

По существу только для зон верхней юры имеются пусть часто путаные и разбросанные, но тем не менее конкретные радиометрические цифры (Dodson M.H. и др., 1964; Gygi R.A., McDowell F.W., 1970; Полевая Н.И. и др., 1976; Т.В Стасюкевич, 1974) Что касается остальной части юрского разреза, то биозоны не имеют конкретных цифр. Происходит удивительное: не биозоны документируются цифрами, а по биозонам, исходя из концепции их равной продолжительности, определяются как продолжительность отдельных веков, так и рубежи между ними в абсолютном выражении. Следовательно, строго говоря, это не радиометрические рубежи, а всего лишь рассчитанные значения.

Тем не менее попытка Van Hinte совместить радиометрические данные с биозонами заслуживает положительной оценки как первый шаг в правильном направлении: сделан акцент на биостратиграфическом членении осадочной толщи. Необходимы не случайные, опорные точки для аалена – байоса или постбайоса – донеокома, а специальные поиски необходимого материала в расчлененных биостратиграфически разрезах.

МЕЛОВОЙ ПЕРИОД (СИСТЕМА)

Отложения меловой системы в различных фациях распространены на обширнейших пространствах континентов и океанов. Зональное расчленение морских отложений системы основывается как на макрофауне – на аммонитах и белемнитах, иглокожих, иноцерамах и некоторых других двустворчатых моллюсках, так и на представителях планктонных и бентосных фораминифер, кокколитофоридах, динофлагеллатах и некоторых других группах организмов, которые ныне иногда собирательно называются микро- и нанофоссилиями.

Многие вопросы биостратиграфии меловой системы еще ждут своего решения. О нижней границе мела и о положении берриасского яруса упоминалось ранее. Верхнее ограничение системы также является предметом ведущейся вот уже почти 140 лет дискуссии: куда относить датский ярус – завершать ли им меловую систему (следовательно, мезозойскую группу) или относить его уже к палеогену (т.е. к кайнозою). Подавляющая часть исследователей относят даний к палеогену. В работах зарубежных авторов часто даний вообще не выделяется, а его объем включается (без пояснений) в палеоген или в палеоцен, или даже в эоцен (теми авторами, которые не признают самостоятельности палеоцена). Это необходимо иметь в виду при истолковании радиометрических данных по рубежу мезозой – кайнозой.

Почти по каждой ярусной границе как нижнего, так и верхнего отделов меловой системы существуют различные трактовки ее проведения. Несмотря на все эти вполне естественные разногласия и на существование отдельных областных и провинциальных схем биостратиграфического расчленения, тем не менее возможны межконтинентальные ярусные корреляции, а для огромных пространств океанов и континентов, принадлежавших в меловом периоде к Средиземноморскому палеобиогеографическому поясу (области), т.е практически глобально, и на зональном уровне. Подобные удаленные корреляции возможны не только благодаря микропалеонтологической обеспеченности; они опираются также на почти космополитное распространение ряда представителей макрофауны.

Морские образования системы, не только терригенные, но и карбонатные и кремнистые, отличаются высоким содержанием глауконита. Пепловые прослои (прежде всего бентониты), заключающие К-содержащие минералы (биотит, плагиоклазы и др.), в разрезах мела значительно лучше изучены по сравнению с пепловыми горизонтами триаса и юры и уже давно используются в стратиграфии (" key beds " американских стратиграфов). Поэтому оба канала информации по осадочным толщам обеспечили более высокий, сравнительно с остальными системами мезозоя, уровень обоснованности меловой радиометрической шкалы (табл 5). Подробно имеющиеся данные по меловой шкале будут рассмотрены в отдельной статье. В данном очерке они изложены кратко.Основные варианты шкалы приведены на рис.2

Существующие материалы по нижнему радиометрическому рубежу мела изложены в предыдущем разделе. Напомним, что

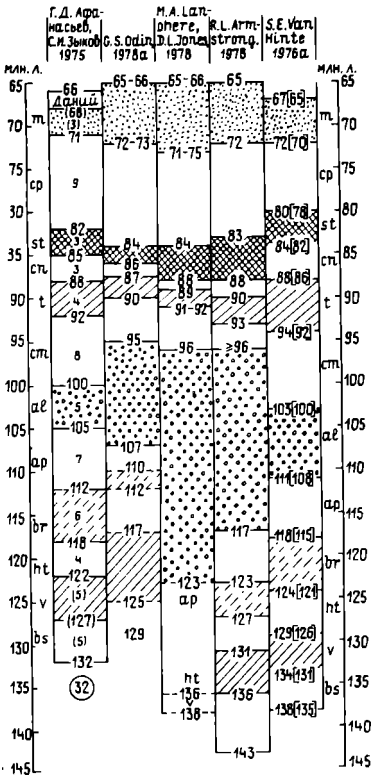


Рис. 2 Сравнение некоторых геохронологических шкал мелового периода (шкала Г Д. Афанасьева и С.И. Зыкова – в старых, остальные – в новых константах, см. табл. 1): bs – бериас, v – валанжин, ht – готерив, br – баррем, ap – апт, al – альб, cm – сеноман, t – турон, cn – коньяк, st – сантон, cp – кампан, m – маастрихт

наиболее обычно размещение рубежа юра – мел на отметке примерно в 135 млн. лет (старые константы) и 138 млн. лет (новые константы, рис. 2).

Радиометрические оценки верхнего ограничения системы (по кровле маастрихта) в вариантах шкалы, приведенных на рис. 2, достаточно близки. Наиболее важные сведения по радиометрическому возрасту кровли мела содержатся в работах R. Casey (1964), B.M. Funnell (1964), R.E. Folinsbee и др. (1970), J.E. van Hinte (1976a), H. Baadgaard и др. (1978), J.F. Lerbekmo и др. (1979).

Радиометрический возраст границы нижнего – верхнего мела, как показывает рис. 2, оценивается различно. Обычны два варианта оценки этой границы: 1) близко к 100 млн. лет ("шкала абсолютного летоисчисления...", 1961; PTS-1964; Van Hinte J.E., 1976a) и 2) близко к 95 млн. лет (по бентонитам) (Obradovich J.D., Cobban W.A., 1975; Kauffman E.G., 1975, 1977; Lanphere M.A., Jones D.L., 1978; по глауконитам: Odin

Таблица 5

Число опорных точек для меловой системы по данным различных авторов

	PTS-1964 (Casey R., 1964)			Г.Д.Афанасьев, С.И.Зыков, 1975			J.E. van Hinte, 1976a			R.L. Armstrong, 1978		
	Количество определений	Глауконит (пеплы)	Интрузивы	Количество определений	Глауконит (пеплы)	Интрузивы	Количество определений	Глауконит (пеплы)	Магматические, метаморфические породы	Количество определений	Глауконит (пеплы)	Интрузивы
Верхний мел	17	11(4)	2	14	12(2)	-	63	30(27)	6	59	29(25)	5
Нижний мел	30	22(3)	5	21	20(1)	-	52	39(7)	6	39	30(5)	4
Всего	47	33(7)	7	35	32(3)	-	115	69(34)	12	98	59(30)	9

G.S., 1978a;Odin G.S.,Hunziker J.C 1978; Elevaut E., Robaszynski F., 1977; Keppens E. и др., 1978).

Особый интерес представляют данные, полученные по глауконитам альбских и сеноманских отложений Парижского бассейна (Bowhome M. и др.,1968; Bodelle J. и др., 1969; Juignet P. и др., 1975; Odin G.S., 1978a, b ; Odin G.S., Hunziker J.C., 1978).

"Глауконитовое" значение возраста границы нижнего – верхнего мела в 95 млн. лет (Odin G.S., Hunziker J.C.1978) близко к радиометрическому датированию этой границы по бентонитам США (Obradovich J.D., Cobban W.A. 1975).

По нижнему мелу Европы после создания PTS-1964 получено немного новых данных, пригодных для радиометрического датирования. Некоторые цифры (в основной массе очень меняющиеся) содержатся в работах Т.В.Стасюкевич (1974); Л.Х.Чумаковой (1980); А.М.Магомедова и А.С.Батырмурзаева (1977); E.Elewaut, F. Robaszynski (1977); E. Keppens и др. (1978).

По нижнему мелу Северной Америки вообще отсутствуют новые данные. В схеме W.R. Dickinson и E.I. Rich(1972) выделяется неоком без разделения на ярусы. В статье M.A. Lanphere и D.L. Jones (1972), обобщающей радиометрические данные по Северной Америке, нижнемеловой интервал остается по существу пустым (см. рис.2).

В PTS -1964 и PTS -1971 границы ярусов нижнего мела рассчитаны на основе концепции "равных ярусов" ("equal stages"). J.E. van Hinte (1976a) отказался от этой концепции. Основываясь "главным образом на интуиции и соображениях практического применения", Hinte предлагает различную продолжительность веков не только нижнего, но и всего мела (рис.2). В шкале G.S. Odin (1978a; G.S. Odin, J.C. Hunziker, 1978) границы ярусов нижнего мела (кроме границы апт – альб) даны пунктиром (рис.2).

Для верхнего мела значительно больше конкретных (нерассчитанных) радиометрических датировок границ ярусов. Больше всего цифр по границе кампан – маастрихт.

По другим границам верхнего мела к данным, сведенным на рис.2, можно добавить значения 82–83 млн. лет для границы сантон–кампан США (Owens J.P., Sohl N.F., 1973); результаты определения возраста подошвы коньякского яруса Бельгии и Северной Франции в 85,3, 89,0, 84,3 млн. лет Rb–Sr –методом (Keppens E. и др., 1978) и в 84,3, 86,2, 87,1 млн. K–Ar –методом (Elewaut E., Robaszynski F. 1977);

несколько K–Ar–цифр (млн. лет, старые константы) для Западной Сибири, "привязанных" к датировкам Hinte (1976а): 94 ± 4 (турон – коньяк), 74 ±3 (сантон–кампан), 68 ± 3 (кампан–маастрихт) (Бойцова Е.П. и др., 1980).

По глауконитам Европы и Северной Америки часто получаются неустойчивые значения возраста (преимущественно в сторону занижения), что обусловлено неоднородностью глауконитовых зерен, привлеченных для радиометрических определений.

Данные по Северной Америке показывают, что K–Ar –результаты дают большой разброс не только по глауконитам, но и по высокотемпературным минералам. Так, датировки ярусных границ верхнего мела по санидину и биотиту из пепловых горизонтов провинции Саскачеван (Канада)(Williams G.D., Baadsgaard H., 1975) в среднем на 2–3 млн. лет древнее предлагаемых для южных участков Западного Внутреннего бассейна Северной Америки в пределах США (Obradovich J.D., Cobban W.A., 1975).

Создание ярусной и более дробной радиометрической шкалы (и не только для мелового ее отрезка) невозможно без теснейшей увязки с палеонтологическими данными. Это первое основное условие создания обоснованной шкалы абсолютной хронологии. Необходимость кооперирования биостратиграфических и радиометрических методов очевидна. Этот принцип положен в основу шкалы Van Hinte (1972, 1976а). Его геохронологическая шкала мела представляет большую корреляционную таблицу, на которой показаны зональные схемы по макрофауне, планктонным и бентосным фораминиферам, известковому нанопланктону и радиоляриям, сопоставленные с радиометрическими датами и палеомагнитной шкалой.

Как и любая корреляционная таблица глобального масштаба, шкала имеет один крупный недостаток: соответствие сопоставляемых зон в ней далеко не всегда точно. Соответствие радиометрических датировок биостратиграфическим уровням в ней в значительной мере условно. По поводу изменений, вносимых в юрскую и меловую части PTS–1964, Van Hinte (1976 b, 491) пишет: "некоторые изменения основывались на новой информации, другие являются прагматическими и интуитивными..., пересмотренная шкала не более чем простая рабочая модель, как и PTS ".

Это ни в коем случае не следует упускать из виду при использовании юрской и меловой шкал Van Hinte, которые многими зарубежными авторами принимаются за эталонные, стандартные.

Но в целом как шкала для юры, так и в еще большей степе-

ни меловая шкала Van Hinte – весьма отрадное явление в радиометрической литературе благодаря увязке палеонтологических и радиометрических материалов.

Второе условие улучшения геохронологической шкалы – привлечение к ее разработке данных по осадконакоплению. Темп седиментации и мощность осадочной толщи как индикаторы абсолютного возраста давно в орбите внимания геологов (Schuchert Ch., 1931; и др.). Попытки увязать мощность и скорость осадконакопления с радиометрическими данными были неоднократными (Полевая Н.И. и др., 1960; Helmes A. 1959; Kulp J.L., 1961; Hudson J.D., 1964; Folinsbee R.E. и др., 1961).

В работах П.П.Зотова (1972,б, 1977) разрабатывается сендиментометрический метод абсолютной геохронологии фанерозоя. Метод основан на определении мощности отложений и скорости седиментации; определяется скорость накопления глин, по отношению к которой выводятся скоростные коэффициенты – эквиваленты для других пород, контролируемые радиометрическими данным. Не со всеми положениями автора можно согласиться, в частности, с его преувеличением непрерывности седиментогенеза и, наоборот, с переуменьшением роли перерывов в накоплении осадочных пород и др. Однако общая направленность проводимых Зотовым исследований, несомненно, весьма перспективна (табл.6). Данные Зотова по радиометризованным скоростям осадконакопления использованы в работе С.И.Романовского (1977).

Соотношение между мощностями отложений ярусов и продолжительностью веков верхнего мела было рассмотрено Д.П.Найдиным и Л.Ф.Копаевич (1977).

Доказано, что мощности кампанского и маастрихтского ярусов в карбонатных разрезах значительно превышают мощности туронского и коньякского ярусов, что, несомненно, отражает различную длительность соответствующих веков.

G.Ernst и H.Kreuzer (1976) и G.Ernst (1978) по разрезам писчего мела и близких к нему литологических разностей севера ФРГ получили подобные соотношения значений мощности ярусов верхнего мела. Но в изученных разрезах они наметили известные радиометрические даты некоторых ярусных границ; допуская непрерывность и равномерность седиментации карбонатных пород, они рассчитали, с одной стороны, темп осадконакопления (он в среднем оказался равным 3 см за 1000 лет), а с другой – возраст остальных хорошо палеонтологически документированных границ верхнего мела (от турона до кампана

Таблица 6

Седиментационная шкала абсолютной геохронологии
П.П.Зотова

Продолжительность, млн. лет				Начало, млн. лет
Периоды	Эпохи	Века		
1	2	3		4
Палеоген	Палеоцен	Датский	4,5	71,5
Меловой 75	Поздняя 46	Маастрихтский	7,5	79,0
		Кампанский	6,7	85,7
		Сантонский	5,9	91,6
		Коньякский	5,7	97,3
		Туронский	8,3	105,6
		Сеноманский	7,4	113,0
	Ранняя 29	Альбский	5,7	118,7
		Аптский	5,2	123 9
		Барремский	5,5	129,4
		Готеривский	4,7	134,1
		Валанжинский	7,9	142,0
Юрский 58	Поздняя 23	Титонский	6,1	148,1
		Кимериджский	5,8	153,9
		Оксфордский	5,9	159,8
		Келловейский	5,2	165,0
	Средняя 16	Батский	5,4	170,4
		Байосский	5,4	175,8
		Ааленский	5,2	181,0
	Ранняя 19	Тоарский	3,0	184,0
		Домерский	3,1	187,1
		Плинсбахский	3,2	190,3
		Лотарингский	3,3	193,1
		Синемюрский	3,3	196,9
		Геттангский	3,1	200,0

Продолжение табл.6

1	2	3		4
Триасовый 36	Поздняя 16	Рэтский	4,5	204,5
		Норийский	4,5	209,0
		Карнийский	7,0	216,0
	Средняя 10	Ладинский	4,3	220,3
		Анизийский	5,7	226,0
		Оленекский	4,5	230,5
		Индский	5,5	236,0
Пермский	Поздняя	Татарский		

включительно). В частности, длительность кампана – самого длинного века позднего мела – несколько меньше 12 млн. лет, причем на долю раннего кампана приходится лишь немногим более 1/3 этого времени. Самый короткий век коньякский. Таким образом, данные о неравной продолжительности веков позднего мела хорошо увязываются с радиометрическими датами.

Палеонтологические, седиментологические и радиометрические материалы по верхнему мелу позволяют подойти к решению вопроса о продолжительности дробных подразделений геохронологической шкалы: века (яруса) и хрона (зоны).

Эти материалы не оставляют никаких сомнений в различной продолжительности веков позднемеловой эпохи. Распространение этого вывода на остальные периоды и эпохи палеозоя и мезозоя также не подлежит сомнению; для кайнозоя концепция " equal stages " давно оставлена (Berggren W.A. 1972). Gill J.R. и Cobban W.A. (1966, 1973) по разрезам верхнего мела Западного Внутреннего бассейна Северной Америки, в которых выделено несколько десятков аммонитовых зон, установили неравную продолжительность этих зон. По J.D.Obradovich и W.A.Cobban (1975), продолжительность зон верхнего мела от 0,2 до 0,9 млн. лет; по E.G. Kauffman(1977), средняя продолжительность аммонитовых зон 0,25- 0,33 млн. лет, но некоторые зоны короче 0,25 млн. лет.

Весь объем радиометрической информации по мезозою с несходящимися датировками и с цифрами, к которым либо добавлено их авторами, либо необходимо добавить "± *n* млн. лет",

заставляет относиться с большой осторожностью к предлагаемым подсчетам длительности биозон. Расчеты T.Kaemmel (1966), согласно которым длительность наименьшего радиометрически улавливаемого в настоящее время интервала значительно крупнее длительности одной биозоны, представляются вполне обоснованными.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Требования, предъявляемые к радиометрическим определениям возраста для мезозоя. Очевидно, радиохронологическая шкала для мезозоя должна стремиться к той же степени детальности, которой достигло биостратиграфическое членение. Для юры и мела в настоящее время детальность прослеживаемых на значительных пространствах биостратиграфических разбивок отвечает зональному уровню.

Следовательно, требования, предъявляемые к точности радиометрических датировок мезозоя, неизмеримо более высоки по сравнению с получаемыми для древнего фанерозоя, не говоря уж о докембрии, для которого ныне предлагаются цифры возраста с прибавлением "± несколько десятков миллионов лет".

Отсюда следствие, которое до сих пор не представляется всем очевидным: радиометрические даты для мезозоя должны быть получены только непосредственно по биостратиграфически расчлененным осадочным толщам. Речь идет об уже упоминавшихся "действительно опорных точках" в смысле Н.И.Полевой и др. (1976), однако без допускаемой ими уступки для интрузивных массивов, имеющих "весьма сближенные во времени верхнюю и нижнюю границы". Сам характер взаимоотношения интрузивных тел с прорываемыми ими и перекрывающими их осадочными породами исключает получение "весьма сближенных во времени" оценок на уровне зон (хронов).

Поэтому даже по самым аналитически безукоризненным цифрам, которые можно получить по интрузивам, нельзя иметь однозначно интерпретируемых датировок.

Сравнение геохронометров осадочных толщ. Известны два основных геохронометра по осадочным толщам: пепловые и глауконитовые горизонты.

В специальной литературе укоренилось представление о большей достоверности цифр возраста по минералам пепловых прослоев сравнительно с глауконитами. Возникновение этого

представления, во-первых, отражает давнишнее предпочтение, оказываемое радиогеохронологами высокотемпературным минералам и, во-вторых, связано с частым получением по глауконитам разбрасывающихся значений "возраста".

Заметим, что и по минералам пепловых прослоев могут быть получены расходящиеся значения, не менее существенные, чем по глауконитам (выше приводилось сравнение результатов, полученных двумя лабораториями по бентонитам верхнего мела Западного Внутреннего бассейна Северной Америки). Дело в том, что минералы из рыхлых пепловых прослоев химически менее устойчивы по сравнению с минералами массивных интрузивных тел (Armstrong R.L.,1978). Кроме того, по различным компонентам пеплов могут быть получены различные значения возраста. Так, M.A. Lanphere и D.L. Jones (1978) сообщают, что K–Ar –возраст одного из батолитов Калифорнии по биотиту несколько древнее, чем по сопутствующей роговой обманке.

Значительно более широкое пространственное и вертикальное распространение глауконитов по сравнению с пепловыми горизонтами (которые многочисленны локально, например, в меловом Западном Внутреннем бассейне Северной Америки) делает их незаменимым материалом для радиометрического изучения.

Об осложнениях, возникающих при использовании глауконитов в качестве геохронометра, написано много (Афанасьев Г.Д. и др., 1974; Рубинштейн М.М., 1963, 1967; Рубинштейн М.М., Полевая Н.И., 1974; M.H. Dodson et al., 1964; Owens J.P., Sohl N.F.1973; Odin G.S., 1973a, 1976a, 1978a; Odin G.S., Hunziker J.C., 1978 и многие другие работы).

Работы G.S. Odin и J.C. Hunziker показали, что репутация второсортного материала закрепилась за глауконитами незаслуженно. При интерпретации "глауконитовых цифр" возникают неопределенности трех видов: аналитическая, генетическая и стратиграфическая. Наиболее коварен второй вид. Поэтому особое внимание, уже на стадии полевых исследований, необходимо уделять отбору глауконитов, пригодных для радиометрического изучения. Седиментологическое изучение глауконитсодержащих толщ показало, что зерна глауконита растут длительно; возраст прослоя, определенный по зернам, не соответствует возрасту сопутствующей им фауны, а более молодой, отвечающий возрасту фауны лежащего непосредственно выше слоя (Odin G.S., 1978a; Odin G.S., Hunziker J.C., 1978). По должным образом отобранным зернам глауконита результаты определения возраста вполне сопоставимы со значениями, полученными по высокотемпературным минералам. Воспроизводимость результа-

тов по глауконитам обеспечивается введением "глауконитового стандарта" GL-O(Odin G.S., 1976b).

В общем можно сказать, что в настоящее время так называемые низкие значения возраста по глауконитам представляют ограниченные случаи (specific cases). Доказано, что глауконины могут использоваться для определения воспроизводимого возраста осадков" (G.S. Odin, 1978a). Представляется, что это положение доказано Odin для верхнего мела и кайнозоя.

Как указывают Н.И.Полевая и др. (1976), надежные радиометрические даты не могут быть получены применением лишь одного метода датирования. По Odin (1978a), K - Ar-глауконитовые цифры должны контролироваться определениями по Rb-Sr того же глауконита, а также данными по второму геохронометру - по пеплам. Задача достаточно сложная, в частности, потому, что Rb-Sr -метод пока дает менее точные результаты вследствие большей (по сравнению с K-Ar) чувствительности определяемых компонентов к процессам выветривания (Clauer N., 1978; Odin G.S. et al., 1974; Odin G.S., 1978a).

Краткий синтез радиометрических материалов по мезозою.

1. Беглое, поверхностное ознакомление с графически или табулярно оформленными радиогеохронологическими шкалами мезозоя производит самое радужное впечатление: датированы не только рубежи отделов, но и границы ярусов, а для верхнего мела как будто бы достигнут и зональный уровень радиометрического расчленения.

К сожалению, это впечатление быстро рассеивается после более внимательного рассмотрения состояния радиогеохронологической шкалы мезозоя.

2. Для триаса и юры после PTS -1964 банк "действительно опорных точек" по существу не пополнился. Всякого рода тасования имеющихся старых данных (Захаров С.А., 1977; Сташков Г.М., 1978; Stokes L.W., 1978; Steiner Y., 1979) даже с применением ЭВМ (Armstrong R.L., 1978) конкретный фактический материал заменить не могут.

3. Поэтому, как ни печально, выводы по триасу и юре не будут оптимистическими.

Рубежи пермь - триас и триас- юра не могут быть датированы точнее оценок, предложенных 15 лет назад ("Проект рекомендации...", 1966), а именно (в старых константах): граница перми - триаса 220-240 млн., среднее 230 ± 10 млн. лет (5 млн. лет нужно прибавить, чтобы получить значения в

новых константах); граница триас – юра 190–200 млн. лет, среднее 195 ± 5 млн. лет (+4 млн. лет при переходе на новые константы). Подобные оценки общеприняты (Келлер Б.М. и др., 1971; PTS-1964; PTS -1971; Matsumoto T., Shibata K., 1977) и нет серьезных оснований их изменять.

Надежные рубежи для отделов триаса и юры и тем более для ярусов пока предложены быть не могут. "Даже при определении границ систем допускаются большие интерполяции; поэтому дискуссия о продолжительности веков бесполезна" (Armstrong R.L., 1978).

4. Сказанное о триасе и юре в целом можно отнести как к рубежу юра – мел, так и к внутреннему делению нижнего мела. Armstrong (1978), оценивая свой компьютерный файл для фанерозоя, отметил, что одним из наименее обоснованных его интервалов является отрезок от верхней перми до нижнего мела. Odin (1978a) в табличном варианте шкалы все границы внутри нижнего мела до основания альбского яруса показывает пунктиром (см. рис.2).

Основание мела в PTS-1964 и PTS -1971 датируется 135–136 млн. лет, в "Проекте рекомендации..." (1966) 137 ± 5 млн. лет (старые константы; нужно прибавить 3 млн. лет при пересчете на новые константы).

Предлагаемые радикальные изменения этой оценки (новые константы): 143 млн. лет (Armstrong R.L., 1978) и 129–130 млн. лет (Odin G.S., 1978a) укладываются в интервал, предполагаемый для рубежа юры и мела; R. St. J. Lambert (1971) дает цифры для этого рубежа от 128 до 148 млн. лет (в старых константах 125–145 млн. лет). Как было отмечено выше, "омоложение" основания мела представляется более реальным; тем не менее пока нет веских аргументов отказываться от сложившегося представления о радиометрическом возрасте рубежа юра – мел.

5. Более многочисленны и, что весьма важно, более достоверны радиометрические материалы последних лет для верхней части меловой системы; это отмечается рядом авторов (Armstrong R.L., 1978; Lanphere M.A., Jones D.L., 1978; Odin G.S., 1978a).

Очевидно, основываясь на результатах, полученных Odin (1976b, 1978a), подошве альбского яруса можно придать значение 107 млн. лет (новые константы).

Граница нижнего – верхнего мела как по глауконитам Европы, так и по бентонитам Северной Америки трассируется на уровне 95–96 млн. лет (новые константы).

Что касается ярусных границ верхнего мела, то предпочтение должно быть оказано шкале авторов ФРГ (Ernst G., 1978; Ernst G., Kreuzer H., 1976), в которой радиометрические данные подкреплены седиментологическими расчетами. Оговоримся, что шкала для верхнего мела требует дальнейшего совершенствования на основе совместного применения радиометрического и седиментологического методов хронологии.

Радиометрический возраст кровли мела, т.е. рубежа между мезозоем и кайнозоем (напомним, что этот рубеж мы проводим по кровле маастрихта), близок к значению 65 млн. лет (новые константы).

Общая оценка и рекомендации. Резкой критике подвергается не существо радиометрических методов, а сложившееся у многих геологов представление о большой точности и достоверности результатов (Jeletzky J.A., 1978).

Относительно практического применения PTS-1964 и PTS -1971 один из их редакторов - W.B. Harland (1971) писал: "большая трудность состоит в незаслуженной вере, которую так много геологов питает к опубликованным шкалам. Это приводит к частому применению шкал, но лишь к незначительному их улучшению".

С этими высказываниями можно согласиться. Поданные по выражению J.A. Jeletzky (1978) в "привлекательной упаковке" радиометрические шкалы мезозоя создают иллюзию благополучия. У многих рождается убеждение в надежности и достоверности количественных значений возраста. Намечается тенденция (в частности, у американских авторов) недооценивать роль биостратиграфии в конструировании геохронологической шкалы.

Что же можно рекомендовать относительно практического применения радиометрических данных по мезозою? Прежде всего не следует забывать, что радиометрические шкалы для мезозоя пока еще "не более, чем простая рабочая модель" (Van Hinte J.E., 1976 b).

Исследователь, которому в той или иной форме необходимы количественные характеристики отрезков времени в пределах мезозойской эры, остановившись на каком-то варианте радиометрических датировок, не должен забывать и о возможности иных оценок. Это особенно важно при включении данных о времени в расчеты скорости какого-то процесса или продолжительности какого-то явления: скорости осадконакопления, продолжительности зон (как биозон, так и палеомагнитных зон) и т.п.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Аркелл В.* Юрские отложения земного шара. М., Изд-во ин. лит., 1961, 1–803
2. *Афанасьев Г.Д.* Геологическая шкала в абсолютном летоисчислении. В кн. "Пробл. геохимии и космохимии" (Докл. сов. геол. XXIII сессии МГК). М., "Наука", 1968, 61–69
3. *Афанасьев Г.Д., Багдасарян Г.П., Боровиков Л.И. и др.* Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР с учетом зарубежных данных. В кн. "Абс. возраст геол. формаций" (Докл. сов. геол. XXII сессии МГК). М., "Наука", 1964, 287–324
4. *Афанасьев Г.Д., Зыков С.И.* Геохронологическая шкала фанерозоя в свете новых значений постоянных распада. М., "Наука", 1975, 1–103
5. *Афанасьев Г.Д., Овчинников Л.Н., Брандт С.Б.* Влияние различных геологических процессов на искажение цифр абсолютного возраста. В кн. "Новые данные абс. геохронологии" (XVII сессия Комис. по определению абс. возраста геол. формаций). М., "Наука", 1974, 3–11
6. *Афанасьев С.Л., Пергамент М.А., Смирнов Ю.П.* Длительность веков позднего мела. "Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол.", 1972, 47, вып. 6, 136–137
7. *Багдасарян Г.П., Лебединский В.И.* Новые данные об абсолютном возрасте магнитических пород Горного Крыма. "Докл. АН СССР", 1967, 173, № 1, 149–152
8. *Бойцова Е.П., Загрузина И.А., Комарова Н.И.* Опыт комплексного палинологического и радиологического изучения верхнемеловых и нижнепалеогеновых отложений Павлодарского Прииртышья. "Сов. геология", 1980, № 2, 75–78
9. *Бочкарев В. С., Погорелов Б.С.* Новые данные о хронологическом рубеже пермской и триасовой систем. "Докл. АН СССР", 1967, 173, № 1, 153–155
10. Бюро Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. Применение единых значений констант распада в геохронологии. "Изв. АН СССР. Сев. геол.", 1978, № 11, 148
11. *Зотов П.П.* Вопросы абсолютной геохронологии. В кн. "Происхождение и история Земли". Алма-Ата, изд. Казах. ун-та, 1972а, 133–227
12. *Зотов П.П.* Седиментация как мера времени. В кн. "Некоторые вопросы географии и геологии Казахстана", Алма-Ата, Изд-во Казахск. ун-та, 1972, 108–111

13. *Зотов П.П.* Геохронологические методы в геологии. В кн. "Пробл. географии Казахстана". Алма-Ата, Изд-во Казахск. ун-та, 1977, 192-205
14. *Келлер Б.М., Тугаринов А.И., Войткевич Г.В.* Геохронология. "БСЭ", 1971, 6, 998-1005
15. *Магомедов А.М., Батырмурзаев А.С.* Абсолютный возраст осадочных образований Дагестана. В кн. "Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы" (XI X сессия Комис. по определению абс. возраста геол. формаций). М., "Наука", 1977, 3-11
16. *Мурина Г.А.* Об оценке точности результатов определения возраста аргоновым методом. В кн. "Вопр. геохронологии и изотопной геологии". "Тр. ВСЕГЕИ", Л., 1976, 250, 86-96
17-18. *Найдин Д.П., Копаевич Л.Ф.* О зональном делении верхнего мела Европейской плаобиогеографической области. "Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол.", 1977, 52, вып. 5, 92-112
19. *Павлов А.П.* Представления о времени в истории, археологии и геологии. М., Изд-во М. и С. Сабашниковых, 1919, 1-24
20. *Печерский Д.М.* Палеомагнетизм и палеомагнитная корреляция мезозойских отложений Северо-Востока СССР. "Тр. Сев.-Вост. комплексного н.-и. ин-та", Магадан, 1970, вып. 37, 58-99
1. *Полевая Н.И., Казаков Г.А., Мурина Г.А.* Глаукониты как индикатор геологического времени. "Геохимия", 1960, № 1, 3-10
22. *Полевая Н.И., Стасюкевич Т.В., Искандерова А.Д., Яковлева Л.В.* К проблеме уточнения геохронологической шкалы. В кн. "Вопр. геохронологии и изотопной геологии". "Тр. ВСЕГЕИ", Л., 1976, 250, 5-15
23. Проект рекомендаций по мировой геохронологической шкале (заседание Международной геохронологической комиссии, май 1965 г., Нанси). "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1966, № 9, 7-9
24. *Романовский С.И.* Седиментологические основы литологии. Л., "Недра", 1977, 1-408
25. *Рубинштейн М.М.* Некоторые вопросы дальнейшего уточнения и детализации абсолютной геохронологической шкалы. "Тр. XI сессии Комис. по определению абс. возраста геол. формаций." М., Изд-во АН СССР, 1963, 306-317
26. *Рубинштейн М.М.* Аргоновый метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии. Тбилиси, "Мецниереба", 1967, 1-239

27. *Рубинштейн М.М., Полевая Н.И.* О геохронологической шкале фанерозоя. В кн. "Геохронология СССР. Т. 2. Фанерозой", Л., "Недра", 1974, 304–314
28. *Рубинштейн М.М., Габуния Л.К.* Некоторые вопросы геохронологии кайнозоя. "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1972, № 3, 3–8
29. *Руженцев В.Е., Сарычева Т.Г.* Развитие и смена морских организмов на рубеже палеозоя и мезозоя. "Тр. ПИН АН СССР", 1965, 108, 1–431
30. *Стасюкевич Т.В.* Русская платформа. В кн. "Геохронология СССР. Т. 2. Фанерозой". Л., "Недра", 1974, 12–23
31. Стратиграфический словарь СССР. М., "Госгеолиздат", 1956, 1–1283
32. Стратиграфический словарь СССР. Триас, юра, мел. Л., "Недра", 1979, 1–592
33. Стратиграфия СССР. Триасовая система. М., "Недра", 1973, 1–557
34. Стратиграфия СССР. Юрская система. М., "Недра", 1972, 1–524
35. *Холмс А.* Пересмотренная геохронологическая шкала. В кн. "Геохимия летогенеза". М., Изд–во ин. лит., 1963, 391–430
36. *Хеллем А.* Юрский период. Л., "Недра", 1978, 1–272
37. *Чумакова Л.Х.* Абсолютный возраст глауконитов в Вятско–Камского месторождения. В кн. "Новые данные по геол. и гидрогеол. Нечерноземной зоны и Поволожья". М., "Недра", 1980, 62–63

38. Шкала абсолютного летоисчисления по данным геохронологических лабораторий на 1960 г. "Тр. IX сессии Комис. по определению абс. возраста геол. формаций". М., Изд–во АН СССР, 1961, 320–329
39. *Afanass'yev G.D.* Certain key data for the phanerozoic time–scale. "Eclog. geol. helv.", 1970, 63, № 1, 1–7
40. *Arkell W.J.* Jurassic geology of the world. Edinburgh, Oliver & Boyd, 1956
41. *Armstrong R.L.* Pre–Cenozoic phanerozoic time scale – computer file of critical dates and consequences of new and in–progress decay–constant revisions. "Contrib. Geol. Time Scale. Int. Geol. Congr., Sydney, 1976", Tulsa, Oklahoma, 1978, 73–91
42. *Armstrong R.L., Besancon J.* A Triassic time scale dilemma: K–Ar dating of Upper Triassic mafic igneous rocks, eastern

USA and Canada and post-Upper Triassic plutons, western Idaho, USA. "Eclog. geol. helv.", 1970, 63, № 1, 15-28
43. *Arsmtrong R.L., McDowall W.G.* Proposed refinement of the Phanerozoic time scale. Intern. Meeting for Geochronology, Cosmochronology, and Isotope Geology (Paris), 1974, abstr. vol.
44. *Baadsgaard H., Lerbekmo J.F., Ewans M.E.* Geochronology and magnetostratigraphy of fluvial-deltaic sediments embracing the Cretaceous-Tertiary boundary, Red Deer Valley, Alberta, Canada. "4th Intern. Conference on geochronology (Aspen, Colorado, USA), Short papers", 1978, 17-18
45. *Baldwin B., Coney P., Dickinson W.R.* Dilemma of a Cretaceous time-scale and rates of sea-floor spreading. "Geology", 1974, 2, № 6, 267-270
46. *Banks P.O.* Permian-Triassic radiometric time-scale in the Permian and Triassic systems and their mutual boundary. "Can. Soc. Petrol. Geologists Mem.", 1973, 2, 669-667
47. *Berggren W.A.* A Cenozoic time scale - some implications for regional geology and paleobiogeography. "Lethaia", 1972, 5, № 2, 195-215
48. *Bodelle J., Lay C., Odin G.S.* Détermination d'âge par la methode geochronologique "potassium-argon" de glauconies du bassin de Paris. "C. r. Acad. sci.", 1969, D268, № 1, 1474-1477
49. *Bonhome M., Odin G.S., Pomerol Ch.* Âge de formations glauconienses de l'Albien et de l'Eocène du bassin de Paris. "Mem. Bur. rech. géol. et minières", 1968, № 58, 339-346
50. *Borsi S., Ferrara G., Mercier J., Tongiorgi E.* Âge stratigraphique et radiometrique Jurassique Superieur d'un granite des zones internes des Hellenides. "Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.", 1966, ser. 2, 8, fasc. 4, 279-287
51. *Borsi S., Ferrara G.* Determinazione delléta della rocce intrusive di Predazzo con i metodi del Rb/Sr e K/Ar. "Miner. et petrogr. acta", 1967, 13, 45
52. *Casey R.* The Cretaceous period. In W.B. Harland et al. (eds) "The Phanerozoic time-scale". "Geol. Soc. London Quart. J.", 1964, 120, 193-202
53. *Clauer N.* Behaviour of strontium and argon isotopes in biotites during a progressive natural weathering. "4th Intern. Conference on geochronology (Aspen, Colorado, USA), Short papers", 1978, 68-71
54. *Creer K.M.* Mesozoic palaeomagnetic reversal column. "Nature". 1971, 233, № 5321, 545-546

55. *Dickinson W.R., Rich E.I.* Petrologic intervals and petrofacies in the Great Valley sequence, Sacramento Valley, California. "Bull. Geol. Soc. Amer.", 1972, 83, № 10, 3007–3024
56. *Dodson M.H., Rex D.C., Casey R., Allen P.* Glauconite dates from the Upper Jurassic and Lower Cretaceous. In W.B. Harland et al. (eds) "The Phanerozoic time–scale". "Geol. Soc. London Quart. J.", 1964, 120, 145–158
57. *Elewaut E., Robaszynsku F.* Datation par la méthode K/Ar de glauconies Crétacées du Nord de la France et de Belgique. "Ann. Soc. géol. Nord", 1977, 97, 179–189
58. *Ernst G.* Forschungsfortschritte in der Oberkreide von NW–Deutschland. Intern. Symposium Deutsche Kreide (Münster), Kurzfassungen der Vorträge, 1978, 72–73
59. *Ernst G., Kreuzer H.* Calibration of stratigraphic methods in the boreal Cretaceous of Germany. "25th Intern. Geol. Congr." Canberra, 1976, Abstr., 1, 267–268
60. *Evernden J.F., Curtis G.H., Obradovich J., Kistler R.* On the evaluation of glauconite and illite for dating sedimentary rocks by the potassium– argon method. "Geochim. et cosmochim. acta", 1961, 23, № 1–2, 78–99
61. *Fitch F.J., Hooker P.J., Miller J.A., Brereton N.R.* Glauconite dating of Palaeocene– Eocene rocks from East Kent and the time–scale of Palaeogene volcanism in the North Atlantic region. "J. Geol. Soc.", 1978, 135, № 5, 499–512
62. *Funnell B.M.* The Tertiary period. In W.B. Harland et al. (eds) "The Phanerozoic time–scale". "Geol. Soc. London Quart. J.", 1964, 120, 179–191
63. *Folinsbee R.E., Baadsgaard H., Lipson J.* Potassium – argon dates of Upper Cretaceous ash falls, Alberta, Canada. "Ann. N.Y. Acad. Sci.", 1961, 91, № 2, 352–363
64. *Folinsbee R.E., Baadsgaard H., Cumming G.L.* Geochronology of the Cretaceous – Tertiary boundary of the western plains of North America. "Eclog. geol. helv.", 1970, 63, № 1, 91
65. *Gill J.R., Cobban W.A.* The Red Bird section of the Upper Cretaceous Pierre Shale in Wyoming. "U. S. Geol. Surv. Prof. Paper", 1966, 393–A, 1–69
66. *Gill J.R., Cobban W.A.* Stratigraphy and geologic history of the Montana Group and equivalent rocks, Montana, Wyoming, and North and South Dakota. "U.S. Geol. Surv. Prof. Paper", 1973, 776, 1–37
67. *Gygi R.A., McDowell F.W.* Potassium – argon ages of glauconites from a biochronologically dated Upper Jurassic sequence

of northern Switzerland. "Eclog. geol. helv.", 1970, 63, № 1, 111–118
68. *Hallam A.* Jurassic environments. Cambridge University Press, 1975
69. *Harris W.B.* Rb–Sr glauconite isochron, Maestrichtian unit of Peedee Formation (Upper Cretaceous), North Carolina. "Geology", 1976, 4, № 12, 761–762
70. *Harris W.B., Bottino M.L.* Rb– Sr study of Cretaceous lobate glauconite pellets, North Carolina. "Bull. Geol. Soc. Amer.", 1974, 85, № 9, 1475–1478
71. *Harland W.B.* Introduction. In W.B. Harland et al. (eds) "The Phanerozoic time–scale: a supplement". "Geol. Soc. London. Spec. Pub.", 1971, 5, 3–7
72. *Harland W.B., Smith A.G., Wilcock B.* (eds). The Phanerozoic time–scale. "Geol. Soc. London Quart. Jr.", 1964, 120, 1–458
73. *Harland W.B., Francis E.H., Evans P.* The Phanerozoic time–scale: a supplement. "Geol. Soc. London Spec. Publ.", 1971, 5, 1–356
74. *Holmes A.* A revised geological time–scale. "Trans. Geol. Soc. Edinburgh", 1959, 17, № 3, 183–216
75. *Howarth M.K.* The Jurassic period. In W.B. Harland et al. (eds) The Phanerozoic time–scale. "Geol. Soc. London Quart. J.", 1964, 120, 203–205
76. *Hudson J.D.* Sedimentation rates in relation to the Phanerozoic time–scale. In W.B. Harland et al. (eds) "The Phanerozoic time scale". "Geol. Soc. London Quart. J.", 1964, 120, 37–42
77. *Izett G.A., Gobban W.A., Gill J.R.* The Pierre Shale near Kremmling, Colorado, and its correlation to the east and the west. "U.S. Geol. Surv. Prof. Paper.", 1971, 684–A, 1–19
78. *Jeletzky J.A.* Causes of Cretaceous oscillations of sea level in Western and Arctic Canada and some general geotectonic implications. "Geol. Surv. Can., Paper", 1978, 77–18, 1–44
79. *Juignet P., Hunziker J.C., Odin G.S.* Datation numérique du passage Albien – Cénomanien en Normandie; étude préliminaire par la methode à l'argon. "C. r. Acad. sci.", 1975, D280, № 4, 379–382
80. *Kaemmel T.* Die Äquivalent der Biozone in der Radiogeochronologie– der Vertrauensbereich. "Geologie", 1966, 15, № 8, 989–992

81. *Kauffman E.G.* Population systematics, radiometrics, and zonation – a new biostratigraphy. "Proc. N. Amer. Paleontol. Convention, Chicago, 1969, Part F". Lawrence, Kansas, 1970, 612–666
82. *Kauffmam E.G.* Dispersial and biostratigraphic potential of Cretaceous benthonic Bivalvia in the Western Interior. "Geol. Assoc. Can. Spec. Pap.", 1975, № 13, 163–194
83. *Kauffman E.G.* Geological and biological overview: Western Interior Cretaceous basin. "Mountain Geol.", 1977, 14, № 3–4, 75–99
84. *Kauffman E.G., Cobban W.A., Eicher D.L.* Albian through Lower Coniacian strata. Biostratigraphy and principal events in western interior states. "An. Mus. hist. natur. Nice", 1976(1978), t. IV, XXIII.1–XXIII.52
85. *Kennedy W.J., Cobban W.A.* Aspects of ammonite biology, biogeography, and biostratigraphy. "Special papers en palaeontology", 1976, № 17, 1–94
86. *Keppens E., Elewaut E., Pasteels P.* Géochronologie rubidium–strontium de glauconies du Crétacé du Nord de la France et du bassin de Mons. Comparison avec les donnees potassium – argon correspondentes. "Bull. Soc. Géol. Belg.", 1978, 87, № 3–4, 153–162
87. *Kozur H.* Probleme der Triasgliederung und Parallelisierung der germanischen und tethyalen Trias. Teil: Abgrenzung und Gliederung der Trias. "Freiberg. Forschungsh.", 1974, C298, 139–197
88. *Krinsley D.H.* Age of the Mount Laurel and Navesink Formations at Marlboro, New Jersey, from K–Ar mesurement of glauconite. "Bull. Geol. Soc. Amer. ", 1973, 84, № 26, 2143–2145
89. *Kulp J.L.* Geologic time–scale. "Science", 1961, 133, № 3459, 1105–1114
90. *Lambert R. St. J.* The pre–Pleistocene Phanerozoic time–scale – a review and further data. In W.B. Harland "The Phanerozoic time–scale: a supplement". "Geol. Soc. London Spec. Publ.", 1971, 5, 9–34
91. *Lanphere M.A., Jones D.L.* Cretaceous time–scale from North America. "Contrib. Geol. Time Scale. Int. Geol. Congr., Sydney, 1976", Tulsa, Oklahoma, 1978, 259–268
92. *Lerbekmo J.F., Evanx M.E., Baadsgaard H.* Magnetostratigraphy, biostratigraphy and geochronology of Cretaceous–Tertiary boundary sediments, Red Deer Valley. "Nature", 1979, 279, № 5708, 27–30

93. *Matsumoto T., Shibata K.* Геохронологическая шкала фанерозойского эона, Япония. "Кагаку, Kagaku", 1977, 47, № 7, 404–412
94. *Obradovich J.D., Cobban W.A.* A time–scale for the Late Cretaceous of the Western Interior of North America. "Geol. Assoc. Can. Spec. Pap.", 1975, № 13, 31–54
95. *Odin G.S.* Spécificité des datations radiométriques dans les bassins sédimentaires européens. "Rev. géogr. phys. et géol. dyn.", 1973a, 15, № 5, 523–532
96. *Odin G.S.* Resultats de datations radiométriques dans les séries sédomentaires du Tertiaire de l'Europe occidentale. "Rev. géogr. phys. et géol. dyn.", 1973b, 15, № 3, 317–330
97. *Odin G.S.* Commentaires sur la datation des glauconies du Crétacé supérieur du Limbourg. "Geol. en mijnbouw", 1976, 51, № 1–2, 3–5
98. *Odin G.S.* La glauconite GL–O, etalon interlaboratoire pour l'analyse radiochronometrique. "Analysis", 1976b, 4, 286–291
99. *Odin G.S.* Results of dating Cretaceous, Paleogene sediments, Europe. "Contrib. Geol. Time Scale. Int. Geol. Congr., Sydney, 1976", Tulsa, Oklahoma, 1978a, 127–141
100. *Odin G.S.* Données sur l'âge radiométrique de niveaux glauconieux de l'Albien inférieur dans le stratotype (méthode à l'argon). "Les stratotypes français", 1979, vol. 5. "L'Albien de l'Aube", édit. CNRS, 431–435
101. *Odin G.S., Clauer N., Hunziker J.C., Keppens E., Pasteels P.* Influence *ot* natural and artificial weathering on glauconite K–Ar and Rb–Sr apparent ages. Intern. Meeting for Geochronology, Cosmochronology, and Isotope Geology (Paris), 1974, abstr. vol.
102. *Odin G.S., Curry D., Hunziker J.C.* Radiometric dates from NW European glauconites and the palaeogene time–scale. "J. Geol. Soc.", 1978, 135, № 5, 481–497
103. *Odin G.S., Hunziker J.C.* Discussion of stage and epoch boundaries from Mesozoic and Tertiary using recent data. Intern. Meeting for Geochronology, Cosmochronology, and Isotope Geology (Paris), 1974, abstr. vol.
104. *Odin G.S., Hunziker J.C.* Comparison between radiometric ages of glauconites and of high–temperate minerals and rocks and their implications for the numeric scale. "4th Intern. Conference on geochronology (Aspen, Colorado, USA), Short papers", 1978, 318–321

105. *Owens J., Minard J., Sohl N., Melle J.* Stratigraphy of the outcropping of post-Magothy Upper Cretaceous formations in New Jersey, and northern Delmarva Peninsula, Delaware and Maryland. "U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.", 1970, 674, 1–60
106. *Owens J.P., Sohl N.F.* Glauconites from New Jersey – Maryland coastal plain: their K–Ar ages and application in stratigraphic studies. "Bull. Geol. Soc. Amer. ", 1973, 84, № 9, 2811– 2838.
107. *Pechersky D.M., Khramov A.N.* Mesozoic palaeomagnetic scale of the USSR. "Nature", 1973, 244, № 5417, 499–501.
108. *Priem H.N.A., Boelrijk N.A.I.M., Hebeda E.H., Romein B.J., Verdurmen E.A.T., Verschure R.H.* Isotopic dating of glauconites from the Upper Cretaceous in the Netherlands and Belgian Limburg. "Geol. en mijnbouw", 1975, 54, № 3–4, 205–207, 1976, 55, № 1–2,6
109. *Schuchert C.* Geochronology, or the age of the Earth on the basis of sediments and life. "Nat. Res. Counc. Bull.", 1931, № 80, 10–64
110. *Silberling N.J., Tozer E.T.* Biostratigraphic classification of the marine Triassic in North America. "Geol. Soc. Spec. Pap.", 1968, 110, 1–63
111. *Steiger R.H., Jäger E.* Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geochronology and cosmochronology. "Contrib. Geol. Time Scale. Int. Geol. Congr., Sydney, 1976", Tulsa, Oklahoma, 1978, 67–71
112. *Steiner Y.* Regularities of the revised Phanerozoic time scale and the Precambrian time scale. "Geol. Rundschau", 1979, 68, № 2, 825–831
113. *Stokes L.W.* A plan for reforming the geologic time scale. "J. Geol. Educ.", 1978, 26, № 4, 136–141
114. *Suppe J.* Times of metamorphism in the Franciscan terrain of the northern coast ranges, California. "Bull. Geol. Soc.Amer.", 1969, 80, № 1, 135–142
115. *Tozer E.T.* The Triassic period. In W.B. Harland et al. (eds) "The Phanerozoic time–scale". "Geol. Soc. Quart. J.", 1964, 120, 207–209
116. *Tozer E.T.* A standard for Triassic time. "Bull. Geol. Sur. Can.", 1967, 156, 1–103
117. *Valencio D.A., Mitchell J.* Palaeomagnetism and K–Ar ages of Permo–Triassic igneous rocks from Argentina and the international correlation of Upper Palaeozoic – Lower Mesozoic

formations. "24th Intern. Geol. Congr.". Montreal, 1972, sec. 3, 189–195

118. *Valencio D.A., Mendia J.E., Vilas J.F.* Paleomagnetism and K–Ar ages of Triassic igneous rocks from the Ischigualasto–Ischichuca basin and Puesto Viejo Formation, Argentina. "Earth and Planet. Sci. Lett.", 1975, 26, № 3, 319–330

119. *Van Hinte J.E.* The Cretaceous time–scale and planktonic foraminiferal zones. "Proc. Kon. ned. akad. wetensch., ser. B", 1972, 75, № 1, 61–68

120. *Van Hinte J.E.* A Cretaceous time scale. "Am. Ass. Petroleum Geol. Bull.", 1976a, 60, № 4, 269–287

121. *Van Hinte J.E.* A Jurassic time scale. "Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol."; 1976, 60, № 4, 489–497

122. *Van Hinte J.E., Adams J.A.S., Perry D.* K/Arage of Lower–Upper Cretaceous boundary at Otphan Knoll (Labrador Sea). "Canadian J. Earth Sci.", 1975, 12, № 8, 1484–1491

123. *Waterhouse J.B.* Chronostratigraphy for the World Permian. "Contrib. Geol. Time Scale. Int. Geol. Congr., Sydney, 1976" Tulsa, Oklahoma, 1978, 299–322

124. *Webb A.W., McDougall I.* Isotopic dating evidence on the age of the Upper Permian and Middle Triassic. "Earth and Planet. Sci. Lett.", 1967, 2, № 5, 483–488

125. *Williams G.D., Baadsgaard H.* Potassium– argon dates and Upper Cretaceous biostratigraphy in eastern Saskatchewan. "Geol. Assoc. Can. Spec. Pap.", 1975, № 13, 417–426

УДК 550.93:551.78

Г.И. Немков., М.А. Ахметьев

ГЕОХРОНОЛОГИЯ КАЙНОЗОЯ

В 1964 г. были опубликованы 2 часто цитируемые геохронологические шкалы для фанерозоя: Академии наук СССР (2) и группы ученых на Симпозиуме Холмса в Лондоне (55). Они были составлены по данным изотопной хронометрии независимо друг от друга и одновременно опубликованы. Для палеогена и неогена на этих шкалах указаны цифры (млн. лет), характеризующие границы между эпохами этих периодов и их продолжительность (51).

В течение последующих 16 лет происходило уточнение дат, характеризующих эти границы, а также детализация геохронологической шкалы до веков и даже до стандартных палеонтологических зон, выделенных по планктонным фораминиферам и нанопланктону. Было получено много новых цифровых данных по изотопному возрасту палеогеновых и неогеновых отложений, магматических и экструзивных пород, представляющих значительный интерес для геохронологии, так как многие образцы были взяты специально для установления изотопного возраста границ основных стратиграфических подразделений (отделов, ярусов и зон).

За последние 16 лет в литературе появилось много статей с цифровыми данными по изотопному возрасту основных стратиграфических подразделений и ряд работ обобщающего характера, в которых предложены общие и региональные геохронологические шкалы. Для СССР геохронологическая шкала фанерозоя была опубликована в книге Г.Д. Афанасьева и С.И. Зыкова (14), где почти для всех границ ярусов кайнозоя приведены цифры изотопного возраста.

Особый интерес для геохронологии представляют цифровые данные, полученные в результате изучения стратотипов ярусов палеогеновых отложений в Западной Европе (37, 40, 52, 63, 83, 84, 85, 86, 88, 95, 96), биостратиграфически хорошо охарактеризованных разрезов неогена Паратетиса (6, 81, 82, 91, 109, 110), результаты датировки основных стратиграфических границ палеогеновых и неогеновых отложений Европы (41, 48, 81, 82, 83, 84, 88) и кайнозойских отложений США (32, 33, 34, 44, 45, 54, 107, 108).

Чрезвычайно важны для разработки геохронологии кайнозоя материалы по кернам многочисленных скважин, пробуренных во время рейсов "Гломар Челленджер" по Проекту глубоководного бурения. Работы, проводимые на этом судне, впервые в истории стратиграфии позволили перейти к подлинно глобальной корреляции одновозрастных толщ кайнозойских отложений океанов и материков, а также установить для морских осадков стандартные палеонтологические зоны по планктонным фораминиферам и известковому нанопланктону. В связи с этими работами биостратиграфия кайнозоя сделала исключительный по своей перспективности новый шаг вперед. Параллельно с биостратиграфическими на "Гломар Челленджер" осуществлялись работы по уточнению геохронологической шкалы по палеомагнитным данным, которые позволили составить магнитохронологическую шкалу (101, 103, 105).

Определение изотопного возраста палеогеновых и неогеновых магматических, экструзивных и осадочных пород проводилось различными методами. Подавляющее большинство данных получено при помощи K–Ar– метода. Более достоверными являются цифры по биотиту, плагиоклазам и некоторым полевым шпатам из прослоев эффузивных пород, залегающих среди осадочных отложений палеогена и неогена. Например, на основе таких измерений была разработана геохронологическая шкала для неогеновых отложений Паратетиса (10, 109). В качестве основного геохронометра часто используется глауконит (41, 83, 88). Однако нередко полученные по глаукониту цифры различаются довольно существенно у разных авторов, хотя измерения были сделаны из одного и того же пункта.

В последние годы для палеогеновых и даже миоценовых отложений стал применятся Rb–Sr– метод датировки осадочных толщ по глинистым минералам, эти данные коррелируются с цифрами, полученными по глаукониту (62, 90).

ПАЛЕОГЕН

Палеогеновые отложения как морского, так и континентального происхождения повсеместно отличаются сильной фациальной изменчивостью. Поэтому при разработке стратиграфии палеогена геологи сталкивались с большими трудностями. В Западной Европе были установлены отделы и ярусы палеогеновой системы, стратотипы которых находятся во Франции, Бельгии, Англии, ФРГ, Италии, Испании. Стратиграфические ярусные

подразделения, выделенные в Западной Европе, лежат в основе современной схемы стратиграфии палеогеновой системы.

Биостратиграфические исследования, проводимые на "Гломер Челленджере", привели к уточнению зональной стратиграфии и созданию стандартных биостратиграфических шкал для морских палеогеновых отложений по планктонным фораминиферам и известковому нанопланктону. В течение последних 15–20 лет достигнуты также значительные успехи в области геохронологии палеогена. Ученые ряда стран перешли к систематическому изучению изотопного возраста границ стратотипических разрезов, корреляции изотопных и палеомагнитных данных, установлению изотопного возраста границ стандартных палеонтологических зон морских палеогеновых отложений, разработке геохронологии континентальных отложений палеогена. Однако работа эта проводится крайне неравномерно в разных странах, а полученные цифры зачастую требуют серьезной корректировки.

Первые цифры изотопного возраста палеогеновых пород были получены между 1956 и 1964 гг., они были систематизированы и обобщены в Москве (3) и в Лондоне (51). Полученные данные позволили судить об изотопном возрасте границ между эпохами (млн.лет) (табл. 1). Цифры в таблице указывают на начало эпохи.

Таблица 1

Эпоха	A. Holmes, 1959	J.L. Kulp, 1961	Г.Д. Афанасьев и др., 1964	B.M. Funnell, 1964
Миоцен	25	25	26	26
Олигоцен	40	36	37	37–38
Эоцен	60	58	60	53–54
Палеоцен	70	63	67	65

Приведенные цифры начала эпох были слабо обоснованы, почти все они были получены в результате статистической экстраполяции небольшого числа опорных точек, значительная часть которых находилась на территории США.

Геохронологические шкалы и данные важных опорных точек, которые были опубликованы после 1964 г., будут рассмотрены нами ниже при характеристике крупных регионов земного шара. Все приведенные нами изотопные даты пересчи-

таны по новым константам, принятым в 1976 г. на Геологическом конгрессе в Австралии.

Западная Европа

Несмотря на длительное и тщательное изучение стратиграфии палеогеновых отложений Западной Европы, вплоть до нашего времени остается много неясного в стратиграфической корреляции выделенных ярусов. Наибольшие трудности имеются в расчленении палеоцена и олигоцена на ярусы, в проведении границы между эоценом и олигоценом, в корреляции стратиграфических подразделений, выделенных в Парижском бассейне, с одновозрастными подразделениями Англо-Бельгийского бассейна и особенно Средиземноморской области. До сих пор в Западной Европе не существует стратиграфической схемы палеогена, которая принималась бы большинством стратиграфов.

В основу современного ярусного подразделения палеогена Западной Европы положена стратиграфическая схема, предложенная известными французскими стратиграфами (41), хотя она принимается далеко не всеми специалистами. Авторы называют ее стандартной стратиграфической шкалой для палеогена. Она является лучшей из имеющихся стратиграфических схем, но вместе с тем вызывает много замечаний. Большим достоинством этой схемы является присутствие на ней геохронологической шкалы и биозон, выделенных по планктонным фораминиферам и нанопланктону (рис. 1).

При изложении фактического материала по геохронологии палеогена Западной Европы использованы цифровые данные из работ многих авторов. Подавляющее большинство определений было сделано по глаукониту в нескольких геохимических лабораториях Европы (Берн, Париж, Лондон, Страссбург, Брюссель, Амстердам, Ганновер). Полученные цифры коррелировались данными K–Ar– и Rb–Sr– определений. По мнению G.S. Odin (84), эти цифры достаточно точны и надежны.

За последние 16 лет в Западной Европе проведены большие работы по установлению изотопного возраста основных стратиграфических подразделений палеогеновой системы K–Ar–методом по глаукониту. При этом большое внимание уделялось изучению стратотипов. Для определения изотопного возраста использовались образцы, взятые в эталонных точках, из стратотипических разрезов. Эти данные положены в основу нашего обзора. Для удобства дальнейшего изложения наиболее важные

результаты, опубликованные после 1964 г., сведены в табл. 2; цифры указывают на начало эпохи или века.

Таблица 2

Эпоха	Век	1	2	3	4	5	6
Миоцен	Аквитанский	22,5	22	22–24	24–23	24	23,5
Олигоцен	Хаттский	–	–	–	31?	32	–
	Рюпельский	37,5	35	34–36	36,5–34,5	37	35,5
	Приабонский	–	–	39–41	39–37,5	40	–
Эоцен	Бартонский	44	39	42–44	40	44	43
	Лютетский	49	44	47–49	45,5	49	52
	Ипрский	53,5	51	53–55	51	53,5	57
Палеоцен	Тенетский	–	–	–	60–58?	60	–
	Датский	65	64	63–65	66–65	65	65

Примечание. 1 – W.A. Berggren (33); 2 – G.S. Odin (83); 3 – C. Cavelier, Ch. Pomerol (41); 4–G.S. Odin (84,85); 5–J. Hardenbol, W.A. Berggren (54); 6–M.M. Rubinstein, L.K. Gabunia (99)

Палеоцен

Единого мнения о ярусном делении палеоцена в Западной Европе до сих пор нет. Большинство стратиграфов включают датский ярус в палеоцен, хотя решения Геологического конгресса по этому вопросу еще нет. Немало геологов выделяют внутри палеоцена монский ярус; другие считают монские отложения фацией датского яруса. Сейчас имеются 3 схемы ярусного деления палеоцена: 1) датский и тенетский ярусы, 2) монский и тенетский и 3) датский, монский и тенетский. В схеме C. Cavelier, Ch. Pomerol (41), принятой нами за основу, поддерживается первая точка зрения.

Не имеется никаких изотопных датировок с границы датского и маастрихтского ярусов из стратотипических разрезов Западной Европы. Поэтому обычно ссылаются на цифры, полу-

ченные по глаукониту, который был взят в Северной Каролине (США) несколько ниже границы мела и палеогена (57); они колеблются от 61–64 до 68,5 млн. лет. Значительный интерес представляют недавно опубликованные цифры из Западной Канады (68), где в штате Альберта определен изотопный возраст континентальных отложений с границы мела и палеогена. По 11 определениям, сделанным K–Ar –методом, получена средняя цифра 63,1 ± 0,5 млн.лет.

Анализ цифровых данных по материалам 6 наиболее важных работ (см. табл. 2) свидетельствует о том, что изотопный возрост границы мела и палеогена близок к 65 млн. лет. Эта цифра указана и в материалах Лондонского симпозиума (51). Цифру в 66 млн. лет приводят для Западной Европы (48), причем она проверена и сопоставлена с данными изотопного возраста вулканических пород в Северной Атлантике. Такую же цифру приводят для кровли меловых отложений Северной Америки (80). По материалам ревизии палеомагнитной шкалы для кайнозоя указана цифра в 64 млн.лет (105).

Все эти материалы позволяют нам считать наиболее достоверной дату в 65 млн.лет для границы мела и палеогена.

В табл. 2 приведены 2 даты для подошвы тенетского яруса – 58–60 и 60 млн. лет, но они получены путем экстраполяции и вызывают сомнение. Изотопные датировки для основания тенетского яруса (48) были получены по глаукониту из самого основания тенетских песков Восточного Кента (Англия) и дали разброс значений 60,1–61,4 млн.лет со средней цифрой в 60,9 ±0,9 млн.лет. Таким образом, подошву тенетского яруса следует датировать 61 млн. лет.

Внутри стратотипа тенетского яруса (Херн–Бей, Кент, Англия) известны 2 датировки по глаукониту (83): 55,8 ± ±3,5 и 53,3 ± 3,2 млн. лет. Из одновозрастных тенетских рекульверских песков на востоке Кента определены цифры в интервале 57,7–58,7 млн. лет (48), а из песков Брашо в Парижском бассейне известны цифры 58,5 и 59,2 млн. лет.

Граница между палеоценом и эоценом на севере Франции проводится большинством стратиграфов между тенетским ярусом и спарнакскими слоями. Последние в стратотипическом разрезе представлены лагунными фациями и не содержат глауконит. Однако по обе стороны от Пиренеев на севере Испании и на юге Франции известны морские аналоги спарнакских слоев, представленные илердским ярусом. На Парижском коллок-

виуме, посвященном стратиграфии илердского яруса, в 1974 г. было принято компромиссное решение о включении этого яруса в нижний эоцен, хотя, по нашему мнению, илердский ярус выбран неудачно.

Изотопных датировок из илердских отложений нет. Цифры, которые приведены для границы эоцена и палеоцена в табл. 2, получены путем экстраполяции данных из отложений тенетского и ипрского ярусов и колеблются в интервале 51–57 млн.лет. Несмотря на это виднейшие геохронологи Западной Европы G.S. Odin (Париж) и J.C. Hunziker (Берн) считают изотопные данные по границе между тенетским и ипрским ярусами достоверными и оценивают эту границу в 51 млн.лет (89). Эта цифра малодостоверна, что хорошо показано B.A. Berggren et al (34), отмечающими присутствие перерыва между указанными выше ярусами и считающими, что дата в 51 млн. лет соответствует границе между спарнакским и кюизским подъярусами нижнего эоцена, а граница между палеоценом и эоценом в Западной Европе имеет датировку в 55 млн. лет. По последним данным английских геохронологов (48), эта граница имеет возраст 56 млн. лет. Нам приходится принять среднюю цифру по всем этим данным, она равна 54 млн. лет.

Эоцен

Деление эоцена на 3 части было проведено в Парижском бассейне еще в середине прошлого века. Однако четкой является только граница между нижним и средним эоценом, проводимая в основании грубого известняка лютетского яруса Парижа. Граница между средним и верхним эоценом в Парижском бассейне проводится между лютетским и бартонским ярусами, а в Италии и на юге Франции – в основании приабонского яруса. На схеме Cavelier, Pomerol (рис. 1) принято компромиссное решение о скользящей границе между средним и верхним эоценом.

Для верхней части ипрского яруса (пески кюизского подъяруса) в Парижском бассейне имеется ряд датировок по глаукониту между 51,2 и 53,3 млн. лет (37), но Odin (85) считает эти даты завышенными. Новые даты из кюизских песков и их аналогов в Западной Европе (54) отвечают интервалу 48,9–51,3 млн. лет, причем самые верхние образцы были взяты возле кровли нижнего эоцена.

Лютетский ярус Парижского бассейна и его эквиваленты в Бельгии и Англии имеют многие изотопные датировки в интер-

Возраст, млн. лет	Отделы	Ярусы		Биозоны: планктонные фораминиферы	Биозоны: нанопланктон
22 - 24	Олигоцен	Верхний олигоцен (без деления на ярусы)		P 22/N3 P21/N2 P20/N1	NP 25 NP 24
12 млн. лет		Стампийский		P19 P18	NP 23 NP22
34 - 36	Верхний эоцен	Приабонский		P17 P16 P15	NP21 NP20 NP 19
5 млн. лет 39 - 41		Бартонский		P14 P13 P12	NP 18 NP 17 NP 16
3 млн. лет 42 - 44	Средний эоцен	Лютетский		P11 P10	NP 15 NP 14
5 млн. лет 47 - 49	Нижний эоцен	Ипрский	Кюизский	P9 P8 P7	NP 13 NP 12
6 млн. лет			Иллердский	P6 P5	NP 11 NP 10 NP 9
53 - 55	Палеоцен	Тенетский		P4 P3	NP 8 NP 7 NP 6 NP 5
10 млн. лет		Датский		P2 P1	NP 4 NP 3 NP 2 NP 1
63 - 65					

Рис. 1

вале 48,7 и 43 млн. лет. Несмотря на то что граница основания лютетского яруса является наиболее определенной из всех других границ эоцена, различные авторы приводят разные цифры для этой границы (см. табл. 2). Низкие цифры приводит Odin (83, 84, 85), а большую цифру в 52 млн. лет указывают M.M. Rubinstein и L.K. Gabynia (99). Pomerol (96) считает, что средняя дата для основания лютетского яруса будет равна 49,5 млн. лет. Эту дату указывают W.A. Berggren et al. (34) для подножия лютетского яруса и точно коррелирует ее с основанием бриджерского яруса Северной Америки.

Граница лютетского и бартонского ярусов хорошо охарактеризована изотопными данными и считается достоверной (89) Цифры по глаукониту из основания бартонского яруса в его стратотипе в Англии (Хайклифф возле Бартона) близки к 43 млн. лет (86). Позже была проведена серия новых определений с учетом контаминации атмосферного аргона, цифры оказались значительно меньше - 39 млн. лет (83), а у других исследователей еще меньше. Однако Pomerol (96), основываясь на результатах пересчета, проведенного J. Obradovich

(34), указывает более верные цифры в 42–44 млн. лет. По-видимому, более близка к истинной цифра в 43 млн. лет, которую сообщают Rubinstein и Gabunia (99); она не противоречит данным Pomerol.

Если считать основание бартонского яруса границей между средним и верхним эоценом, то продолжительность позднего эоцена можно оценить в 8 млн. лет, что отвечает 5,5 биозонам планктонных фораминифер стандартной шкалы (с P12 по P17). Эта цифра резко расходится с данными Odin (84), который оценивает длительность позднего эоцена в 3,5 млн. лет, что, несомненно, мало по времени для 5,5 биозон планктонных фораминифер и 6 зон нанопланктона.

Приабонский ярус нигде не контактирует с бартонским, так как оба эти яруса находятся в разных провинциях Западной Европы. На табл. 2 (41) они помещены вместе условно. Для основания приабонского яруса приведены цифры изотопного возраста в трех работах (см. табл. 2), они заключены в интервале 37,5–40 млн. лет. Для основания яруса следует предпочесть среднюю цифру 39 млн. лет.

Эта цифра подтверждается материалами недавнего изучения изотопного возраста базальтов (40,0; 39,7; 38,7 млн. лет), залегающих на границе лютетского и приабонского ярусов в окрестностях Виченцы, недалеко от места расположения стратотипического разреза приабонского яруса (50).

Для отложений приабонского яруса имеется ряд определений изотопного возраста, они отвечают интервалу 39–37,5 млн. лет (54, 83, 84).

Граница эоцена и олигоцена не обоснована изотопными датами. Поэтому принимается точка зрения Cavelier (41) и считается, что граница проходит между зонами 17 и 18 по планктонным фораминиферам и между зонами 21 и 22 по нанопланктону. По разным данным (см. табл. 2), эта граница находится в интервале 34–37,5 млн. лет. Средняя цифра из этих данных равна 35,5 млн. лет (99).

Олигоцен

Ярусное деление олигоцена в Западной Европе до сих пор остается неясным. Одни авторы выделяют 2, другие – 3 яруса.

Мы считаем более обоснованным расчленение олигоцена на 2 яруса – рюпельский и хаттский, что согласуется с выводами, сделанными нами совместно с геологами ГДР (59).

Такого же деления придерживаются Berggren (54), а также Odin (84). Изотопных данных по рюпельскому ярусу нет.

Для основания хаттского яруса приведено 5 дат из Бельгии и северо-запада ФРГ в интервале 28,8–31,2 млн. лет (87), они же цитируются позже (54). На основе этих цифр подошва хаттского яруса условно проводится в интервале 31–32 млн. лет (см. табл. 2). Мы принимаем среднюю дату в 31,5 млн. лет.

Граница олигоцена и миоцена фиксируется двумя изотопными датами по глаукониту (23,3 и 23,6 млн. лет), полученными из кровли олигоцена на северо-западе ФРГ (52), и несколькими цифрами из основания миоцена (19,2–20,4 млн. лет) (63). Имеется несколько дат из основания миоцена Центрального Паратетиса, которые указывают время между 20,8 и 22 млн. лет (96, 109). Все эти цифры позволяют проводить границу между олигоценом и миоценом в интервале 22–24млн. лет (см. табл. 2). Мы принимаем среднюю цифру в 23 млн. лет.

Проведенный анализ изотопных данных по палеогену Западной Европы отражен в табл. 3, цифры на которой указывают на начало эпохи или века.

Таблица 3

Годы, млн. лет	Эпохи	Части эпох	Века	Границы, млн.лет	Длительность, млн.лет
-25	Миоцен	Ранний	Аквитанский	23	-
-30	Олигоцен	Поздний	Хаттский		8,5
-35				31,5	
-40		Ранний	Рюпельский	35,5	4
-45	Эоцен	Поздний	Приабонский	39,5	4
			Бартонский	43	3,5
-50		Средний	Лютетский	49,5	6,5
-55		Ранний	Ипрский		2
			Кюизский	51,5	
-60			Илердский	54	2,5
-65	Палеоцен	Поздний	Тенетский	61	7
		Ранний	Датский	65	4

СССР

Стратиграфия морских палеогеновых отложений разработана на юге европейской части СССР. В качестве стратотипического для палеоценовых и эоценовых отложений принят разрез окрестностей Бахчисарая в Крыму. Палеоцен здесь подразделен на 2 яруса – инкерманский и качинский, а внутри эоцена выделены 4 яруса – бахчисарайский, симферопольский, бодракский и альминский. В отличие от Западной Европы, где схема ярусного расчленения палеоцена и эоцена создавалась на обширной территории в различных разрезах, выделенные ярусы в Крыму прослеживаются в едином разрезе в окрестностях Бахчисарая по долинам рек Чурюк-Су, Бодрак и Альма. Внутри олигоцена в СССР ярусное деление не проведено, выделены только местные стратиграфические подразделения.

В геохронологическом отношении палеогеновые отложения СССР изучены неравномерно и недостаточно.

Сводные работы по геохронологии палеогена в СССР не публиковались. В сводном томе "Стратиграфия СССР", посвященном палеогеновой системе, Рубинштейн (25) приводит краткую характеристику изотопных датировок основных рубежей палеогена – отделов и подотделов, причем эти данные обоснованы главным образом зарубежным материалом.

Полученные до 1974 г. данные были обобщены во втором томе "Геохронология СССР", посвященном фанерозою (22).

Крым. Датировка границ ярусов палеоцена и эоцена проводилась в опорном разрезе возле Бахчисарая Ar -методом по глауконите. Цифры изотопного возраста имеются в четырех работах (4, 11, 22, 24). Эти данные приведены в табл. 4, пересчитанные цифры в которой указывают на начало века (млн. лет).

Цифровые данные, приведенные в табл. 4, требуют проверки и уточнения, они обнаруживают существенные различия у разных авторов. Особенно заметна разница в цифрах для начала бахчисарайского века (от 48,5 до 58 млн. лет) и для начала качинского века (56,5 и 62 млн. лет). Цифры, указанные для начала бодракского века (44,8 и 46 млн. лет), отличаются на 1,2 млн. лет. Сравнивая средние цифры по Крыму, полученные путем экстраполяции (см. табл. 4), и средние цифры, полученные для границ ярусов Западной Европы (см. табл. 3), можно констатировать значительное сходство между ними (разница составляет всего 1-2 млн. лет). Это позволяет провести условную корреляцию возраста границ крымских и западноевропейских ярусов.

Таблица 4

Эпохи	Века	Н.Н.Бархатова, В.Д. Спринцсон, 1973	Н.И.Полевая и др., 1974 1976	Г.Д.Афанасьев, С.И.Зыков, 1975	Средние цифры
Олигоцен		–	–	37	37
Эоцен	Альминский	–	–	42	42
	Бодракский	–	44,8±2	46	45,4
	Симферопольский	–	–	50	50
	Бахчисарайский	48,5±0,9; 50,2±1,5	50,7±2	58	52
	Качинский	–	–	62	59,3
Палеоцен	Инкерманский	–	–	66	66

Восточно-Европейская платформа. Морские песчано-глинистые палеогеновые отложения широко распространены на юге платформы. Они насыщены глауконитом, по которому установлен изотопный возраст пород в 12 пунктах (22, 24). Опубликованные цифровые данные можно считать достоверными только для 7 пунктов (табл. 5).

Несмотря на благоприятные предпосылки для геохронологических исследований (насыщенность глауконитом, отсутствие метаморфизма, пологое залегание пород), геохронологическая изученность палеогеновых отложений Восточно-Европейской платформы явно недостаточна.

Кавказ. Палеогеновые отложения широко распространены на Кавказе, среди них часто встречаются магматические породы, сосредоточенные на Малом Кавказе, откуда известно много изотопных датировок (74).

В значительно меньшей степени изучены глауконiты из осадочных отложений палеогена Кавказа. Для палеоценовых и эоценовых отложений Дагестана по глаукониту в 12 образцах установлен изотопный возраст в интервале от 66,2 до 39 млн. лет (20).

Несмотря на то, что стратиграфия палеогеновых отложений на Кавказе разработана с достаточной полнотой, изотопные датировки основных стратиграфических границ на Кавказе не установлены. Полученные цифры по Кавказу были использованы Рубинштейном и Габуния (26,99) для разработки общей геохронологической шкалы палеогена.

Таблица 5

№ точки	Место взятия образца	Стратиграфическое положение	Возраст, млн. лет
1	УССР, поселок Глинское	Верхний эоцен	36±3
2	" поселок Моцошин	–"– –"–	43,8±3
3	" поселок Кременец	–"– –"–	44,8±3
4	БССР, поселок Миклашевичи	–"– –"–	46,7±3
5	Саратов, гора Лысая	Палеоцен	62,3±3
6	Волгоградская область, бассейн реки Иловли	–"–	62,3±3
7	Окрестности города Пензы	–"–	62,3±3

Средняя Азия и Казахстан. Подавляющее большинство изотопных датировок относится к палеозойским интрузивным комплексам. Возраст палеогеновых магматических пород установлен на Южном Тянь-Шане (Алайский хребет), Южном и Юго-Западном Памире. Данные по изотопному возрасту палеогеновых интрузивных пород указаны в сводной работе по геохронологии фанерозоя СССР (22).

В Казахстане морские палеогеновые отложения занимают обширные площади на западе (Прикаспийская синеклиза, Туранская плита). Среди них встречаются песчаные горизонты с глауконитом. К сожалению, определение изотопного возраста глауконитов не проводилось, а имеющаяся единственная датировка по глаукониту в 56 млн. лет (24) из тасаранской свиты среднего эоцена Актюбинской области (озеро Сороколь, Западные Мугоджары) не является достоверной и соответствует позднему палеоцену. Достоверной следует считать датировку в 58 ±3 млн. лет для глауконита из палеоценовых отложений Павлодарского Прииртышья (14), возраст этих пород подтвержден присутствием палеоценового комплекса спор и пыльцы.

ВЫВОДЫ ОБ ИЗУЧЕННОСТИ ГЕОХРОНОЛОГИИ ПАЛЕОГЕНА

СССР

Анализ имеющихся данных по изотопному возрасту свидетельствует о недостаточности и неравномерности геохронологической изученности палеогена нашей страны. Систематическими исследованиями охвачены палеогеновые магматические породы Грузии, Армении и некоторых районов на крайнем востоке СССР, для которых разработаны достаточно надежные региональные схемы времени формирования магматических комплексов. Палеогеновые породы осадочного происхождения изучены крайне неравномерно и слабо, что не позволяет перейти к созданию убедительной геохронологической шкалы для палеогеновых отложений СССР. Даже цифры, полученные для опорного Бахчисарайского разреза, требуют серьезной проверки и уточнения.

Все имеющиеся изотопные датировки для территории нашей страны получены в результате применения только K–Ar–метода. К сожалению, изохронные варианты этого метода применяются чрезвычайно редко, а ценность таких датировок гораздо выше, чем отдельных определений. На современном этапе развития ядерной геохронологии изотопные датировки, полученные путем применения только Ar–метода, являются явно недостаточными.

Все сказанное приводит к выводу, что назрела необходимость организации в ближайшем будущем комплексных геохронологических исследований палеогена нашей страны, и в первую очередь морских отложений на юге европейской части СССР в местах наиболее полных разрезов.

Азия (кроме территории СССР) и Африка

По азиатскому континенту опубликовано чрезвычайно мало данных, не считая территории Японии, где проводится систематическое изучение изотопного возраста горных пород и составляется библиография геохронологических материалов (79).

Для фанерозоя Японии составлена геохронологическая шкала (72), в которой учтены данные Лондонского симпозиума Холмса (1964) и опубликованные позже уточненные цифры (29, 66). На этой шкале подошва палеогена датируется в

65–64 млн.лет, указаны цифры изотопного возраста подотделов палеогена.

Первые данные об изотопном возрасте кайнозойских континентальных отложений МНР были опубликованы в статье Л.К. Габуния и др. (75). Авторами приведено 7 изотопных датировок, полученных по базальтам, прослои которых находятся среди палеогеновых и неогеновых континентальных отложений, содержащих крупные скопления ископаемых остатков млекопитающих. Эти датировки позволили уточнить стратиграфическую схему палеогеновых и неогеновых континентальных отложений Центральной Азии, выяснить возрастные интервалы региональных стратиграфических подразделений и провести предварительную корреляцию с кайнозойскими континентальными отложениями Северной Америки. Для палеогеновых отложений на составленной авторами шкале отмечены 2 цифры для эоцена, 1 для олигоцена и 1 для границы олигоцена с миоценом.

Первые данные об изотопном возрасте магматических пород Северного Вьетнама указаны в статье Н.И. Полевой и др. (23). На приведенной этими авторами таблице среди 57 датировок 15 определений относятся к палеогеновым магматическим породам серии Фан Си Пан. Эти породы имеют изотопный возраст от 56,5 до 26 млн. лет, т.е. они формировались в интервале от позднего палеоцена до позднего олигоцена.

В Африке морские палеогеновые отложения, распространенные локально по окраинам континента, геохронологически изучены очень слабо и неравномерно. По ряду стран имеются отрывочные несистематизированные сведения. В качестве примера приведем интересные новые данные по Нигерии (28), в южной части которой распространены морские палеоценовые и эоценовые отложения, охарактеризованные нуммулитами, моллюсками, зубами акул и планктонными фораминиферами. По глаукониту, залегающему в основании свиты Акинбо, установлена датировка в 54,45 ±2,7 млн. лет, что отвечает границе палеоцена и эоцена.

Северная Америка (США и Канада)

Стратиграфия палеогеновых отложений начала разрабатываться в Северной Америке значительно позже, чем в Западной Европе. Однако геохронология палеогена установлена с

большей полнотой в Северной Америке, где получено больше изотопных датировок.

В связи со значительными фациальными различиями палеогеновых отложений на востоке и западе Северной Америки схемы стратиграфии разрабатывались порознь для морских отложений Тихоокеанского и Атлантического побережий США и для области распространения континентальных отложений на западе Северной Америки. В Калифорнии была создана схема ярусных подразделений для морского палеогена Тихоокеанского побережья, по окраинам Мексиканского залива - подобная схема для Атлантического побережья США. В основу стратиграфического расчленения морских палеогеновых отложений США было положено изучение планктонных и бентосных фораминифер. Схема ярусного расчленения палеогеновых континентальных отложений была разработана на западе США и Канады на основе изучения ископаемых остатков млекопитающих. В настоящее время стратиграфические подразделения этих трех схем увязаны между собой и сопоставлены со стратиграфическими подразделениями палеогена Западной Европы (26, 34, 96, 97).

Составленные в США и Канаде схемы стратиграфии морских и континентальных палеогеновых отложений Северной Америки имеют свои специфические особенности и значительно отличаются от ранее разобранной схемы стратиграфии Западной Европы. В Европе и СССР североамериканские схемы не применяются и используются лишь для информации и сравнения. Поэтому мы не будем их разбирать, а приведем таблицу корреляции этих схем между собой и с западноевропейской (табл. 6).

По геохронологии США и Канады имеется обширная библиография. В нашем кратком очерке приведены лишь основные работы. Подробные списки литературы по геохронологии палеогена Северной Америки имеются в ряде работ Габуния и Рубинштейна (15, 16), в трудах зарубежных авторов (32, 33, 44, 45, 54, 56, 76, 93, 94, 96).

Атлантический, Индийский и Тихий океаны

Материалы глубоководного бурения на "Гломар Челленджер" позволили разработать детальную зональную стратиграфическую шкалу для кайнозойских отложений, в основу которой было положено изучение планктонных фораминифер и нанопланктона.

Таблица 6

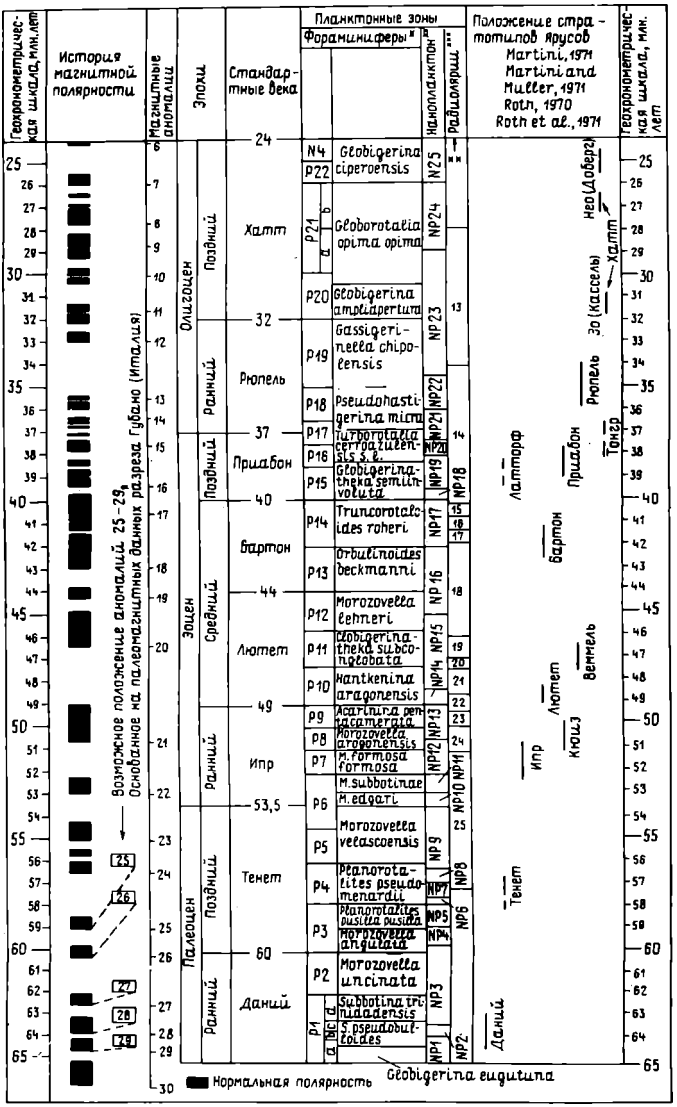
Годы, млн. лет	Эпохи	Западная Европа	Мексиканский залив (Harden-bol J., Berggren W.A., 1978)	Калифорния (Poore R.Z., 1980)	Запад США и Канады (Kay, Colbert, 1965)
	Миоцен	Аквитанский	–		–
	23				
25–		Хаттский	Чикасовайский		Уитнейский
	Олигоцен			Земморский	Орелльский
30–		Рюпельский	Виксбургский		Чадронский
35–	35,5	Приабонский	Джексонский	Рефюджеский	Дюшезнийский
40–		Бартонский		Наризский	Уинтский
45–	Эоцен		Клэйборнский		
		Лютетский		Улатизский	Бриджерский
50–		Ипрский		Пенютский	Вазачский
					Кларкфоркский
				Булитский	
	54		Сабинский		
55–		Тенетский			Тиффанский
				Инецкий	
					Торреджонский
60–	Палеоцен		Мидуэйский	?	Цуэркский
65–		Датский		Ченейский	Драгонский

Параллельно с биостратиграфическими на "Гломар Челленджер" проводятся работы по измерению палеомагнетизма океанических осадков, которые позволили создать детальную шкалу инверсий магнитного поля и магнитных аномалий для кайнозоя, увязать их с изотопным возрастом и палеонтологическими зонами (105). Эта шкала широко используется при геохронологических и биостратиграфических исследованиях кайнозойских отложений, она все время совершенствуется и уточняется.

Результаты работ D.H. Tarling и J.G. Mitchell (105) по изучению палеомагнетизма палеогеновых океанических осадков были использованы в новой геохронологической шкале для палеогена (54), которая значительно подробнее составленных ранее схем (32, 33). На рассматриваемой новой геохронологической шкале отражены инверсии магнитного поля, магнитные аномалии, зоны по планктонным фораминиферам (35, 36, 38, 39, 104), зоны по нанопланктону (69, 70, 71, 79), зоны по радиоляриям (49, 77, 98, 106). Таким образом, на этой шкале тесно увязаны изотопные датировки, палеомагнитные данные и палеонтологические зоны по планктонным организмам. Большое достоинство этой шкалы (рис. 2) состоит в том, что на ней показано вертикальное распространение стратотипов западноевропейских ярусов. Геохронологическая шкала, приведенная на рис. 2, является в настоящее время наиболее совершенной из всех опубликованных. Указанные на ней датировки границ западноевропейских ярусов весьма сходны со средними цифрами, указанными в табл. 2 для палеогена Западной Европы (различие составляет всего 0,5–1,5 млн. лет).

В настоящее время происходит уточнение изотопного возраста границ и продолжительности палеонтологических зон, установленных по морским планктонным организмам. В качестве примера ниже приведена недавно опубликованная шкала измененных кокколитовых зон и подзон (92), на которой отмечены абсолютный возраст зональных границ и продолжительность зон (млн. лет) (рис. 3).

Проведенный анализ опубликованных данных по геохронологии палеогена свидетельствует о том, что в настоящее время разработана весьма дробная зональная геохронологическая шкала для отложений океанических впадин с указанием изотопных датировок границ палентологических зон и их продолжительности. Несомненно, эти датировки требуют уточнения для



* Boëli, 1957a,b,c; Stainforth u др., 1975

** Martini and Worsley, 1970; Martini, 1970, 1971. Müller, 1974

*** Riedel and Sanfilippo, 1970, 1971; Moore, 1972; Foreman, 1973, Theyer and Hammond, 1974

Рис. 2

того, чтобы в ближайшем будущем на их основе осуществить глобальную корреляцию морских палеогеновых отложений не только в океанических впадинах, но и на континентах.

Возраст	Зона		Подзона		Martini, 1971 Зона	Длительность, млн лет	Возраст границы, млн лет
Квартер	CN15	*Emiliania huxleyi*			NN21	0,2	0,2
	CN14	*Gephyrocapsa oceanica*	CN14b	*Ceratolithus cristatus*	NN20	0,1	0,3
			CN14a	*Emiliania ovata*	NN19	0,6	0,9
	CN13	*Crenalithus doronicoides*	CN13b	*Gephyrocapsa caribbeanica*		0,7	1,6
			CN13a	*Emiliania annula*		0,2	1,8
Плиоцен	CN12	*Discoaster brouweri*	CN12d	*Calcidiscus macintyrei*	NN18	0,2	2,0
			CN12c	*Discoaster pentaradiatus*	NN17	0,1	2,1
			CN12b	*Discoaster sulculus*	NN16	0,4	2,5
			CN12a	*Discoaster tamalis*		0,5	3,0
	CN11	*Reticulofenestra pseudoumbilica*	CN11b	*Discoaster asymmetricus*	NN15	0,5	3,5
			CN11a	*Sphenolithus neoabies*		0,5	4,0
	CN10	*Amaurolithus tricorniculatus*	CN10c	*Ceratolithus rugosus*	13/14	0,4	4,4
			CN10b	*Ceratolithus acutus*	NN12	0,6	5,0
			CN10a	*Triquetrorhabdulus rugosus*		0,6	5,6
Миоцен	CN9	*Discoaster quinqueramus*	CN9b	*Amaurolithus primus*	NN11	1,0	6,6
			CN9a	*Discoaster berggrenii*		0,4	7,0
	CN8	*Discoaster neohamatus*	CN8b	*Discoaster neorectus*	NN10	0,5	7,5
			CN8a	*Discoaster bellus*		3,5	11,0
	CN7	*Discoaster hamatus*	CN7b	*Catinaster calyculus*	NN9	1,0	12,0
			CN7a	*Helicosphaera carteri*		1,0	13,0
	CN6	*Catinaster coalitus*			NN8	0,2	13,2
	CN5	*Discoaster exilis*	CN5b	*Discoaster kugleri*	NN7	0,2	13,4
			CN5a	*Coccolithus miopelagicus*	NN6	0,6	14,0
	CN4	*Sphenolithus heteromorphus*			NN5	1,0	15,0
	CN3	*Helicosphaera ampliaperta*			|	2,0	17,0
	CN2	*Sphenolithus belemnos*			NN2	1,0	18,0
	CN1	*Triquetrorhabdulus carinatus*	CN1c	*Discoaster druggii*		3,0	21,0
			CN1b	*Discoaster deflandrei*	NN1	2,0	23,0
			CN1a	*Cyclicargolithus abisectus*		1,0	24,0
Олигоцен	CP19	*Sphenolithus ciperoensis*	CP19b	*Dictyococcites bisectus*	NP25	1,0	25,0
			CP19a	*Cyclicargolithus floridanus*	NP24	1,5	26,5
	CP18	*Sphenolithus distentus*			NP23	3,5	30,0
	CP17	*Sphenolithus predistentus*				4,0	34,0
	CP16	*Helicosphaera reticulata*	CP16c	*Reticulofenestra hillae*	NP22	0,5	34,5
			CP16b	*Coccolithus formosus*	NP21	2,5	37,0
			CP16a	*Coccolithus subdistichus*		1,0	38,0
Эоцен	CP15	*Discoaster barbadiensis*	CP15b	*Isthmolithus recurvus*	19/20	3,0	41,0
			CP15a	*Chiasmolithus oamaruensis*	NP18	1,0	42,0
	CP14	*Reticulofenestra umbilica*	CP14b	*Discoaster saipanensis*	NP17	2,0	44,0
			CP14a	*Discoaster bifax*	NP16	1,0	45,0
	CP13	*Nannotetrina quadrata*	CP13c	*Coccolithus staurion*	|	1,5	46,5
			CP13b	*Chiasmolithus gigas*	NP15	0,5	47,0
			CP13a	*Discoaster strictus*		1,0	48,0
	CP12	*Discoaster sublodoensis*	CP12b	*Rhabdosphaera inflata*	NP14	1,0	49,0
			CP12a	*Discoastersides kuepperi*		0,5	49,5
	CP11	*Discoaster lodoensis*			12/13	0,5	50,0
	CP10	*Tribrachiatus orthostylus*				2,0	52,0
	CP9	*Discoaster diastypus*	CP9b	*Discoaster binodosus*	NP11	0,8	52,8
			CP9a	*Tribrachiatus contortus*	NP10	0,7	53,0
Палеоцен	CP8	*Discoaster multiradiatus*	CP8b	*Campylosphaera eodela*	NP9	0,5	54,0
			CP8a	*Chiasmolithus bidens*		1,0	55,0
	CP7	*Discoaster nobilis*			7/8	0,5	55,5
	CP6	*Discoaster mohleri*				1,5	57,0
	CP5	*Heliolithus kleinpellii*			NP6	1,0	58,0
	CP4	*Fasciculithus tympaniformis*			NP5	2,0	60,0
	CP3	*Ellipsolithus macellus*			NP4		
	CP2	*Chiasmolithus danicus*			NP3		
	CP1	*Zygodiscus sigmoides*	CP1b	*Cruciplacolithus tenuis*	NP2		
			CP1a	*Cruciplacolithus primus*	NP1		65.0

Рис. 3

НЕОГЕН

Неогеновые отложения в пределах континентов отличаются сильной фациальной изменчивостью, затрудняющей не только межконтинентальную, но и внутриконтинентальную корреляцию. Поэтому для различных регионов, где отложения этого возрас-

та особенно широко распространены, были созданы детальные региональные стратиграфические схемы.

Большой объем биостратиграфических исследований, проводившихся в Мировом океане с борта "Гломар Челленджер", привел к созданию хорошо увязанных между собой стандартных зональных биостратиграфических шкал неогена по планктонным фораминиферам, известковому нанопланктону, радиоляриям и диатомовым водорослям, которые уже сейчас в значительной степени хорошо скоррелированы между собой. С этими планктонными шкалами хорошо увязаны многие региональные схемы.

Первые данные по неогеновой изотопии были получены во второй половине 50-х годов. Спустя десятилетие они были систематизированы. Оценена продолжительность (млн. лет) отдельных эпох и определены пограничные рубежи (табл. 7).

Количество опорных точек, положенных в обоснование возраста границ, было незначительно и их экстраполяция осложнялась ограниченными возможностями биостратиграфической корреляции.

Усилия геохронологов неогена в последнее десятилетие были направлены прежде всего на сбор и систематизацию дат, имеющих четкий биостратиграфический контроль, особенно по планктонным группам, что создавало опорным точкам высокую степень надежности.

Большинство имеющихся изотопных дат получено при анализе валовых или мономинеральных проб из вулканогенных пород K-Ar. Кроме этого, разными исследователями, особенно по регионарусам нижнего миоцена, получены даты по глауко-

Таблица 7

Эпоха	A. Holmes (58)	J.L. Kulp (65)	Г.Д. Афанасьев и др. (3)	Симпозиум Холмса (44)
Плейстоцен	1	1	1,5-2,0	2,0
Плиоцен	11	13	12	7,0
Миоцен	25	25	26	26

нитy. Реже использовались другие изотопные методы (они специально оговорены в тексте).

Ниже рассмотрены данные радиоизотопии, лежащие в обосновании возраста границ подразделений неогена в отдельных регионах земного шара. Все приведенные ниже даты пересчита-

ны по новым константам, рекомендованным XXIV Геологическим конгрессом в Австралии, 1976 г.

Средиземноморье

В последнее время выдвигается предложение об использовании в качестве стандартной ярусной шкалы неогена средиземноморской (рис. 4) как наиболее детальной и увязанной, с одной стороны, с зональными планктонными океаническими шкалами неогена, а с другой – с хорошо разработанными стратиграфическими схемами неогена внутриконтинентальной Европы – Центрального и Восточного Паратетиса. В этой связи D. Vass (109) была проведена оценка состояния радиометрической шкалы неогена с ревизией всех опорных точек и обоснованием ярусных границ средиземноморской шкалы. Разработанная шкала была составлена по 159 пробам из разных регионов мира, но лишь 40 из них входили в разряд опорных точек первой категории.

Объем ярусов и подотделов в подразделениях планктонных шкал W.H. Blow (36) и E. Martini (70) таков. Граница олиго-

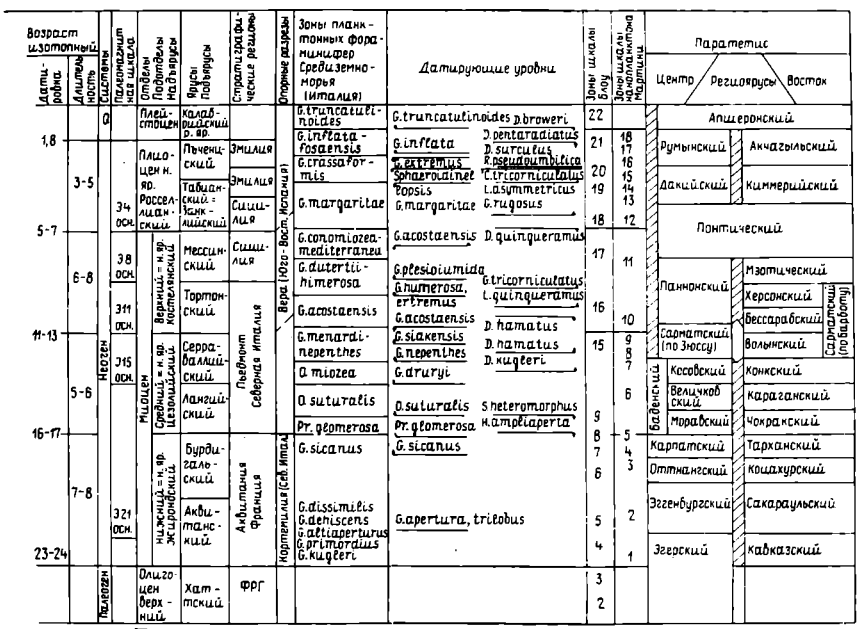


Рис. 4

цена и миоцена проводится по основанию зон N_4 и NN1, а граница нижнего и среднего миоцена в средней части зоны N8 и в основании NN5 . В абсолютной шкале этот интервал отвечает датам 16,0 (16,5) – 23,5 (24,0) млн. лет. Нижняя граница системы принята по данным F. Theyer и S.R. Hammond (106), W.Ryan и др. (101), в основу которых положены материалы глубоководного бурения. Этот же возраст подтверждается датами по Австралии, Сардинии и другим регионам. Изотопная дата границы нижнего и среднего миоцена установлена по 47 пробам нижнего миоцена и 25 лангия. Надежность первой группы дат различна, большая часть из них первой категории, но, давая обоснование верхней границе нижнего подотдела, они не позволяют датировать границы его ярусов – аквитанского и бурдигальского. Наиболее надежные даты по нижнему миоцену имеются в Австралии, где получено 5 дат для базальтов (20,9–21,8 млн. лет) нижнего лангдорфия, залегающих в осадочной толще, содержащей комплексы планктонных фораминифер N5–N7 (109). Еще одна дата (19,4–1,3 млн. лет) получена из отложений карпатского яруса с Globigerinoides sicanus Северной Венгрии. Опробованные слои древнее зоны N8 и в их составе присутствует нанопланктон зоны NN4 . Андезиты регионяруса Авомоан (Новая Зеландия) по 6 определениям дали средний возраст 16,8 млн.лет (от 16,3 до 17,4 млн.лет). Они входят в состав морской толщи, содержащей планктонные комплексы верхов зоны N7 низов N8 и зоны NN4.

Менее надежные даты для обоснования возраста нижнего миоцена получены по Калифорнии (10 лет), Центральному Паратетису (2 даты).

Средний миоцен

Включает два яруса – лангий и серравалий, выделенные в Северной Италии. Нижняя граница лангия проводится внутри зоны N8 Блоу и совпадает с первым появлением Plaeorbulina. Верхняя граница лангия подтверждена двумя группами проб: первая составляет 25 изотопных дат (из которых 12 первой категории), полученных из отложений лангия; вторая, включающая 22 даты, – из серравалия.

Наиболее надежны три даты, полученные из Японии (15,9–16 млн. лет) из андезитов свиты Ивайне. Остальные даты получены в Центральном Паратетисе из низов бадения, сопос-

тавляемых по планктонным фораминиферам и нанопланктону с лангием. Среди них пять по базальтам и андезитам из Штирии (Австрия) в интервале 15,2–16,8 млн. лет (среднее 15,96 млн. лет); две даты из андезитов Южной Словакии 15,4 ±0,7 и 16,45 ± 1,5 млн. лет. Они происходят из толщи вулканитов, содержащих планктонные комплексы N9 и NN5; две даты из Закарпатья СССР из риолитов и шуфов, переслаивающихся карбонатными породами, содержащими комплекс планктонных фораминифер зоны N9 (15,7 ±0,5 и 15,1 ± ±0,5 млн. лет). Двенадцать из тринадцати дат более низкой категорий достоверности, характеризующих лангий, получены в Калифорнии по изотопии отдельных K –содержащих минералов из вулканогенных пород, отвечающих границе сосессия и релизия (даты в интервале 14,0–16,5 млн. лет, среднее значение 15,52 млн. лет).

Средний миоцен: серравалий. Нижняя граница серравалия отвечает кровле лангия, верхняя проводится внутри зоны N15 (на уровне появления Globorotalia acostaensis) и лежит в пределах зоны NN9 . Продолжительность серравалия около 3 млн. лет (от 12,19 до 15,03 млн.лет). Верхняя граница определена по статистическому анализу 22 дат для серравалия и 11 для тортона или их стратиграфических эквивалентов. Наиболее надежных пять дат. Три из них (в интервале 14–13 млн. лет) получены в Новой Гвинеи из базальтов, в толще осадочных пород с Orbulina universe и глобороталиями зон N11–N12 (109), одна дата (12,9 ±10,1 млн.лет) из Новой Зеландии из вулканогенных пород с Globorotalia menardii, G. nephentes и Globoquadrina dehiscens, характеризующих зональный комплекс N14; одна дата получена в Калифорнии (13,7 ± 1,6 млн. лет) из пород с комплексом планктонных фораминифер зоны N11. Около полутора десятков дат второй категории получено из Японии и Калифорнии (все они находятся в интервале 11,4–16,1 млн.лет).

Верхний миоцен

В средиземноморской шкале включено два яруса – тортон и мессиний. Стратотипическим регионом первого является Северная Италия, второго – Сицилия. Нижняя граница тортона проводится внутри зон N15 и NN9, верхняя – внутри зон N17 и NN11. В абсолютной шкале он занимает интервал от 12,19 до 7,95 млн.лет. Верхняя граница яруса установлена по 11 опорным точкам тортона и 35 мессиния, из них только

одна (10,4 млн. лет) отнесена к высокой категории точности. Она получена в Северном Тунисе по кислым вулканитам, перекрывающим слои нижнего тортона (зона N16 – Globorotalia acostaensis). Из опорных точек второй категории две получены в ФРГ (12,5 и 12,4 млн.лет) из вулканических пород, содержащих остатки примитивных гиппарионов, встречающихся обычно на одном стратиграфическом уровне с отложениями зоны G. acostaensis. Остальные даты получены в Алжире (11,5 млн. лет), на Фиджи (9,3–11,3 млн.лет) и на Эниветоке (6 дат в интервале 7,3–11,3 млн. лет).

Мессинский ярус в абсолютной геохронологической шкале охватывает интервал от 7,95 до 5,05 млн. лет. Его верхняя граница примерно совпадает с границей зон N17/N18 и лежит внутри зоны N12. Изотопная дата этой границы определена по 35 пробам мессиния и 19 плиоцена. Для яруса имеется 5 опорных точек высокой категории, четыре из которых в интервале 6,18–7,0 млн. лет получены в юго-восточной Испании из слоев с комплексами планктонных фораминифер, характеризующих переход от тортона к мессинию. Одна точка с Фиджи (5,35 млн.лет) определена по биотиту из вулканитов верхов мессиния. Серия дат второй категории надежности получена в Марокко (5 дат в интервале 6,6–8,0 млн.лет), Тунисе (6 дат в интервале 6,3–6,9 млн.лет) и Италии (1 дата 7,7 млн.лет из пеплового горизонта в средней части опорного разреза яруса), Эниветоке (4 даты в интервале 5,1–6,5 млн. лет из коралловых известняков с комплексами планктонных фораминифер зон N17–N19), 9 дат в интервале 5,7–7,6 млн. лет получены по Rb–Sr иK–Ar из гранодиоритов острова Эльбы и 5 дат в интервале 5,55–5,80 млн. лет из андезитов с острова Фиджи.

Плиоцен

Плиоцен средиземноморской шкалы подразделяется на табианский и пьяченцкий ярусы, стратотипы которых находятся в Сицилии и Эмилии (Италия). Нижняя граница плиоцена примерно соответствует границе зон N17/N18 и проходит внутри зоны NN12. Граница плиоцена и плейстоцена отвечает границе зон N21 и N22 и лежит внутри зоны NN18.

В абсолютной шкале отдел занимает интервал 1,8 (2,0)–5,05 млн. лет, причем его верхняя граница из-за большего разброса данных и главное отсутствия надежных дат по плей-

стоцену не определена статистическим путем. Возраст плиоцена базируется на 11 датах первой категории. Две из них (4,1 и 4,7 млн. лет) получены по трахитам Италии, занимающим положение в разрезе между слоями с Globorotalia puncticulata и Sphaeroidinella dehiscens. Пять дат получены на Фиджи (3,90–4,55 млн. лет) по биотиту из вулканогенных пород формации Мба, осадочные прослои в составе которой содержат комплекс планктонных фораминифер пограничных слоев зон N18 и N19. Другие пробы из итальянских разрезов характеризуют следующие уровни плиоцена. Трахиты с возрастом 3,7 млн. лет залегают на глинах нижнего плиоцена и перекрыты конгломератами с фауной нижнего виллиафранка. В стратотипическом районе лавы того же возраста залегают в толще глин, отвечающих переходным слоям с последним проявлением Globorotalia margaritae и первым появлением G. puncticulata. Эффузивы Гроссото, залегающие в разрезе выше последних находок Globigerinoides obliquus exstremus, имеют возраст 2,3 млн. лет (две даты).

Характеризуя в целом обоснование ярусной шкалы неогена следует заметить, что, несмотря на большое количество опорных точек, корректирующихся планктонными комплексами, до сих пор нет данных для датировки границы между аквитанским и бурдигальским ярусами, тортон плохо обоснован датами первой категории и недостаточно точно датирована граница тортона и мессиния. Желательно получить еще серию дат для обоснования нижней и верхней границы неогена. Лучше других подразделений обоснованы нижний миоцен, лангий, а также граница миоцена и плиоцена.

Северная Европа

Морские неогеновые отложения Северной Европы формировались в древнем морском бассейне, омывавшем северные окраины Европейского континента, заходящем иногда в пределы внутренних материковых массивов. Наиболее широко они распространены в обширной Приморской равнине (Западная Дания, ФРГ, ГДР, Нидерланды, Бельгия). Стратиграфическая схема североморского неогена разработана в первой половине XX в. и большинство ее подразделений используется ныне.

К сожалению, до сих пор крайне мало радиологических датировок, обосновывающих возрастные интервалы отдельных региоярусов и границ между ними. Лишь возраст подошвы неоге-

на подкреплен несколькими датами по трахитам Драхенфельса (ФРГ) (среднее значение 23 млн. лет), которые перекрывают континентальные слои с Mickobunodon minimum Cuk. и типовой хаттской флорой Ротта и перекрываются морскими слоями фирланда – возрастного аналога аквитана средиземноморской шкалы. Несколько дат указывается по глаукониту для нижнего плиоцена Бельгии (7,6 и 7,8 млн. лет) (4). Но они получены до 1970 г. и нуждаются в уточнении.

В пределах внутриматериковых районов Западной Европы ряд неогеновых датировок получен из вулканитов Центрального массива Франции и толщ Верхнерейнской впадины. В первом из районов изотопные даты тесно увязаны с данными палеоботаники, однако не проливают свет на возраст границ отдельных подразделений неогеновой шкалы.

В Верхнерейнской впадине имеются даты по верхней морской молассе виндобонского яруса (16,0 млн. лет) и верхней континентальной молассе. Базальные слои так называемой средней пачки датируются в интервале 13,0–14,7 млн. лет. Энингенские сланцы в подошве верхней пачки континентальный молассы имеют возраст 12,6 млн. лет. Большая часть средней и верхняя пачка континентальной молассы сопоставляются с сарматом.

В Южной Франции определен возраст базальтов Шато-де-Болье (18,9–17,3 млн.лет). Они образуют поток в осадочной толще в стратотипическом районе бурдигала. В этой толще встречаются планктонные фораминиферы зон N6 и N7 , характеризующие бурдигальский ярус (Globorotalia aff. acrostoma, G. peripheroronda, Globigerina cyperoensis).

Центральный Паратетис

В Европе радиометрически наиболее обоснована региональная стратиграфическая шкала Центрального Паратетиса. Она базируется на 35 опорных точках, полученных по образцам вулканогенных пород, отобранных из стратотипических или парастратотипических разрезов, или разрезов, хорошо увязанных с ними, а также на 12 точках, не имеющих прямой биостратиграфической привязки, но дополняющих главные геохронологические реперы (10).

Сопоставление схем неогена Центрального Паратетиса со схемами Восточного Паратетиса, Средиземноморья и открытых океанических бассейнов вызывает большие трудности. Один из

вариантов сопоставления, принятый конгрессом по неогену в Братиславе (1975), дан на рис. 2. Только часть региоярусов Центрального Паратетиса может быть непосредственно сопоставлена с подразделениями планктонных шкал открытых океанических бассейнов. Так, по комплексам нанопланктона и планктонным фораминиферам верхи эгерия соответствуют низам аквитана (зоны NN1 и N4). Эггенбургий отвечает верхнему аквитану - нижнему бурдигалу (зона NN2 и большая часть зоны NN3, зона N5 и нижняя часть зоны N6). Оттнангий коррелируется с верхней частью зоны NN3 , низами зоны NN4, а также верхней частью зоны N6 и низами зоны N7 . Карпатий, по кровле которого проводится граница нижнего и среднего миоцена, может быть сопоставлен с верхней частью зоны NN4 и нижней частью NN5 , а также верхней частью зоны N7 и низами N8 до первого появления Praeorbulina. Верхняя граница бадения лежит в пределах зон N8-N12, частично захватывая и зону N13 . Что же касается сармата и ярусов более высокого стратиграфического положения, то они не могут быть непосредственно скоррелированы с подразделениями планктонных шкал.

Количественное распределение радиометрических датировок для различных региоярусов и биозон Центрального Паратетиса неравномерное (табл. 8) (10). Большинство из них получено по вулканическим породам. К более установившимся реперным уровням относятся нижний бадений (9 опорных точек), нижний и средний сармат (10 опорных точек и 10 вспомогательных). Единичные определения имеются по эггенбургию, оттнангию, паннону, а некоторые подразделения до сих пор не подкреплены абсолютными датировками (эгерий, дакий, румыний и др.). Наиболее надежны даты, принятые для рубежа сармата и бадения, 14 млн. лет, а также бадения и карпатия 17,5 млн. лет.

Исландия

За последнее пятилетие в Исландии были получены массовые определения абсолютного возраста неогеновых платобазальтов опорных разрезов западной, северной и центральной частей острова и осуществлена корреляция радиометрических и палеомагнитных данных. Она позволила сравнить изотопные датировки на изохронных уровнях в разных разрезах и установить возраст границ и продолжительность палеомагнитных

Таблица 8

Неогеновые биозоны Цетрального Паратетиса и их радиометрический возраст (10)

Ярусы	Зоны неогена (CPN) Центрального Паратетиса		Количество определений возраста	Возраст, млн. лет	
				$\lambda_\beta = 4{,}72 \times 10^{-10}$ лет$^{-1}$	
				$\lambda_k = 0{,}557 \times 10^{-10}$ лет$^{-1}$	$\lambda_k = 0{,}585 \times 10^{-10}$ лет$^{-1}$
	17	E. recta	4	8,0–9,5	7,6–9,1
Паннонский	16	C. tuberculata–C. sulcata			
	15	H. auriculata	1	11,2	10,7
	14	H. hungarica			
Сарматский	13	P. supgranosum	1	11,7[5]	10,0
	12	E. hauerinum E. antoninum	7	12,0–(14,5)[5]	11,3–(13,9)[5]
	10–11	C. aff. badenensis E. reginum	3	13,6–14,0	13,1–13,5

Баденский	8	Vilapertina	6	15,0–16,5	13,9–16,6
	8	G. decoraperta G. druryi	0		
	6–7	Praeorbulina–O. suturalis	9	16,0–18,5	15,1–17,7
Карпатский	5	G. sicanus	0		
Оттнангский	4	G. trilobus	3	21,9	20,7
Эгенбургский		Gl. dehiscens	1	23,0	21,9
Эгерский	3	G. primordus			
	2	Gl. opima opima			

эпох в интервале от первой до одиннадцатой, а также отдельных эпизодов внутри них. Дано сравнение изотопных датировок границ палеомагнитных эпох в интервале от 8 до 11, полученных для разрезов северной и восточной Исландии (111, 102), с датировками тех же границ, полученных расчетным путем по полосовым магнитным аномалиям в океане (67).

Сравнение приведенных дат показывает, что возраст нижней и верхней границы эпохи 11 колеблется в интервале (соответственно) 11,79–12,41 млн. и 11,15 – 11,77 млн. лет. Верхняя граница эпохи 10 имеет возраст от 10 до 10,48 млн. лет, а верхняя граница эпохи 9–8,56 – 9,21 млн. лет. Окончание эпохи 8 находится в интервале 7,30–8,01 млн. лет. Таким образом, разброс в датировках отдельных границ по данным разных исследователей не превышает 0,7 млн. лет.

Близкие даты были получены по возрасту границ 6, 5 и 4 (Гилберт) эпох в разрезах западной и восточной Исландии (75, 111).

На исландском материале были выделены отдельные эпизоды стандартной палеомагнитной шкалы и радиометрически обоснован их возраст. Так, возраст двух нижних эпизодов эпохи Гилберт в опорном разрезе западной Исландии определяется в 4,81–4,60 млн. лет (эпизод Твера) и 4,45–4,33 млн. лет (эпизод Сидуфьядль) (75).

В восточной Исландии, где в разрезе по реке Гильсау был выделен одноименный эпизод на границе плиоцена и плейстоцена (112), позже были проведены дополнительные ревизионные работы, подтвердившие, что в этом разрезе в интервале от 2,0 до 1,5 млн. лет имеется всего один положительный палеомагнитный эпизод, небольшой продолжительности, относящийся к уровню 1,6 млн. лет. Для уточнения возраста первых тиллитов в разрезах разных частей острова были выполнены специальные радиометрические исследования. Они показали, что эти образования появляются всюду в разрезе в интервале 3,0–3,2 млн. лет (эпизод Маммут эпохи Гаусс стандартной палеомагнитной шкалы). Это совпадает с возрастом океанических осадков в Северной Атлантике, в которых впервые фиксируются продукты ледового разноса (35).

Последовательный ряд изотопных датировок, обосновывающий возраст отдельных подразделений региональной палеомагнитной шкалы Исландии, свидетельствует об отсутствии сколько-нибудь значительных перерывов в этой шкале, которая опирается на ряд реперных уровней, подтвержденных радиометрическими данными в разных частях острова. Важнейшими

из них являются: безинверсионный интервал продолжительностью 1,5 млн. лет (10,2–8,7 млн. лет), идентифицируемый с эпохой 9, рубеж смыкания частных палеомагнитных шкал на границе между эпохами 6 и 7 (6,54–6,59 млн. лет), древнейшие тиллиты с возрастом 3,0–3,2 млн. лет, а также тиллиты Фурувика и Гильсау с возрастом 1,8–1,6 млн. лет, по которым проводится граница между плиоценом и плейстоценом в Исландии (эпизод Гилса).

Превосходя по детальности другие региональные палеомагнитные шкалы, исландская шкала служит хорошей основой для сопоставления с океанической шкалой, в которой магнитостратиграфические подразделения скоррелированы с подразделениями зональных планктонных шкал и выведены на абсолютную шкалу (35). Это корректируется многочисленными изотопными датировками базальтоидов океанического ложа, вскрытого скважинами глубоководного бурения, заданными на дискретных полосовых магнитных аномалиях.

СССР

В СССР наиболее детальные стратиграфические схемы неогена разработаны для морских отложений Крымско-Кавказской области и прилегающей к ней частям Русской платформы, (Восточный Паратетис), а также Камчатки и Сахалина. Континентальные толщи этого возраста широко развиты в Казахстане, Западной Сибири, межгорных впадинах Средней Азии, Приморья, Приамурья и Северо-Востока СССР. Неогеновые базальтоиды известны в Забайкалье, Сихоте-Алинском вулканическом поясе.

Восточный Паратетис

Стратиграфия неогена Восточный Паратетиса, разработанная Н.И. Андрусовым и детализированная в 30-х годах Б.П. Жижченко и В.П. Колесниковым (рис. 2), базируется на комплексах малакофауны, однако присутствие микропланктона, особенно для нижних уровней неогенового разреза, позволяет коррелировать отдельные подразделения этой схемы с зонами Средиземноморья и Центрального Паратетиса, выделенными по планктонным фораминиферам и карбонатному нанопланктону. Что касается радиометрических датировок, то серия опорных дат, полученная в основном по вулконогенным породам в раз-

резах Закарпатья и Грузии, характеризует лишь отдельные уровни неогена (4,9,10,13,22). Для пограничных слоев олигоцена и миоцена имеется дата 22,5 млн.лет, полученная по глаукониту из глинистых песчаников скважины "Ленинградская". Для низов бадения Закарпатья указываются даты 15,2±0,5 и 15,6±0,5 млн. лет. Большинство датировок характеризует нижний - средний сармат (в интервале 11,3 - 13 млн. лет). Среднее значение из 11 дат по четырем пунктам отбора проб 12,4 млн. лет. Для мэотических отложений Грузии имеются даты 8,3±10; 10,1±1,5 и 10,6±1,5 млн. лет. Плиоцен Крымско-Кавказской области практически не изучен радиометрическими методами. Приводятся лишь отдельные даты для андезито-базальтов Грузии, потоки которых залегают в толще акчагыла (0,95±0,3 и 2,26±0,6 млн. лет). Базируясь на биостратиграфической корреляции с соседними регионами Центрального Паратетиса и Средиземноморья, ориентировочно можно принять следующие геохронологические рубежи для региоярусов верхнего миоцена и плиоцена (млн. лет): сармата 13,4-10,1, мэотиса 10,1 - 8,15, понта 7,95 - 6,0, киммерия 5,8-3,1, акчагыла 2,95 - 1,85. Граница акчагыла и апшерона проводится на уровне 1,8 млн. лет и принимается за границу плиоцена и плейстоцена.

Северо-Восток и Дальний Восток

Неогеновые породы широко распространены в пределах этой обширной территории, особенно на Камчатке, Сахалине, Курильских островах, Сихотэ-Алине, наложенных впадинах Приморья и Приамурья для Сихотэ-Алинской складчатой системы приводится серия K-Ar -датировок по валовым пробам, фиксирующих активизацию базальтового вулканизма в миоцене и плиоцене. Для кизинской свиты по региону приводится свыше 30 дат в интервале от 11 до 32 млн. лет (средние 15-17 млн. лет). Для базальтов совгаванской свиты (12) имеются 3 даты от 7 до 14,3 млн. лет. Однако это заметно расходится с выводами о возрасте свиты, даваемыми палинологами (верхний плиоцен - плейстоцен). На Камчатке большинство датировок относится к магматическим породам главных вулканогенных зон полуострова. Они фиксируют время формирования отдельных неогеновых вулканических построек. Некоторые даты могут рассматриваться как опорные, так как характеризуют возраст вулканитов в морских толщах, возраст которых установлен по планктонным комплексам.

В целом геохронология неогена СССР остается очень слабо разработанной, за исключением Кавказа, западных районов Украины и Дальнего Востока, где возраст подразделений региональных схем подкреплен радиометрическими датировками.

Азия (кроме СССР)

В Азии изотопные датировки по неогену имеются для Турции, Ирана, Непала, Северной Индии, МНР, Японии и других регионов.

В Восточном Средиземноморье благодаря чередованию в разрезе неогена морских, солоноватоводных и континентальных образований получено свыше 30 реперных точек по вулканогенным породам Турции, позволяющих скоррелировать местные подразделения с планктонными зонами неогена (30). Возраст пород эскихизарского регионруса, сопоставляемого с бадением, определен в интервале 15,0–19,8 млн. лет. Верхнемиоценовая толща, коррелируемая по палинологическим данным с сарматом, имеет возраст 11,0–11,6 млн. лет. Две фауны позвоночных среднего валлезия охарактеризованы датами 7,9–9,1 млн. и 9,25 млн. лет.

По Северной Индии есть серия дат, относящаяся к сиваликской толще с остатками позвоночных. Все они указывают на ее верхнемиоценовый – плиоценовый возраст. Датировки вулканогенных пород соседних районов Непала укладываются в интервал 15–9 млн. лет.

По неогеновым базальтам МНР имеются три изотопные датировки. Самая молодая из них ($3,2 \pm 0,8$ млн. лет) получена по базальтам, залегающим на поверхности 90-м террасы реки Орхон.

Япония

В Японии до сих пор нет унифицированной ярусной шкалы неогена. Предложенные ранее регионрусы, например, выделенные на полуострове Ога, на побережье Японского моря, как позднее выяснилось, разделены перерывами и не могут служить в качестве опорных.

В конце 60-х годов в Японии под руководством проф. Н. Икебе была создана "рабочая группа по биостратиграфии и геохронологии неогена Японии в целях межконтинентальной корреляции". В итоговой сводке группы (60) дана корреля-

ционная схема неогена для основных структурно-фациальных зон архипелага (19 зон). В основу сопоставления положены так называемые "датированные уровни" по планктонным фораминиферам (или ключевые горизонты), позволяющие скоррелировать подразделения местных шкал с подразделениями зональных планктонных шкал Средиземноморья и Мирового океана. Что касается абсолютной шкалы неогена Японии, то к 1980 г. она базировалась более чем на 100 опорных точках, большинство из которых получено K-Ar- изотопией (по глаукониту в осадочных породах и валовым пробам эффузивных и экструзивных пород) и лишь отдельные даты, имеющие большой разброс и нуждающиеся в уточнении, - трековым методом при исследовании тефр.

Из неогеновых "датированных уровней" радиометрически обоснованы четыре так называемый "орбулиновый", уровни "Globorotalia fohsi fohsi (sensu Bolli)" и "Sphaeroidinella dehiscens", а также граница плиоцена и плейстоцена. "Орбулиновый" уровень, имеющий усредненный возраст 15 ± ±1,0 млн. лет, подтвержден изотопными датировками кислых изверженных пород свиты Кумано, приуроченных к кровле осадочной толщи с орбулинами на полуострове Кии. Полученная серия дат лежит в интервале 12-15 млн. лет.

Это соответствует зоне N8 Блоу или несколько древнее ее, примерно отвечает границе нижнего - среднего миоцена. В разрезе полуострова Ога трековым методом получена дата 16 млн. лет для туфов, переслаивающихся с осадочными породами свиты Нисикуросава.

Уровень Globorotalia fohsi fohsi (sensu Bolli) был уточнен по глаукониту в разрезе близ Сендая в переходных слоях между свитами Хититате и Монива. Полученные даты 12,3 и 12,4 млн. лет (60) соответствуют или несколько моложе дат, полученных по этому уровню для океанических шкал.

Уровень Sphaeroidinella dehiscens датирован трековым методом по туфам, залегающим в низах свиты Тентокудзи (60).

Эти туфы занимают в разрезе то же стратиграфическое положение, что и слои с S. dehiscens. Однако полученная датировка несколько древнее положения этого уровня в других регионах и поэтому нуждается в уточнении.

Последний "датированный уровень" касается плиоцен-плейстоценовой границы, которая в Японии базируется на данных магнитостратиграфии, палеоботаники и фауне хоботных. Дати-

ровка трековым методом маркирующих прослоев туфов серии Осака показала, что эта граница лежит в интервале 2,4 – 0,9 млн. лет. К сожалению, в японских разрезах до сих пор изотопным методом не подтверждена нижняя граница зоны Globorotalia truncatulinoides.

Северная Америка

Стратиграфия морских отложений неогена на территории США независимо разрабатывалась для Тихоокеанского и Атлантического побережий. Для Калифорнии и прилегающих к ней районов наиболее детальные схемы были предложены по бентосным фораминиферам и малакофауне. Они хорошо скоррелированы между собой и отдельные подразделения обоснованы большим массивом изотопных датировок, средние значения которых даны в табл. 9. В последние годы эта схема во всех своих звеньях надежно увязана с зональными планктонными шкалами неогена, разработанными для Тихоокеанского региона.

Для побережья Мексиканского залива существующая стратиграфическая схема неогена была разработана по микропланктонным организмам и представляет собой вариант зональной схемы неогена Атлантики.

Хорошо обоснована геохронологическая шкала неогена континентальных отложений внутренних районов США, базирующаяся на сотнях датировок, первые из которых были обобщены более 15 лет назад (45) и с тех пор значительно уточнены. Для отдельных региоярусов получены следующие осредненные цифры (млн. лет) (35): арикарский 26,0–21,2, хемингфордский 21,2–17,1, барстовский 17,1–13,0, кларендонский 12,8–10,5, хемпфиллский 9,95–3,65, бланкский 3,65–1,6. Первые находки гиппарионовой фауны в США происходят из средней части кларендонского яруса с датировками вмещающих слоев 12–11 млн. лет. Этот уровень по биостратиграфическим данным скоррелирован с низами монского яруса Калифорнии, для отложений которого также получены даты 12–11 млн. лет (зоны N14–N15 и NN8–NN9).

Континентальный неоген Аляски был расчленен на селдовийский, гомерийский и кламгульчийский региоярусы. Опорные точки с изотопными датировками имеются по каждому подразделению. Позднее (107) они были пересчитаны по новым константам, граница между селдовием и гомерием определяется в 13–14 млн. лет. Возраст флороносных слоев с типовой селдовийской флорой Аляски и однотипной флорой Оре-

Таблица 9

Схема неогена для западных районов США

Возраст, млн. лет	Зоны Блоу	Стратиграфическое подразделение	Штат Калифорния	
			по бентосным фораминиферам	по моллюскам
1,8				
	21	Плиоцен	Вентурский	"Сан-Хаокин"
	20		Репетский	(4,4–4,5)
5–7	18		Делмонтский	"Этиегоин"
			(3,6–4,4)	(7,0)
	17	Миоцен	Монский (8–11,8)	"Маргаритский" "Хакалитос"
	16			Нероли
11–13	15			Циербо (11,8)
	14			
	–9			Брионес
16–18	8		Луизский	
	7		Релизский	"Темблор"
	6		Сацесский	
	5		—23—	"Вакерос" (верхняя часть)
	4			

гона. Вашингтона и Невады определяется датами 15,8 млн.лет (флора Масколл), 16,3 млн. лет (флора Мидлиджейт), 15,8 ±1,8 млн. лет (флора верхнего селдовия бассейна Чуитны Аляски). Продолжительность кламгульчия оценивается в 3,3 млн. лет, так как возраст флороносных слоев верхов

регияруса 5,9 ± 0,32 млн. лет (полуостров Сьюард) и 5,4 млн. лет (Аляскинский хребет). Гомерийский ярус сопоставляется с серравалием и частью лангия, а кламгульчийский – с верхами серравалия и мессинием (35).

Имеющиеся изотопные датировки по неогену Южной Америки уточняют время вулканической активизации в Андийском поясе, на юге Перу, в Боливии и северных районах Чили, позволяя выделить два основных этапа вулканической деятельности: ранне-среднемиоценовый – вулканиты Текаса (21,7 ±0,5 млн., 16,1 ± 0,3 млн. лет) и Уилаколью (22 ± 1,2 млн. лет), игнимбриты Уайлильас (18,4 ± 0,5 млн. лет); плиоценовым – вулканиты Барросо и Сильяпако (5,7 ± 0,3 млн. и 4,1 ± 0,4 млн.лет) (53, 46).

Мировой океан

Глубоководное бурение в Мировом океане в сочетании с исследованиями на континентах привело к созданию единой универсальной шкалы кайнозоя по планктонным фораминиферам, которая с успехом применяется при изучении морских осадочных толщ в средних и низких широтах земного шара. Аналогичные шкалы, находящиеся в стадии совершенствования, созданы и по другим группам (карбонатным нанофоссилиям, радиоляриям, диатомовым водорослям и др.). Подразделения всех перечисленных шкал скоррелированы с подразделениями стандартной палеомагнитной шкалы (до эпохи 11–12). В разных частях Мирового океана получены изотопные датировки по базальтоидам океанического ложа, радиометрически корректирующие возраст базальных слоев осадочного чехла. Для отдельных рубежей неогеновой системы в последнее время приняты даты, предложенные W.A. Berggren и J.A. van Couvering (35) (млн. лет): подошва неогена 22–23, границы нижнего – среднего миоцена 15–16, среднего – верхнего миоцена 11,2, подошва плиоцена 5–5,5, граница нижнего и верхнего плиоцена 3,3 и подошва плейстоцена 1,8.

С подразделениями зональных планктонных шкал хорошо увязаны и радиометрически обоснованы подразделения региональных схем неогена некоторых архипелагов и отдельных крупных океанических островов (Тринидад, Ямайка, Фиджи, Новая Гвинея, Новая Зеландия и др.). Так, для Новой Зеландии (61) приводятся следующие даты границ местных ярусов (млн. лет): отайский 22–19, алтонийский (авомоанский) 19–

14,5, клифденийский 14,5–14,0, лиллбернийский 14,0–12,8, уайаунийский 12,8–11,5, тонгапорутуйский 11,5–6,5, капитейский 6,5–4,5, опойтийский 4,5–2,5, уайтотарский 2,5–1,8.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Афанасьев Г.Д.* Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении. Междунар. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геол. М., "Наука", 1968, 61–70
2. *Афанасьев Г.Д., Багдасарян Г.П. и др.* Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на апрель 1964 г. с учетом международных данных. Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геол. М., "Наука", 1964, 287–324
3. *Афанасьев Г.Д., Борисович И.В., Шанин Л.Л.* О возрасте некоторых горных пород Индийского полуострова и острова Цейлон по данным калий–аргонового метода. В кн. "Абс. возраст геол. формаций". (МГК. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 3). М., "Наука", 1964, 52–63
4. *Афанасьев Г.Д., Зыков С. И.* Геохронологическая шкала фанерозоя в свете новых значений постоянных распада. "Наука", 1975, 1–99
5. *Афанасьев Г.Д., Иванов И.Б., Шанин Л.Л.* Возраст верхнетретичных изверженных пород, определенный калий–аргоновым методом. В кн. "Абс. возраст геол. формаций". (МГК. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 3). М., "Наука", 1964, 215–225
6. *Багдасарян Г.П.* Абсолютное датирование тектоно–магматических процессов альпийского цикла на примере Армении. В сб. "Новые данные абс. геохронологии". (Комис. по определению абс. возраста геол. формаций при ОГГГ АН СССР. XVII сессия). М., "Наука", 1974, 223–239
7. *Багдасарян Г.П., Ваш Д., Гукасян Р.Х.* Материалы к геохронологической шкале абсолютного летоисчисления. В сб. "Новые данные абс. геохронологии". (Комис. по определению абс. возраста геол. формаций при ОГГГ АН СССР. XVII сессия). М., "Наука", 1974, 240–244
8. *Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х.* Исследования по разработке геохронологических реперов к шкале абсолютного геологического времени. В кн. "Абс. возраст геол. формаций. (МГК. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 3). М., "Наука", 1964, 201–214

9. *Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х.* Возрастное расчленение вулканических и экструзивных образований Армянской ССР (K/Ar – методом с учетом геологических представлений). В сб. "Геохронология Вост. –Европ. платформы и сочленения Кавказ. –Карпат. системы. XIX сессия". М., "Наука", 1978, 34–46
10. *Багдасарян Г.П. и др.* Геохронология неогена Паратетиса. "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1977, № 2
11. *Бархатова Н.Н., Спринцсон В.Д.* Возраст нижнеэоценовых отложений Бахчисарайского разреза Крыма по радиологическим данным. "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1973, № 3, 130–131
12. *Бондаренко Е.И., Ковальчук Т.К.* Новые данные о возрасте оруденения Сихотэ–Алинской складчатой области. "Вопр. геохронологии и изотопной геол". "Тр. ВСЕГЕИ". Л., 1976, 250, 25–34
13. *Бойко Р.К., Круглов С.С., Кульчицкий Я.О. и др.* Абсолютная геохронология главнейших комплексов Украинских Карпат. "Тр. XV сессии Комис. по определению абс. возраста геол. формаций". М., "Наука", 1970, 202–226
14. *Бойцова Е.П., Загрузина И.А., Комарова Н.И.* Опыт комплексного палинологического и радиологического изучения верхнемеловых и нижнепалеогеновых отложений Павлодарского Прииртышья. 1977
15. *Габуния Л.Н., Рубинштейн М.М.* К вопросу о параллелизации неогеновых отложений Старого и Нового света (по данным ископаемых млекопитающих и абсолютного возраста). В кн. "Вопр. геол. Грузии." Тбилиси, "Мицниереба", 1964
16. *Габуния Л.Н., Рубинтейн М.М.* Биостратиграфическая параллелизация кайнозойских отложений Евразии и Северной Америки в свете данных абсолютной геохронологии. "Изв. Геол. о–ва Грузии", 1965, 4, вып. 1
17. *Габуния Л.Н., Девяткин Е.В., Рубинштейн М.М.* Данные об абсолютном возрасте кайнозойских континентальных образований Азии и их биостратиграфическое значение. "Докл. АН СССР", 1975, 225, № 4, 895–898
18. *Крашенинников В.А.* Зональная стратиграфия палеогена Восточного Средиземноморья. "Тр. ГИН АН СССР", 1965, вып. 133, 1–75
19. *Крашенинников В.А.* Географическое и стратиграфическое распределение планктонных фораминифер в отложениях палеогена тропической и субтропической области. "Тр. ГИН АН СССР", 1969, вып. 202, 1–184

20. *Магомедов А.М., Батырмурзаев А.С.* Абсолютный возраст осадочных образований Дагестана. В сб. "Геохронология. Вост. –Европ. платформы и сочленения Кавказ. –Карпат. системы." М., "Наука", 1978, 3–11
21. *Немков Г.И.* Основные результаты XIII Европейского микропалеонтологического коллоквиума в Испании (17–28 сентября 1973 г.). Автореф. докл. "Бюлл. МОИП. Отд. геол.", 1975, 50, вып. 4
22. *Полевая Н.И.* (ред.). Геохронология СССР. Том. 2. Фанерозой. Л., "Недра", 1974, 344 с.
23. *Полевая Н.И. и др.* Первые данные об абсолютном возрасте магматических пород Северного Вьетнама. В кн. "Абс. возраст геол. формаций". (МГК. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 3). М., "Наука", 1964, 78–95
24. *Полевая Н.И. и др.* К проблеме уточнения геохронологической шкалы. "Вопр. геохронологии и изотопной геол.". "Тр. ВСЕГЕИ". Л., 1976, 250, 5–15
25. *Рубинштейн М.М.* Абсолютная датировка основных рубежей палеогена. В кн. "Палеогеновая система. Стратиграфия СССР". " Недра", 1975, 33–35
26. *Рубинштейн М.М., Габуния Л.Н.* Некоторые вопросы геохронологии кайнозоя. "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1972, № 3, 3–8
27. *Семененко Н.П. и др.* Абсолютный возраст геологических формаций Карпат. В кн. "Материалы V съезда Карпато-Балкан.ассоц." Киев. Изд–во АН УССР, 1962
28. *Adegoke O.S.* Stratigraphy and paleontology of the Ewekoro Formation (Paleocene) of southwestern Nigeria. "Bull. Amer. Paleontol.", 1977, 71, № 295, 379 pp.
29. *Armstrong R.L., McDowall W.G.M.* Proposed refinement of the Phanerozoic time scale. Int. Meeting Geochr., Cosmochr., Isotope Geology. Paris. 1974
30. *Beckek–Platen J.D., Benda L., Steffens P.* Litho– and biostratigraphische Deutung radiometrischer Altersbestimmungen aus dem Jungtertiär der Türkei. "Geol. Jahrb.", 1977, B, № 25, 139–167
31. *Bellon Herve, Lefevre Ch.* Données géochronometriques sur le volcanisme Andin dans le Sud du Pérou. Implications volcano–tectoniques. "C. r. Acad. sci.", 1976, D283, № 1, 1–4
32. *Berggren W.A.* Genozoic chronostratigraphy, planktonic foraminiferal zonation and the radiometric time–scale. "Nature", 1969, 224, 1072–1075

33. *Berggren W.A.* A Cenozoic time–scale; some implications for regional geology and paleobiogeography. "Lethaia", 1972, 5, 195–215
34. *Berggren W.A., McKenna M.C., Hardenbol J., Obradovich J.* Revised Paleogene polarity time scale. "J. Geol.", 1978, 86, № 1, 67–81
35. *Berggren W.A., van Couvering J.A.* The Late Neogene. Biostratigraphy, geochronology and paleoclimatology of the last 15 million years in marine and continental sequences. "Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.", 1974, 16, № 1–2, 1–216
36. *Blow W.H.* Late Middle Eocene to recent planctonic foraminiferal biostratigraphy. – In Brönnimann P. and Renz H. (editors). "Proc. I Int. Conf. Planctonic microfossils, Geneve 1967". Leiden, 1969, 199–421
37. *Bodelle C., Lay C., Odin G.S.* Determination d'age par la methode geochronologic "potassium–argon" de glauconics du Bassin de Paris. "C. r. Acad. sci.", 1969, 268, 1474–1477
38. *Bolli H.M.* Planktonic foraminifera from the Eocene Navet and San Fernando formations of Trinidad. "Bull. U.S. Nat. Mus., 1957, 125, 155–172
39. *Bolli H.M.* Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on planktonic foraminifere. "Ass. Venez. Geologia, Mineria y Petroleo Bol. Inf., 1966, 9, 3–32
40. *Bonhomme M., Odin G.S., Pomerol Ch.* Age des formations glauconieuses de l'Albien et de l'Eocène du Bassin de Paris. "Mém. BRGM", 1968, № 58, 339–346
41. *Cavelier C., Pomerol Ch.* Proposition d'une echelle stratigraphique standard Pour le Paleogene. "Newslett. Stratigr.", 1976, 5, № 3
42. *Decarreau H., Bellon H.* Resultats de datations radiometriques par la methode potassium–argon dans la Bartonien moyen du Bassin de Paris. "Bull. Soc. Géol. France", 1976, 7, № 18, 769–772
43. *Donville B., Lang J.* Précisions sur la chronologie et la stratigraphie des bassins intramontagneux cénozoiques de Bamyan et Yakawiang en Afghanistan central. "Bull. Soc. géol. France", 1975, 17, № 5, Suppl., 1979–181
44. *Evernden J.F., Evernden L.K.* The Cenozoic time–scale. "Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.", 1970, 124, 71–90
45. *Evernden J.F., James G.T.* Potassium–argon dates and the Tertiary floras of North America. "Amer. J. Sci.", 1964, 262, 945–974

46. *Evernden J.F., Kriz S.J., Cherroni M.C.* Potassium–argon ages of some Bolivian rocks. "Econ. Geol.", 1977, 72, № 6, 1042–1061
47. *Fitch F.J., Hooker P.J., Miller J.A.* Age of the Thanet Beds (Paleocene) of East Kent, England. Geol. Surv. Open–File Rept.", 1978, № 701. 111–114
48. *Fitch F.J.* et al. Glauconite dating of palaeocene–eocene rocks from east Kent and the time–scale of palaeogene volcanism in the North Atlantic region. "J. Geol. Soc.", 1978, 135, № 5, 499–512
49. *Foreman H.P.* Radiolaria of Leg 10 with systematics and ranges... In Worzel et al."Init. Repts. Deep Sea Drill. Proj.", Washington, 1973, 10, 407–474
50. *Frascari F., Lipparini E., Savelli C.* K/Ar ages of Paleogene basalts from the Vicenza's Alps. "Geol. Surv. Open–File Rept.", 1978, № 701, 120–122
51. *Funnell B.M.* The Tertiary period. "Quart. J. Geol. Soc. London". 1964, 120(supl.)
52. *Grammann F. et al.* K/Ar ages of Eocene go Oligocene glauconitic sands from Helmstedt and Lehre (NW Germany). "Newslett. Stratigr.". 1975, 4, № 2, 71–86
53. *Halpern M.* Regional geochronology of Chile south of 50° latitude. "Bull. Geol. Soc. Amer.", 1973, 84, № 7, 2407–2422
54. *Hardenbol J., Berggren W.A.* A new Paleogene numerical time scale. "Contrib. Geol. Time Scale. Int. Geol. Congr., Sydney, 1976". Tulsa, Okla, 1978, 213–234.
55. *Harland W.B., Smith A.G., Wilcock B.* The Phanerozoic timescala. "Geol. Soc. London Quart. J.", 1964, 120 (supl.), 1–428
56. *Harris B., Baum G.R.* Foraminifera and Rb–Sr glauconite ages of a Paleocene Beaufort Formation outcrop in North Carolina. "Bull. Geol. Soc. Amer.", 1977, 88, № 6, 869–872
57. *Harris B., Bottino M.* Rb–Sr study of Cretaceous lobate glauconitic pellets, North Carolina."Bull. Geol. Soc. America". 1974, 85, 1475–1478
58. *Holmes A.* A revised geological time scale. "Trans. Edinb. Geol. Soc.", 1960, 17, № 3
59. *Jarzeva M.W., Lotsch D., Nemkov G.I.* Zur Nummulitenfauna des mittleren und höheren Eozäns der Deutschen Demokratischen Republik. "Geologie", 1968, Heft. 4, 418–459
60. *Ikebe N., Takayanagi I.* Chiji M., Chimzel K. Neogene biostratigraphy and radiometric time–scale of Japan – an attempt at inter. continental correlation. Pacif. Geol.", 1972, № 4, 39–78

61. *Jenkins D.C.* Radiometric dates and planktonic foraminifera of the Lower Miocene. "N. Z. J. Geol. and Geophys.", 1971, № 14/A, 905–908
62. *Keppens E., Elewaut E., Pasteels P.* Rubidium–strontium and potassium–argon radiometric datations on glauconites of the "Bande Noire" (base of the asse clay) from the Belgian Eocene. "Ann. Soc. géol. Belg.", 1978(1979), 101, 179–192
63. *Kreuzer H.* et al. K/Ar dates of some glauconites of the NW German Tertiary Basin. "Fortschr. Mineral.", 1973, 50, № 3, 94–95
64. *Krummenacher D.* Determination d'age isotopique faites sur quelques roches de l'Himalaya du Nepal par la methode potassium–argon. "Schweiz. miner., petrogr. Mitt.", 1961, Bd 41, H. 2
65. *Kulp J.L.* Geologic time scale. "Science", 1961, 133, № 3459, 1105–1114
66. *Lambert R.J.* The pre–Pleistocene Phanerozoic time–scale – a review. Phanerozoic time–scale. Suppl. Parts 1–2. "Spec. Publ. Geol. Soc. London", 1971, № 5, 9–31
67. *La Brecque J.L., Kent D.V., Cande S.C.* Revised magnetic polarity time scale for Late Cretaceous and Cenozoic time. "Geology", 1977, 5, 330–335
68. *Leberkmo J.F., Evans M.E., Baadsgaard H.* Magnetostratigraphy, biostratigraphy and geochronology of Cretaceous–Tertiary boundary sediments, Red Deer Valley. "Nature", 1979, 279, 27–30
69. *Martini E.* Standard paleogene calcareous nannoplankton zonation. "Nature", 1970, 226, 560–561
70. *Martini E.* Standart Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. "Proc. II Planktonic conference (Roma, 1970)", 1971, 2, 739–786
71. *Martini E., Worsley T.* Standart Neogene calcareous nannoplankton zonation. "Nature", 1970, 225, № 5229, 289–290
72. *Matsumoto T., Shibata K.* Geochronological scaleof the Phanerozoic Eon, Japan. "Kagaku", 1977, 47, № 7, 404–412
73. *McDougall I.* et al. Potassium–argon and paleomagnetic analysis of Icelandic lava flows; Limits on the age of anomaly 5. "J. Geophys. Res.", 1976, 81, 1505–1512
74. *McDougall I., Watkins N.D., Kristjansson L.* Geochronology and paleomagnetism of a Miocene–Pliocene ava sequence at Bessastadaa, eastern Iceland. "Amer. J. Sci.", 1976b, 276, 1078–1095

75. *McDougall I.* et al. Extension of the geomagnetic polarity time scale to 6,5 m.y.: K–Ar dating, geological and paleomagnetic study of a 3,500 m lava succession Western Iceland. "Bull. Geol. Soc. Amer.", 1977, 88, 1–15
76. *McKenna M.* et al. K/Ar recalibration of Eocene North American Land Mammal "Ages" and European Ages. "Geol. Soc. America Abs. with Programs", 1973, 5, 733
77. *Moore T.* Radiolaria. In Tracey J. I. et al. "Init. Repts. Deep Sea Drill. Proj". Washington, D.C.U.S. Govt., 1971, 8, 727–775
78. *Müller C.* Calcareous nannoplankton, Leg 25 (Western Indian Ocean). In Simpson E. W. et al. Init. Repts. Deep Sea Drill. Proj." Washington, D.C.U.S. Govt., 1974, 25, 579–633
79. *Nozawa T., Shibata K.* Bibliography of geochronological data in Japan. 2. "Jap. J. Geol. and Geogr.", 1974, 44, № 1–4, 35–40
80. *Obradovich J., Cobban W.A.* A time scale for the Late Cretaceous of the Western interior of North America. "Geol. Spec. Pap. Assoc. Can.", 1975, 13, 31–54
81. *Odin G.S.* Sur les datations radiométriques du Miocene de la Paratéthys. "Bull. Soc. géol. France", 1973a, 15, № 1, 33–34
82. *Odin G.S.* Résultats de datations radiométriques dans les séries sédimentaires du Tertiaire de l'Europe occidentale. "Rev. géogr. phys. et geól. dyn.", 1973b, 15, № 3, 317–330
83. *Odin G.S.* De glauconarium, constitutione, origine, actateque. These Doct. Etat, Paris, 1975, 280 p.
84. *Odin G.S.* Isotopic dates for a Paleogene time scale. "Contrib. Geol. Time Scale. Int. Geol. Congr., Sydney, 1976". Tulsa, Okla, 1978a, 247–257
85. *Odin G.S.* Results of dating Cretaceous, Paleogene sediments, Europe. "Contrib. Geol. Time Scale. Int. Geol. Congr., Sydney, 1976". Tulsa, Okla, 1978b, 127–141
86. *Odin G.S.* et al. Geochronologie de niveaux glauconieux tertiaires des bassins de Londres et de Hampshire (methode K–Ar). "C. R. Soc. géol. France", 1969, № 8, 309–310
87. *Odin G.S.* et al. Géochronologie de niveaux glauconieux paléogènes d'Allemagne du Nord (methode potassium–argon). Resultats prélim."C.r. Soc. géol. France", 1970, 6, 220–221
88. *Odin G.S., Curry D., Hunziker J.C.* Radiometric dates from NW European glauconites and the Palaeogene time–scale. "J. Geol. Soc.", 1978, 135, № 5, 481–497

89. *Odin G.S., Hunziker J.C.* Comparison between radiometric ages of glauconite and of high-temperature minerals and rocks and theyr implications for the numeric time scale. "Geol. Surv. Open-File Rept.", 1978, № 701, 318-321
90. *Odin G.S.* et al. Analyse radiométrique de glauconies par les méthodes au strontium et â l'argon; l'Oligo-Miocène de Belgique. "Bull. Soc. belg. géol.", 1974, 83, № 1, 35-48
91. *Odin G.S., Hunziker J.C., Lorenz C.R.* L'age radiomitrique du Miocéne inferieur en Europe occidentale et Centrale. "Geol. Rdsch.", 1975, 64, № 2, 570-592
92. *Onada H., Bukry D.* Supplementary modification and introduction of code number to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973, 1975). "Mar. Micropaleontology", 1980, 5, 321-325
93. *Owens J.P., Sohl N.F.* Clauconites from New Jersey-Maryland coastal plain: their K-Ar ages and application in stratigraphic studies. "Bull. Geol. Soc. Amer.", 1973, 84, № 9, 2811-2838
94. *Pearson R.C., Orbadovich J.D.* Eocene rocks in northeast Washington-radiometric ages and correlation. "Geol. Surv. Bull.", 1977, № 1433, 41 pp.
95. *Pomerol Ch.* Ages radiometriques dans le Tertiaire des bassins du Nord-Ouest de l'Europe. "Ass. Geol. Bassin Paris, Bull. int.", 1972, № 32, 3-6
96. *Pomerol Ch.* Critical Review of Isotopic Dates in relation to Paleogene stratotypes. "Contrib. Geol. Time Scale. Int. Geol. Congr., Sydney, 1976." Tulsa, Okla, 1978, 235-245
97. *Poore R.Z.* Age and correlation of California Paleogene bentic foraminiferal stages. "Geol. Surv. Profess. Pap.", 1980, № 1162-C, 8 pp.
98. *Riedel W.R., Sanfilippo A.* Radiolaria. Leg 4, Deep Sea Drilling Project. In Bader R. et al. "Init. Repts. Deep Sea Drill. Proj." Washington, D.C.U.S. Govt., 1970, 4, 503-575
99. *Rubinstein M., Gabunia L.* On dating of the Paleogene. "Contrib. Geol. Time Scale. Int. Geol. Congr., Sydney, 1976." Tulsa, Okla, 1978, 205-211
100. *Russell D.E., McKenna M.C.* Europena fossil land mammals, radiometrically dated intercontinental correlations. "Proc. 2 Geol. Congr. Latino-American (Caracas)", 1975
101. *Ryan W.B.F.* et al. Paleomagnetic assignment of Neogene stage boundaries ets. "Riv. ital. paleontol.", 1974, 80, № 4, 631-688

102. *Saemundsson K.* et al. K–Ar dating, geological and paleomagnetic study of A 5 km lava succession in Northern Iceland. "J. Geophys. Res.", 1980, 85, № B7, 3628–3646
103. *Sclater J.* et al. Comparison of the magnetic and biostratigraphic time scale since the Late Cretaceous. "Init. Repts Deep Sea Drill. Proj.", 1974, 22, 381–386.
104. *Stainforth R.M.* et al. Cenozoic planktonic foraminiferal zonation and characteristics of index forms. "Pal. Contr. Univ. Kansas, 1975, art. 62, 1–425
105. *Tarling D.H., Mitchell J.G.* Revised Cenozoic polarity time scale. "Geology", 1976, 4, № 3, 133–136
106. *Theyer F., Hammond S.R.* Cenozoic magnetic time scale in deep–sea cores. Competition of the Nepgene. "Geology", 1974, 2, № 10, 487–492
107. *Turner D.L.* Potassium–argon dating Pacific coast Miocene foraminiferal stages. Inβ Bandy O.L. (editor) Paleontologic zonation and radiometric dating. "Geol. Soc. Amer. Spec. Paper", 1970, 124, 91–129
108. *Turner D.* et al. Radiometric dating of ash partings in Alaskan coal beds and Upper Tertiary paleobotanical stages. "Geology", 1980, 8, № 2, 92–96
109. *Vass D.* World Neogene radiometric time–scale (estate to the beginning of 1976). "Geol. pr. spr.", 1978, № 70, 197–236
110. *Vass D., Slavik J., Bagdasarjan G.P.* Radiometric time–scale for of Neogene Paratethys (state to august 1974). "Proceed. 6th Congr. RCMNS". Veda, Bratislava, 1975, 259–297
111. *Watkins N.D., Walker G.P.L.* Magnetostratigraphy of Eastern Iceland. "Amer. J. Sci.", 1977, 277, 513–584
112. *Watkins N.D., Kristjansson, L., McDougall I.* A detailed paleomagnetic survey of the type location for the Gilsa geomagnetic polarity event. "Earth and Planet. Sci. Lett.", 1975, 27, 436–444

СОДЕРЖАНИЕ

Технический редактор Е.А. Кулцова

печать 29.04.81 Т-08566
ормат 60×90/16 Печ.л. 7,75 Уч.-изд.л. 7,56
ираж 400 экз. Цена 75 коп. Заказ 3007

Производственно-издательский комбинат ВИНИТИ
Люберцы, Октябрьский проспект, 403

УДК 550.93:551.73/78

И.Н. Красилова, Д.П. Найдин, Г.И. Немков, М.А. Ахметьев.

Геохронологическая шкала и принципы ее построения. Фанерозой. "Стратиграфия. Палеонтология". (Итоги науки и техники ВИНИТИ АН СССР). 1981, 11

Обзор и систематизация новейших геохронологических данных по палеозою, мезозою и кайнозою Советского Союза и зарубежных стран. Использованы данные калий–аргонового, свинцово–изотопного и рубидий–стронциевого методов, показано их соотношение с биостратиграфическими данными. При описании геохронологии мела и кайнозоя широко использованы новейшие материалы океанического бурения, в частности, данные палеомагнетизма и зонального расчленения морских отложений по планктонным организмам (фораминиферам, нанопланктону, радиоляриям)

ОПЕЧАТКИ

ИНТ Стратиграфия и палеонтология Т. 11, 1981 г.

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
3	8 сверху	Во-первых	Во-вторых
6	19 сверху	сборке	сборнике
11	4 сверху	шлакам	шкалам
36	8 сверху	Далбний	Дальний
87	Рубрика	**СССГ**	**СССР**