

А. А. СМЫСЛОВ



УРАН  
и ТОРИЙ  
в ЗЕМНОЙ  
КОРЕ

**А. А. СМЫСЛОВ**

**УРАН и ТОРИЙ  
В ЗЕМНОЙ КОРЕ**



А. А. С М Ы С Л О В

УРАН и ТОРИЙ  
В ЗЕМНОЙ КОРЕ

18430



Издательство «НЕДРА»  
Ленинградское отделение  
Ленинград • 1974



Смыслов А. А. Уран и торий в земной коре. Л., «Недра», 1974. 231 с.

В монографии на основе обобщения опубликованных материалов и обработки новых оригинальных данных подведены некоторые итоги радиогеохимических исследований, выполненных главным образом в пределах континентальных блоков земной коры. Рассмотрены рациональный комплекс минералого-геохимических методов изучения пространственно-временных закономерностей и форм нахождения урана и тория в разного рода геологических образованиях, а также принципы и методика построения радиогеохимических карт разного масштаба и назначения. Приведены данные о среднем содержании, балансе и форме нахождения урана и тория в минеральном веществе земной коры разных уровней организации: минералах, горных породах, геологических формациях, земных оболочках.

Сравнительный анализ особенностей пространственного распределения радиоактивных элементов в структурах континентальных блоков земной коры позволил сформулировать некоторые общие выводы о латеральной и вертикальной радиогеологической зональности литосферы, о соотношении тепловых потоков и радиогенного тепла в платформенных и складчатых областях.

Книга предназначена для геологов, геохимиков, геофизиков — научных работников и инженеров.

Таблиц 39, иллюстраций 56, список литературы — 459 назв.

## ВВЕДЕНИЕ

Открытие на рубеже XIX и XX веков явления самопроизвольного распада урана, тория и других элементов и последовавшие за этим открытием успехи ядерной физики привлекли интерес геологов и геохимиков к проблеме естественной радиоактивности земной коры. Трудami специалистов разного профиля было создано новое направление в геологической науке — радиогеология (ядерная геология), с развитием которой возникла тесная органическая связь между геологией и ядерной физикой. Естественная радиоактивность, спонтанное деление изотопов урана и некоторые другие ядерные процессы были выявлены при изучении геологического материала [345]. В свою очередь достижения ядерной физики находили широкое применение в геологии при изучении естественной радиоактивности, энергетического режима и эволюции вещественного состава земной коры, при поисках и разведке радиоактивных руд.

Большое значение в становлении и развитии радиогеологии имели труды выдающегося русского ученого В. И. Вернадского, который впервые четко сформулировал ее основные проблемы. Благодаря работам Дж. Джоли, Р. Стретта, А. Холмса, В. И. Вернадского, А. Е. Ферсмана, их учеников и последователей радиогеологические исследования проводятся во все возрастающем объеме в самых разных районах земного шара.

Основное значение в радиогеологии имеют геохимия и металлогения урана

и тория, использование которых открыло практически неисчерпаемые по запасам источники энергии. Потребность в радиоактивном сырье обусловила интенсивное развитие прикладной радиогеологии и поисковой ядерной геофизики. В общем комплексе геологических исследований, связанных с прогнозированием, поисками и разведкой урановых месторождений, ведущая роль принадлежит радиометрии и радиогеохимии, которые изучают закономерности распределения и миграции радиоактивных элементов в горных породах и рудах земной коры.

Материалы о содержании урана и тория в разных типах горных пород свидетельствуют о больших возможностях радиогеохимии при решении широкого круга геологических, металлогенических и геохимических задач. Уран и торий достаточно надежно (с высокой чувствительностью и точностью) определяются разными независимыми методами (химическими, физико-химическими, физическими), что позволяет исключить систематические ошибки и свести до минимума случайные погрешности. Перспективы радиогеохимии особенно выросли в связи с разработкой [13, 190] гамма-спектрометрических методов (воздушный, автомобильный, пешеходный и каротажный варианты), позволяющих количественно определять радиоактивные элементы непосредственно в полевых условиях *in situ*.

Главными научными и практическими задачами, решаемыми с помощью радиогеохимических исследований, являются следующие.

**Выяснение эволюции химического состава земной коры.** Распад радиоактивных атомов является важным фактором, вызывающим изменение изотопного и химического состава вещества земной коры [45, 59, 63, 268, 279], что достаточно отчетливо фиксируется при изучении горных пород и минералов.

**Изучение направления и интенсивности эндогенных и экзогенных геологических процессов в земной коре.** Уран и торий являются чувствительными индикаторами физико-химических реакций при магматической дифференциации, седиментогенезе, метаморфизме и других процессах в земной коре [59, 66, 289, 301].

**Металлогеническое районирование и прогнозирование.** Образование рудных концентраций элементов тесно связано с формированием геохимического фона металлов и наличием геохимически специализированных формаций [45, 59, 66, 120, 182, 242, 289, 301, 345, 377].

**Поиски месторождений радиоактивных руд.** Исследование распределения радиоактивных элементов в горных породах, как составная часть поисковых работ на уран и торий, используется при интерпретации результатов радио-, уранометрии и других съемок [8, 13, 108, 184]. Роль геохимических исследований особенно велика при поисках слабо проявленных на поверхности и скрытых урановых месторождений, а также при интерпретации результатов азрогамма-спектрометрии.

**Вопросы петрогенеза.** Сведения о содержании, соотношении и форме нахождения урана и тория привлекаются при изучении магматических образований: выделении интрузивных фаз и фаций, доказательстве комагматичности вулканогенных и интрузивных пород, определении особенностей магматической дифференциации расплавов и т. д. [1, 2, 61, 261, 357, 380]. Особое значение имеют исследования, направленные на выявление общих закономерностей в распределении урана и тория в магматических породах разных формаций, возникающих в ходе эволюции магматизма платформенных и складчатых областей земной коры [2, 261].

**Проблемы седиментогенеза.** Разный характер поведения урана (тория) в окислительной и восстановительной обстановках зоны гипергенеза, сложность и многообразие форм переноса и осаждения урана создают принципиальную возможность использовать радиогеохимические данные для расшифровки физико-химических условий среды осадконакопления, выделения геохимических фаций осадочных отложений, их расчленения и корреляции [116, 225, 350, 351].

**Изучение теплового режима земной коры и подкоровых масс.** Исследованиями Р. Стретта, Дж. Джели, А. Холмса, В. Г. Хлопина, А. Н. Тихонова и других ученых было показано, что тепловой энергии, выделяемой при радиоактивном распаде урана, тория и калия, вполне достаточно, чтобы компенсировать энергетические потери в земной коре на развитие геологических процессов. В отличие от других, еще более проблематичных источников, радиогенная энергия (при известном содержании радиоактивных элементов) может быть количественно оценена в любом участке земной коры, и не только для настоящего времени, но и для прошедших геологических эпох [28, 29, 157, 159, 260].

**Оценка достоверности определения радиологического возраста горных пород и минералов.** Правильно интерпретировать результаты определения так называемого абсолютного возраста геологических образований можно лишь на основе всестороннего учета факторов миграции радиоактивных элементов и продуктов их распада в земной коре в ходе разных геологических процессов [45, 59, 63, 345].

Перечисленные и многие другие геологические проблемы получили на основе радиогеохимических данных совершенно новое научное освещение [8, 45, 63, 133, 270]. Вместе с тем применение методов ядерной геологии при изучении процессов, протекающих в земной коре, поставило и большое количество вопросов.

1. Не расшифровано полностью состояние и причины рассеяния урана и тория в горных породах и минералах.

2. Содержание радиоактивных элементов в земной коре, найденное физическим методом (по величине наблюдаемого в настоящее время теплового потока), не соответствует результатам непосредственного изучения радиоактивности горных пород.

3. Не вполне ясен процесс интенсивного обогащения ураном, торием и калием самых верхних горизонтов литосферы, так как приращение радиоактивных элементов в земной коре по сравнению с предполагаемым веществом мантии в сотни раз превышает соответствующее приращение кремнезема.

4. Не установлены полностью главнейшие геохимические предпосылки формирования уранового и ториевого оруденения и связь геохимического фона геологических структур с их металлогенической специализацией.

Расшифровка этих и многих других вопросов требует еще более углубленного и систематического изучения радиогеохимических особенностей вещества земной коры и метеоритов. Исключительную значимость приобретает обобщение накопленного обширного материала по радиоактивности минералов, горных пород и геологических формаций. Эта работа иногда сводится к установлению среднего содержания (кларков) элементов для земной коры в целом.

Во многих сводных работах [182, 279] рассматриваются наиболее детально лишь отдельные проблемы радиогеологии (абсолютная геохронология, геохимия магматических пород и т. д.). Очень часто при этом радиогеохимические выводы базируются на недостаточном фактическом материале, геологическая привязка которого с точки зрения времени, места и условий формирования горных пород не всегда надежна. Поток радиогеохимической информации стал настолько обширным, что совершенно очевидна необходимость его постоянной систематизации и пересмотра ранее сложившихся представлений с учетом новых материалов.

Важнейшими задачами радиогеохимических обобщений являются систематический анализ данных о содержании урана и тория в главнейших типах минералов и горных пород, в геологических формациях и земных оболочках, сравнительное изучение провинциальных особенностей отдельных регионов и выяснение закономерностей миграции урана и тория в ходе необратимого и направленного развития земной коры. Решение этих задач может иметь большое значение при разработке выдвинутой акад. В. И. Вернадским проблемы «радиогеология земной коры», при геохимическом районировании и выяснении потенциальной рудоносности отдельных территорий и районов.

В данной работе сделана попытка обобщения и систематизации материалов по радиогеохимии осадочных, магматических и метаморфических минералов, горных пород и геологических формаций подвижных поясов и платформенных областей земной коры. Фактической основой сводки послужили собранные автором в период с 1954 по 1969 г. материалы по радиогеохимии горных пород Казахстана, а также других регионов, для которых изучение радиоактивности проводилось по коллекциям В. Л. Масайтиса, Е. А. Станкевича, Э. Б. Наливкиной, А. Г. Конникова, В. К. Путинцева и других геологов.

На основе этих данных и многочисленных публикаций выявлены основные провинциальные радиогеохимические особенности отдельных геоструктурных зон земной коры и некоторые общие закономерности миграции урана и тория в ходе главнейших геологических процессов. В книге изложены методика радиогеохимических исследований, принципы и методы составления радиогеохимических карт как основы изучения пространственного распределения урана и тория, рассмотрены некоторые общие проблемы радиогеологии, касающиеся роли радиогенного тепла в общем энергетическом балансе планеты и источников рудного вещества, а также другие достаточно сложные и все еще проблематичные вопросы.

Написание этой книги было бы невозможным без постоянной помощи и поддержки ныне покойного А. И. Семенова, без большого коллектива геологов и геофизиков (Е. В. Плющев, Г. М. Баранов, Г. М. Шор, Э. М. Пинский, В. Д. Алексеенко, А. А. Горцевский, И. Б. Савинова, Г. А. Шатков, В. К. Титов, В. А. Максимовский и др.), с которыми автор кропотливо собирал фактические данные и искал способы наиболее объективной их обработки, без технической помощи А. Н. Родионовой, Л. П. Андриановой, Д. С. Харкевич. Ценные замечания по работе в целом и по отдельным главам были получены от Л. В. Комлева, Е. М. Квятковского, Т. В. Билибиной, Е. Д. Карповой, М. И. Ициксона, И. С. Ожинского и других исследователей. Всем товарищам, оказавшим помощь в сборе материалов и подготовке книги к печати, автор выражает искреннюю признательность.



## ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ И РАДИОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ ЗЕМНОГО ШАРА

Ядерная геология (радиогеология) открыла принципиально новые возможности познания состава, строения и развития земной коры. С момента обнаружения самопроизвольного распада урана, радия и других естественных элементов в радиологических (радиогеохимических) исследованиях приняли участие многочисленные коллективы геологов, геофизиков, химиков, математиков. Интенсивные темпы научных и прикладных работ, участие в них специалистов разного профиля обеспечили не только быстрый рост минерально-сырьевой базы урана и тория, но и развитие геохимии радиоактивных элементов, становление новых научных дисциплин: ядерной геохронологии, радиометрии, изотопной геологии, радиогенной геотермики и др. В истории радиогеохимических исследований можно выделить четыре периода.

Первый период, 1906—1930 гг. Единичные оценки содержания радиоактивных изотопов и продуктов их распада в горных породах. Становление основополагающих идей радиогеологии.

Второй период, 1930—1948 гг. Начало планомерного изучения радиоактивности отдельных типов горных пород, преимущественно гранитов. Первые надежные определения радиологического возраста геологических объектов.

Третий период, 1948—1960 гг. Детальное геохимическое изучение содержания и формы нахождения урана и тория в интрузивных породах и осадочных отложе-

ниях земной коры. Сбор и систематизация огромного фактического материала по изотопному составу радиоактивных элементов и продуктов их распада (в геохронологических целях).

Четвертый период, с 1960 г. Систематические радиогеохимические исследования разных типов горных пород и минералов континентальной части земной коры и океанических впадин, создание региональных радиогеохимических карт по данным опробования горных пород и результатам гамма-спектрометрии.

В первый период наибольшее значение имели работы Р. Стретта, А. Холмса, Дж. Джоли [397, 405, 406, 446]. По результатам исследований Дж. Джоли, выполненных в 1907 г., была опубликована книга по радиоактивности планеты «Радиоактивность и геология» [406]. Р. Стретт и Дж. Джоли, по существу, первыми обратили внимание на значение радиогенного тепла в общем тепловом балансе планеты и на его ведущую роль как источника энергии геологических процессов. Полученные эмпирические данные по радиоактивности горных пород и примерные расчеты генерации тепла позволили Р. Стретту высказать предположение о незначительном проникновении на глубину урана, радия и тория.

В этот период по инициативе выдающегося русского исследователя акад. В. И. Вернадского были начаты радиогеохимические исследования на обширной территории России. В. И. Вернадский уже в 1909—1911 гг. выступил с серией статей и докладов по радиоактивности горных пород и минералов. Он одним из первых осознал значение ядерных процессов распада урана, радия и тория не только для понимания многих физических явлений, но и для изучения геологических процессов, протекающих в земной коре. Начатые в 1911 г. под его научным руководством исследования радиоактивности горных пород и вод Забайкалья, Закавказья, Ферганы, Урала и других регионов открыли в геологических изысканиях новое — радиогеологическое — направление. В съемках принимали участие А. П. Соколов, Е. А. Бурксер, К. А. Ненадкевич, Я. В. Самойлов и другие геологи. Незначительные ассигнования и война 1914—1918 гг. не позволили существенно развернуть полевые и лабораторные работы.

В течение первого периода радиогеохимических исследований были намечены главнейшие направления в изучении геохимии урана и тория и осознано значение радиогеологии для решения геохронологических [397], геотермических [406] и других проблем [44, 45]. Вместе с тем низкая чувствительность радиометрической аппаратуры не позволила получить надежных сведений о содержании урана и тория в горных породах. Найденные в этот период содержания совершенно не соответствуют более поздним определениям (табл. 1).

Второй период радиогеохимических исследований начался после того, как были разработаны высокочувствительные методы, позволившие определять низкие содержания радиоактивных элементов и изотопный состав радиогенных продуктов распада;

ТАБЛИЦА 1

Оценки среднего содержания урана и тория в горных породах в разные периоды радиогеохимического изучения земной коры

Период исследований	Год публикации	Автор	Геологические образования	Радиогеохимическая характеристика		
				U, %	Th, %	Th/U
Первый	1898	И. Фохт*	Земная кора	$n \cdot 10^{-6}$	$n \cdot 10^{-7}$	0,1
	1924	Ф. Кларк, Г. Вашингтон*	»	$8 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	0,25
	1924	Г. Берг*	»	$2 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-3}$	100
	1930	В. И. Вернадский	»	$n \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-3}$	1
	1915	А. Холмс*	Изверженные породы кислого состава	$9 \cdot 10^{-4}$	$2,6 \cdot 10^{-3}$	3
Второй	1932	Г. Берг*	Земная кора	$4,2 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	2,9
	1933	А. Е. Ферсман*	»	$4 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$	2,5
	1941	К. Гудман, Р. Ивенс*	»	$4 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	3,2
	1936	Г. Джеффрис	Изверженные породы кислого состава	$7 \cdot 10^{-4}$	$20,5 \cdot 10^{-4}$	2,9
	1936	Л. В. Комлев	То же	$6 \cdot 10^{-4}$	$19 \cdot 10^{-4}$	3,2
	1947	Ф. Сенторл, Н. Кивил	»	$3,9 \cdot 10^{-4}$	$13,5 \cdot 10^{-4}$	3,3
Третий	1949	А. П. Виноградов*	Земная кора	$3,0 \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-4}$	2,7
	1950	Л. В. Комлев*	»	$3,6 \cdot 10^{-4}$	$12 \cdot 10^{-4}$	3,3
	1950	Л. В. Комлев	Граниты	$5,4 \cdot 10^{-4}$	$28 \cdot 10^{-4}$	5,2
	1956	А. П. Виноградов	Изверженные породы кислого состава	$3,5 \cdot 10^{-4}$	$18 \cdot 10^{-4}$	5,1
Четвертый	1962	А. П. Виноградов	Земная кора	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$13 \cdot 10^{-4}$	5,2
	1961	К. Турекян, К. Ведеполь	Изверженные породы кислого состава	$3 \cdot 10^{-4}$	$17 \cdot 10^{-4}$	5,7
	1961	Л. В. Таусон	Граниты	$4 \cdot 10^{-4}$	—	—
	1969	А. А. Смыслов	»	$4,1 \cdot 10^{-4}$	$19 \cdot 10^{-4}$	4,6

\* Данные заимствованы из работы Г. В. Войткевич [59].

это — люминесцентный метод определения урана в Венском исследовательском радиевом институте [306, 393], радиохимический анализ в Радиевом институте АН СССР [278], масс-спектрометрический анализ [63] и другие.

Радиогеохимические исследования в этот период были связаны с изучением геохимии урана и тория в основном изверженных пород, преимущественно гранитов [120, 121, 357, 409], и в меньшей степени — осадочных отложений земной коры [132]. Наряду с характеристикой отдельных интрузивных массивов были сделаны обобщения материалов по геохимии урана и тория [439, 447] и получены первые надежные данные о среднем содержании радиоактивных элементов в земной коре [80, 439].

По инициативе В. И. Вернадского развернулись планомерные радиогеохимические исследования геологических образований. Наибольший объем работ был выполнен Л. В. Комлевым по изучению геохимии урана и тория гранитоидов Украины, Казахстана и других регионов Советского Союза. Объем исследований резко расширился после второй мировой войны, когда выявилось исключительное значение радиоактивных элементов как неисчерпаемого источника ядерной энергии.

Начиная с конца 40-х годов (третий период) в наиболее развитых странах развернулись планомерные площадные радиометрические поиски (наземные и воздушные) урановых и ториевых руд, в результате которых был получен обширный материал по суммарной гамма-активности горных пород (преимущественно в пределах складчатых областей). Особое значение имела аэrorадиометрическая съемка, по материалам которой построены карты гамма-поля, отражающие общие особенности пространственного распределения урана, радия, тория и калия в почвенном слое (на закрытых рыхлыми отложениями участках) или в горных породах (на обнаженных территориях).

Наряду с радиометрическими методами началось интенсивное развитие радиогеохимических исследований, базирующихся на результатах опробования горных пород с последующим определением урана и тория в лабораторных условиях [9, 40, 60, 194, 236, 280, 323—325, 346, 366]. Изучались уже не только гранитоиды, но и другие породы: осадочные [7, 17, 351], метаморфические [48], вулканогенные [3].

Наряду с описаниями отдельных типов пород, интрузивных массивов или комплексов появились работы, последовательно освещавшие особенности распределения радиоактивных элементов во всех типах магматических образований, закономерно возникающих в ходе формирования складчатых областей земной коры [2, 261]. Это позволило выявить основные черты поведения урана и тория при эволюции магматизма в разные стадии тектоно-магматического развития подвижных поясов.

Радиометрические поиски и детальное изучение урановых и ториевых руд стимулировали разработку теоретических основ

радиогеохимии и физико-химических особенностей миграции радиоактивных элементов в разных обстановках (в ходе магматической дифференциации, в гидротермальном процессе при широком диапазоне Eh и pH, в водных растворах и т. д.). Третий период важен как этап накопления фактического материала по региональной геохимии урана и тория, изотопному составу радиоактивных элементов и продуктов их распада для геохронологических целей, как этап изучения генерации радиогенного тепла в разных геологических образованиях и т. д.

В 50-х годах и начале 60-х появились обобщения по региональной геохимии радиоэлементов, базирующиеся на большом фактическом материале [48, 49, 289]. Особое значение имеет работа Л. В. Комлева по радиоактивности гранитоидов, в которой выделено несколько их радиогеохимических типов. Типизация гранитоидов по содержанию и соотношению урана и тория не потеряла своего значения, а интересные обобщения стимулировали развитие радиогеохимических исследований в разных регионах. Изучение распределения урана и тория в горных породах особенно широко развернулось в 60-х годах. Этому способствовали разветвление сети научно-исследовательских и производственных центров, занимающихся изучением региональной геохимии, разработка прецизионных экспрессных методов определения урана и тория как в лабораториях (колориметрический, рентгеноспектральный и другие методы), так и непосредственно в полевых условиях (гамма-спектрометрия).

Все это предопределило возможность планомерных площадных радиогеохимических исследований с построением карт распределения урана, радия, тория и калия. Изучение всего набора геологических формаций, развитых в разных геоструктурных зонах, позволило создать реальную основу для построения радиогеохимических карт крупных регионов и для геохимического районирования складчатых и платформенных областей земной коры, на чем неоднократно настаивал В. И. Вернадский. С этой целью разработаны общие принципы и методика составления радиогеохимических карт как основы для познания закономерностей пространственного распределения урана и тория в горных породах и геологических формациях земной коры и геохимического районирования [267].

В четвертый период получен значительный материал по радиоактивности ультраосновных и основных пород и метеоритов с помощью высокочувствительных методов нейтронной активации и изотопного разбавления [63, 268]. Детальное радиогеохимическое изучение магматических, осадочных и метаморфических пород и минералов позволило зарубежным и советским исследователям охарактеризовать главнейшие особенности миграции урана и тория в ходе регионального метаморфизма [88, 89, 388], гидротермального метасоматоза [50] и других геологических процессов. Наиболее полное отражение эти вопросы нашли в коллективной

монографии «Основные черты геохимии урана» под редакцией А. П. Виноградова.

В целом 60-е годы можно рассматривать как период интенсивного развития планомерных площадных радиогеохимических исследований, направленных на изучение региональных закономерностей распределения урана и тория в минеральном веществе разных уровней организации (минералы, горные породы, геологические формации) и на разработку радиогеохимических критериев ураноносности.

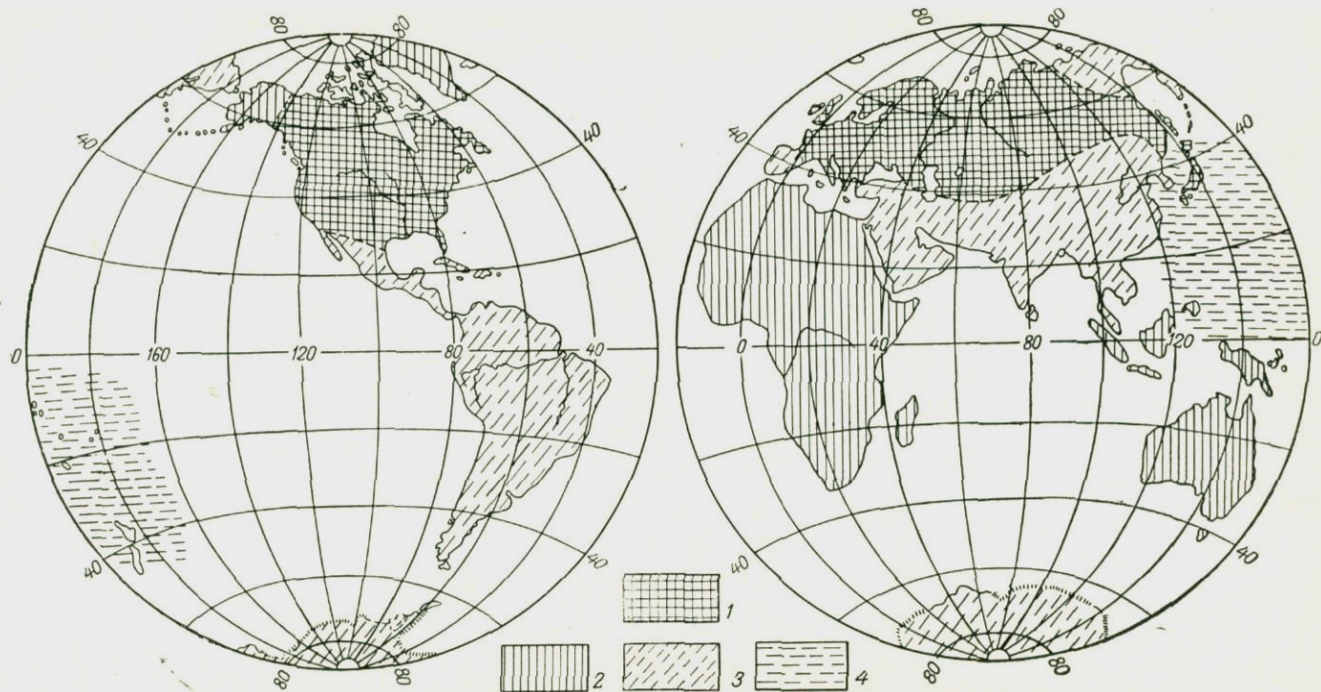
Радиогеологические исследования теснейшим образом связаны с деятельностью В. И. Вернадского. Начатое под его руководством и при его непосредственном участии радиогеологическое изучение минералов и горных пород России было продолжено его многочисленными учениками и последователями (А. П. Виноградов, Л. В. Комлев, И. Е. Старик, В. В. Щербина, В. И. Баранов, А. Б. Ронов, А. И. Тугаринов, Г. В. Афанасьев, В. Г. Войткевич, В. И. Герасимовский и многие другие).

Несмотря на большой объем выполненных исследований, степень радиогеохимической изученности континентов земного шара крайне неравномерна (рис. 1). Наиболее изучены геологические образования Северной Америки, Европы, Азии (в пределах главным образом территории Советского Союза и Японии) и Австралии. На этих континентах проведены площадные радиометрические съемки (преимущественно воздушные) и выполнено в большом объеме геохимическое опробование осадочных, магматических и метаморфических образований континентальной части земной коры. Вне территории Советского Союза особенно детально охарактеризована радиоактивность горных пород рудных провинций в пределах Скалистых гор, Флориды (США), южной части Канадского щита, Северной Австралии.

Значительно хуже изучена территория Африки, Южной Америки, а также большая часть юга Азии. На обширных пространствах этих континентов радиогеохимические исследования проводились лишь на локальных участках рудных провинций (Траванкор, Витватерсранд и др.) и в пределах выходов отдельных типов горных пород (трапсы Декана, Эфиопии и др.).

Горные породы океанических впадин (кроме островных дуг и отдельных вулканических и коралловых островов) охарактеризованы слабо. Некоторое исключение составляет акватория Тихого океана, для которой накоплен сравнительно большой материал по радиоактивности не только океанических осадков, но и горных пород глубинного происхождения.

Несмотря на разную степень изученности континентов, имеются данные по радиоактивности горных пород практически всех геоструктурных зон: щитов, фанерозойских складчатых областей, чехла платформ и др. Радиоактивность метаморфических и магматических формаций докембрийских складчатых областей наиболее обстоятельно изучена в пределах Украинского [64, 75,



**Рис. 1. Радиогеохимическая изученность горных пород земного шара.**

Области, исследования: 1 — наиболее детальные и планомерные, 2 — несистематические отдельных типов горных пород, 3 — слабо изученные или неизученные, 4 — горных пород в пределах океанических впадин.

266, 294, 302] и Канадского [373] цитов. Значительный объем информации имеется также по Алданскому [89, 294], Балтийскому [210, 225, 357, 388] и Австралийскому [266, 420] щитам.

Регионы байкальской складчатости (Байкальская система и др.) освещены неравномерно. Наряду с участками, где проводилось детальное геохимическое опробование [90], имеются районы, для которых сведения о распределении радиоактивных элементов отсутствуют. Наиболее детально и сравнительно равномерно охарактеризованы комплексы пород каледонских складчатых областей [1, 2, 16, 61, 140, 147, 192, 197, 246]. Регионы с завершающей герцинской складчатостью по сравнению с каледонидами изучены хуже.

В мезозойских структурах радиогеохимические исследования проводились главным образом в пределах Монголо-Охотского пояса и Сихотэ-Алиня. Собраны данные для региональной радиогеохимической характеристики осадочных и магматических образований альпийских и современных подвижных поясов (Тихоокеанского и Средиземноморского).

Степень радиогеохимической изученности платформенных осадочных отложений и вулканогенных пород весьма разнообразна. Наибольшее количество материалов получено по Североамериканской [350, 351], Русской [17, 225] и Сибирской платформам [4, 308] и по Скифско-Туранской плите [340].

В целом изученность геологических формаций земной коры радиометрическими и геохимическими методами является достаточной для оценки среднего содержания урана и тория в разных геологических образованиях и для выяснения их провинциальных радиогеохимических особенностей. Благодаря исключительному интересу геологов, физиков и химиков к естественной радиоактивности геохимия главных радиоактивных элементов земной коры — урана и тория — охарактеризована наиболее детально. Имеется реальная возможность количественно и с большой достоверностью оценить их содержание в минеральных объектах разных уровней организации: минералах, горных породах, геологических формациях, рядах формаций и земных оболочках.

## МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ И РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЯХ

Определение содержания урана и тория в минеральном веществе земной коры может быть выполнено с помощью разнообразных методов лабораторного анализа (химических, физико-химических, ядерных и др.) и с применением широкого комплекса полевой радиометрии, главным образом разных модификаций гамма-съемки, включая гамма-спектрометрию. Применение столь обширного комплекса возможно лишь при условии строгого контроля за качеством и сопоставимостью получаемых данных, а также при учете вклада отдельных изотопов в общий баланс радиоактивности.

Естественная радиоактивность верхней оболочки Земли связана с присутствием в горных породах и минералах большого количества неустойчивых (радиоактивных) изотопов разных легких и тяжелых элементов. По условиям возникновения и нахождения в земной коре естественные радиоактивные элементы могут быть разделены на четыре основные группы.

1. Долгоживущие радиоактивные элементы (тяжелые), образовавшиеся в начальный (догеологический) этап развития планеты и являющиеся родоначальниками трех естественных радиоактивных семейств: урана  ${}_{92}^{238}\text{U}$ , актиноурана  $\text{AcU}$  ( ${}_{92}^{235}\text{U}$ ) и тория  ${}_{90}^{232}\text{Th}$ . Содержание этих элементов в земной коре (при отсутствии дополнительных эпох нуклеосинтеза) постепенно уменьшается в соответствии с периодами их полураспада.



2. Короткоживущие радиоактивные элементы — дочерние продукты распада урана, актиноурана и тория, входящие в состав этих семейств. Нахождение в земной коре многочисленной группы этих элементов, являющихся основными  $\beta$ - и  $\gamma$ -излучателями горных пород, полностью зависит от содержания родоначальников семейств. Избирательное «отделение» дочерних элементов (иония, радия, радона и др.) в результате каких-либо геохимических процессов (выщелачивания, эманирования и др.) приводит к их сравнительно быстрому (в геологическом понимании) исчезновению (распаду).

3. Долгоживущие одиночные (легкие и тяжелые) радиоактивные элементы ( $^{40}_{19}\text{K}$ ,  $^{87}_{37}\text{Rb}$ ,  $^{147}_{62}\text{Sm}$  и др.), не образующие семейств и возникшие в начальную (догеологическую) эпоху развития Земли. Их содержание в земной коре постепенно уменьшается со скоростью, определяющейся периодом полураспада изотопов.

4. Радиоактивные изотопы (преимущественно легкие и короткоживущие: азот, углерод), возникающие в атмосфере, гидросфере и литосфере в результате взаимодействия космических частиц с атомными ядрами вещества Земли.

Можно предположить, что число радиоактивных элементов на Земле было значительно бóльшим, но многие изотопы с периодом полураспада  $(3 \div 5) \cdot 10^8$  лет к настоящему времени полностью или почти полностью распались.

Вклад перечисленных элементов в радиоактивность земной коры и генерацию тепла совершенно различен. Неодинаково также и значение этих элементов в радиогеологических исследованиях и практическом использовании. Основная доля  $\beta$ - и  $\gamma$ -излучения горных пород земной коры связана с радиоактивным распадом элементов трех семейств (U, AcU, Th и дочерних продуктов) и калия. Более 99% радиогенного тепла, генерируемого в недрах планеты, также обусловлено этими элементами.

Доля других, менее распространенных или менее радиоактивных изотопов ( $^{87}_{37}\text{Rb}$ ,  $^{147}_{62}\text{Sm}$ ,  $^{14}\text{C}$ ), в общем балансе радиоактивности незначительна. По распаду ядер этих элементов определяют радиологический возраст горных пород и минералов (рубидиево-стронциевый, углеродный методы и т. д.).

Из второстепенных радиоактивных элементов наиболее хорошо изучен рубидий — элемент с ярко выраженными литофильными свойствами, сходный по физико-химическим параметрам с калием, что объясняется близостью их атомных орбитальных и ионных радиусов. В некоторых минералах (лейцит, лепидолит) радиоактивность рубидия может быть соизмеримой с радиацией калия, урана и тория. В большинстве же случаев основными  $\alpha$ -,  $\beta$ - и  $\gamma$ -излучателями являются калий, родоначальники трех радиоактивных семейств ( $^{238}_{92}\text{U}$ ,  $^{235}_{92}\text{U}$ ,  $^{232}_{90}\text{Th}$ ) и многочисленная группа элементов — продуктов их распада.

Одна из главных проблем радиогеологии состоит в изучении содержания основных естественных радиоактивных элементов

(урана и тория) в геологических телах. Кратко опишем методы изучения радиоактивности и содержания радиоактивных элементов в горных породах и минералах, приведем оценку их достоверности и правильности, а также принятые при обобщении геохимической информации приемы статистической обработки результатов анализов и принципы построения радиогеохимических карт.

### Полевые радиометрические и радиогеохимические методы

Наиболее быстрым и достаточно точным методом изучения радиоактивности горных пород земной коры является полевая радиометрия, позволяющая непосредственно в поле оценивать суммарную  $\beta$ - (или)  $\gamma$ -активность пород, а в ряде случаев и содержание в них главнейших радиоактивных элементов: урана, радия, тория, калия.

Применение полевых радиометрических методов основано на измерении интенсивности главным образом  $\beta$ -излучения (бета-съемка) и  $\gamma$ -излучения (гамма-съемка), концентрации в почвенном воздухе радиоактивных эманаций (радоновая и тороновая съемки), а также на использовании разного энергетического состава  $\gamma$ -излучения (гамма-спектральная съемка). Малая проникающая способность  $\alpha$ -излучения практически исключает прямое его использование в полевых условиях (если не считать измерения концентрации эманаций). По этой же причине резко ограничены и возможности бета-съемки. Поэтому наибольшее применение в прикладной радиогеологии для определения радиоактивности горных пород получили разные модификации гамма-съемки [8, 15].

Жесткая составляющая  $\gamma$ -излучения проходит через слой породы 0,5—1 м и воздуха 300—500 м. Основная часть  $\gamma$ -излучения поглощается первыми 10—20 см породы. В соответствии с этим на результаты гамма-съемки влияют в основном радиоактивные элементы, сосредоточенные в полусфере (сфере) радиусом 10—20 см, что соответствует объему породы массой 300—500 кг и площади (с поверхности) около 1 м<sup>2</sup>. Основными  $\gamma$ -излучателями в урановых и ториевом рядах являются короткоживущие продукты распада радиоактивных эманаций ( $\text{RaC}'$ ,  $\text{RaC}''$  и др.). В связи с этим использование модификаций гамма-съемок для качественной и количественной оценки содержания урана и тория в горных породах возможно лишь при условии равновесия между изотопами в соответствующих радиоактивных семействах. При этом наибольшее значение имеют равновесные соотношения между ураном и радием, оцениваемые коэффициентом равновесия  $K = \text{Ra}/\text{U} \cdot 100\%$ .

Результаты опробования слабовыветрелых горных пород в аридных и гумидных зонах показывают, что между этими элементами в подавляющем большинстве пород существуют равновесные соотношения, исключение составляют лишь кварцевые порфиры

и фельзиты (рис. 2). Нарушение равновесия в урано-радиевом ряду значительно чаще фиксируется в выветрелых горных породах на участках месторождений и рудопроявлений урана, где наложенные процессы приводят к существенному увеличению содержания легкоизвлекаемого урана.

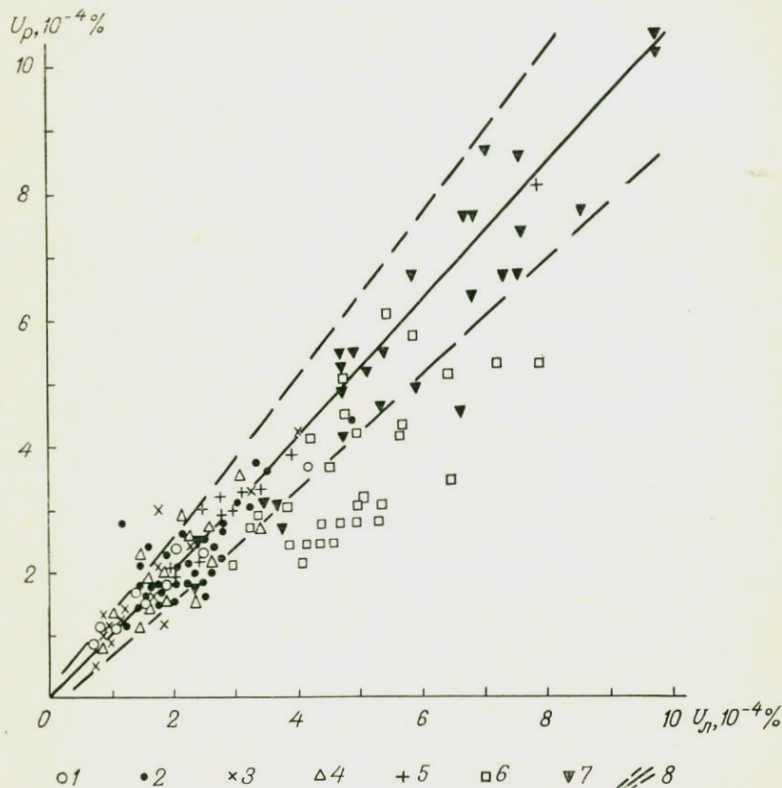


Рис. 2. Соотношение урана  $U_l$  по данным люминесцентного анализа и радия в эквивалентах урана  $U_p$  по данным радиохимического анализа горных пород палеозойских складчатых областей (аридная зона).

1 — известняки (флишоидная формация); 2 — песчаники, алевролиты (флишоидная); 3 — габбро-диориты, порфириты (жильные); 4 — кварцевые диориты, гранодиориты (габбро-плагногранитовая); 5 — андезитовые порфириты (трахиандезитовая); 6 — фельзиты, кварцевые порфиры (липаритовая); 7 — лейкократовые граниты; 8 — область аналитических погрешностей.

Разработаны разные варианты гамма-съемки (пешеходная, автомобильная, каротажная, воздушная), при проведении которых используется аппаратура преимущественно на счетчиках Гейгера — Мюллера и скинтилляционных. Эти методы, которые применяются в основном при поисках радиоактивных руд, могут быть использованы и при радиогеохимических исследованиях для

быстрой оценки общей (суммарной) радиоактивности горных пород [8].

В большинстве случаев измерение суммарной  $\gamma$ -активности не позволяет определять содержание отдельных радиоактивных элементов, так как их соотношение в породах сильно варьирует. Сочетание полевых гамма-измерений и эманационной съемки позволило И. И. Абрамовичу использовать результаты радиометрии для определения содержания отдельных элементов. Однако точность таких определений невысока, и метод не нашел широкого применения. Более перспективен при радиогеохимических исследованиях гамма-спектрометрический метод (ГСМ) раздельного определения содержания урана (по радию), тория и калия непосредственно на месте залегания горных пород. Метод позволяет в значительной степени сокращать трудоемкие операции по геохимическому опробованию и получать результаты непосредственно в поле после проведения цикла измерений на обнажениях.

В основе ГСМ лежит различие спектрального состава  $\gamma$ -излучения уранового и ториевого семейств и калия-40. Концентрацию урана (по радию), тория и калия определяют по независимым измерениям интенсивности  $\gamma$ -излучения в определенных участках спектров от моделей (насыщенные пласты с известными содержаниями урана, тория и калия) и исследуемых горных пород. Измерения выполняют сцинтилляционными (интегральными или дифференциальными) гамма-спектрометрами. При этом задача сводится к определению скорости импульсов в трех энергетических интервалах, в каждом из которых вклад  $\gamma$ -излучения одного из определяемых элементов наибольший.

Гамма-спектрометрический метод имеет пешеходный, автомобильный, самолетный и каротажный варианты\*. С помощью переносных гамма-спектрометров можно определять содержание радиоактивных элементов только в фиксированных точках. В промежутках между точками измерений имеется возможность вести непрерывные наблюдения за величиной общей радиоактивности и выделять породы с разными концентрациями урана, тория и калия. В автомобильном варианте ГСМ осуществляется непрерывная фиксация на ленту концентраций урана, тория и калия, что позволяет уверенно выявлять аномальные содержания радиоактивных элементов и проводить радиогеохимическое картирование горных пород по всему маршруту.

Сочетание фиксированных измерений с непрерывной записью позволяет с высокой надежностью проводить площадные радиогеохимические исследования и выделять специализированные на уран и торий геологические формации. При этом непосредственно в поле можно корректировать густоту наблюдений в зависимости от характера распределения радиоактивных элементов.

---

\* Методика гамма-спектрометрических измерений подробно рассмотрена во многих работах [43, 190, 272, 319].

Контроль гамма-спектрометрических определений радия, тория и калия как в пешеходном, так и в автомобильном вариантах проводится по повторным измерениям на контрольном пункте, вторичным определениям на выборочных обнажениях и с помощью контрольного геохимического опробования (5—10% от всех измерений).

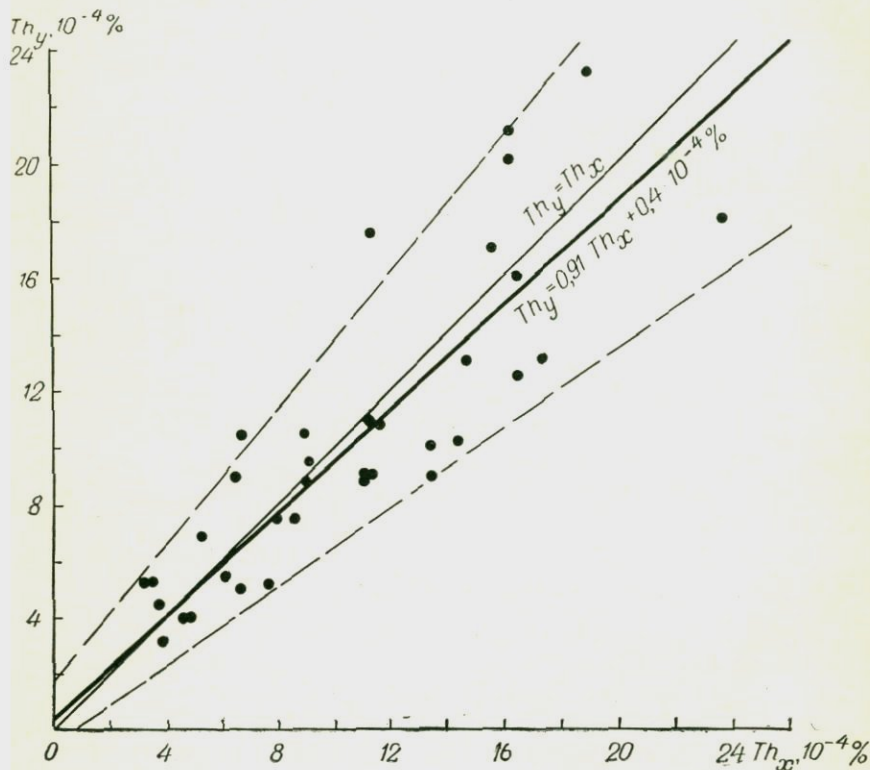


Рис. 3. Сопоставление результатов определения тория полевым гамма-спектрометрическим ( $Th_x$ ) и радиохимическим ( $Th_y$ ) методами.

Результаты определений содержания радиоактивных элементов разными методами сопоставляют с помощью корреляционных графиков (рис. 3) и уравнений регрессии, по которым находят систематические и случайные погрешности. Корреляционный и статистический анализ результатов повторных определений и лабораторного контроля показывает, что при соблюдении всех требований воспроизводимость результатов не превышает 10—20% отн. Расхождения между полевыми радиометрическими определениями и анализами проб обычно не превышают 20% при содержании урана  $>1 \cdot 10^{-4}$ , тория  $>3 \cdot 10^{-4}$  и калия  $>0,5\%$ . Такая точность достаточна для изучения геохимии радиоактивных элементов

во многих типах горных пород при условии учета погрешностей, вносимых градуированием приборов, изменением фона, влиянием эманирования и т. д.

Большое значение при радиогеохимических исследованиях имеет аэрогамма-спектрометрия [13, 190]. Среднеквадратические погрешности определения содержания радиоактивных элементов в породах с нормальной радиоактивностью составляют: радий (в эквивалентах урана) —  $0,8 \cdot 10^{-4}$ , торий —  $1,5 \cdot 10^{-4}$ , калий — 0,7%. Минимальные концентрации элементов, которые можно достаточно надежно фиксировать с воздуха, соответствуют примерно утроенному значению погрешности.

Опыт воздушных съемок свидетельствует о том, что результаты аэрогамма-спектрометрии зависят от целого ряда факторов: содержания радиоактивных элементов в горных породах, радиоактивности и мощности наносов, степени обнаженности регионов и т. д. По условиям проведения аэрогамма-спектрометрических съемок и особенностям геолого-геохимической интерпретации результатов можно выделить три типа районов, различающихся ландшафтно-геохимическими обстановками.

1. Хорошо обнаженные районы, преимущественно горные, в пределах которых площади выходов коренных пород составляют 70—80%.

2. Слабо обнаженные, преимущественно степные и слабо всхолмленные районы, где площади выходов коренных пород меньше 70—80%.

3. Районы, полностью перекрытые рыхлыми отложениями или с очень редкими выходами коренных пород.

В хорошо обнаженных, в большинстве своем резко пересеченных районах, где преобладают процессы механического выветривания, результаты аэрогамма-спектрометрии достаточно точно и объективно отражают распределение урана (по радию), тория и калия в горных породах и могут использоваться для надежной радиогеохимической характеристики геологических формаций.

В регионах, где площадь коренных обнажений не превышает 70—80% и отмечается разное сочетание выходов горных пород и задернованных участков, геологическая и геохимическая интерпретация результатов аэрогамма-спектрометрии и их увязка с конкретными литологическими средами представляют более сложную задачу. Это связано с тем, что радиоактивность элювиально-делювиальных, пролювиальных и других отложений, формирующихся в результате выветривания в условиях аридного и гумидного климатов, в большинстве случаев не отвечает первичным концентрациям элементов в материнских почвообразующих породах.

Из-за разной радиоактивности горных пород и перекрывающих их рыхлых отложений результаты аэрогамма-спектрометрических исследований на таких участках являются фиктивными,

не отвечающими содержанию радиоактивных элементов ни в тех, ни в других образованиях. Лишь при значительных сплошных выходах горных пород (больше 0,5—1 км по профилю), встречающихся в таких районах сравнительно редко, данные аэрогамма-спектрометрии могут объективно отражать распределение радия, тория и калия в геологических объектах.

Наибольший эффект в изучении геохимии урана и тория в земной коре может быть получен при рациональном сочетании полевой гамма-спектрометрии с классическими методами геохимического опробования горных пород и с последующим анализом содержания радиоактивных элементов в лабораторных условиях. На основе геохимического опробования впервые были получены сведения о радиоактивности литосферы и сделаны первые региональные радиогеохимические обобщения. Хотя опробование горных пород для определения их радиоактивности проводится очень давно, стандартизация отбора и обработка проб все еще нуждаются в совершенствовании. Применительно к геохимии радиоактивных элементов, и в частности к радиогеохимическому картированию, эти вопросы наиболее полно рассмотрены в работах А. А. Смыслова и Г. М. Баранова [265] и других исследователей [12, 102, 196].

В случае опробования гранитов, как показали результаты дисперсионного анализа (с использованием критерия Фишера) и сравнение средних (по критерию Стьюдента), при коэффициенте вариации  $V_U \leq 40 \div 45\%$  с вероятностью 0,95% средние содержания элемента при всех способах опробования практически одинаковы, а дисперсии различаются лишь при площади опробования менее 1—10 м<sup>2</sup>.

Из приведенных данных и опубликованных материалов следует вывод о зависимости дисперсии и коэффициента вариации от площади взятия пробы, причем эта зависимость тем сильнее, чем выше неоднородность распределения урана и тория в объекте опробования. В связи с этим для сравнительной оценки площадного распределения урана и тория в горных породах необходимо выбирать строго определенную (эталонную) площадку опробования, в качестве которой принята площадь 1 м<sup>2</sup>. Выбор такой величины обусловлен необходимостью комплексирования обычных видов геохимического опробования с наземными гамма-спектрометрическими измерениями, результаты которых определяются  $\gamma$ -излучением радиоактивных элементов, сосредоточенных в объеме породы, ограниченном с поверхности площадкой 1 м<sup>2</sup>.

Для последующих анализов геохимические и минералогические пробы подвергаются дроблению, квартованию и истиранию по общепринятой методике [155, 212]. Наиболее сложной является обработка минералого-геохимических проб, отбираемых для изучения аксессуарных минералов и распределения урана и тория в минеральных фракциях. Методика включает дробление породы, отмучивание или обесшламливание, промывку или разделение по плот-

ности с получением концентрата породообразующих и аксессуарных минералов, магнитную сепарацию, ситование или классификацию по крупности зерен, выделение мономинеральных фракций или концентратов с их последующим детальным изучением.

### Лабораторные методы

Радиогеохимическое изучение геологических формаций, несмотря на широкое внедрение полевой гамма-спектрометрии, связано с выполнением большого объема лабораторных определительских работ. В настоящее время применяется широкий комплекс лабораторных методов анализа, в основе которых лежит использование разнообразных физических и химических свойств урана, тория и продуктов их распада. К числу этих свойств относятся следующие.

1. Радиоактивные,  $\alpha$ -,  $\beta$ - и  $\gamma$ -излучение.
2. Люминесцентные, при облучении ультрафиолетовыми лучами соединений шестивалентного урана.
3. Цветные реакции с некоторыми, преимущественно органическими, реагентами.
4. Флюоресцентные, при облучении первичными рентгеновскими лучами.
4. Активационные, связанные с появлением наведенной активности при облучении тепловыми нейтронами и другими частицами.

Эти и другие свойства позволяют использовать широкий комплекс методов для количественного определения низких содержаний урана и тория в сложных по минеральному и химическому составу природных веществах. Главные из этих методов следующие.

1. Радиометрические методы определения тория, радия, урана и других элементов, основанные на измерении интенсивности радиоактивного излучения ( $\alpha$ ,  $\beta$  и  $\gamma$  или их сочетания).
2. Радиохимические методы, включающие химическую обработку проб (разложение пород, извлечение радиоактивных изотопов), их концентрирование и последующее радиометрическое измерение содержания элементов.
3. Люминесцентный метод определения урана по интенсивности свечения плава, активированного ураном, в ультрафиолетовых лучах.
4. Колориметрический метод определения урана и тория с предварительным концентрированием элементов ионообменным, экстракционным или другим способом.
5. Рентгеноспектральный флюоресцентный метод определения урана и тория.
6. Нейтронно-активационный метод определения урана и тория с облучением анализируемых порошковых проб тепловыми нейтронами.

Большинство этих методов с той или иной степенью детальности освещалось в литературе, преимущественно в статьях периодической печати и отчасти в сводных работах [93, 135]. При этом основное внимание уделялось методам определения высоких ( $>0,001\%$ ) содержаний урана и тория. Дадим краткую характеристику наиболее часто применяемых аналитических методов определения урана, радия и тория с более подробным описанием их чувствительности и точности в интервале низких содержаний элементов (табл. 2).

ТАБЛИЦА 2

Порог чувствительности и абсолютная погрешность определения урана и тория разными методами

Методы	Уран		Торий	
	Абсолютная погрешность, $10^{-4}\%$	Порог чувствительности, $10^{-4}\%$	Абсолютная погрешность, $10^{-4}\%$	Порог чувствительности, $10^{-4}\%$
Люминесцентный				
В. С. Быковой	$0,1 \pm 0,075$	0,3	—	—
ЦАЛ-2	$0,02 \pm 0,0013$	0,06	—	—
Колориметрический (ионо-обменно-хроматографический)	—	—	$0,3 \pm 0,057$	1,0
Радиохимический	$0,15 \pm 0,01$	0,45	$0,54 \pm 0,06$	1,6
Радиометрический				
Гамма-спектрометрия на установке «Лаура»	—	1,7	—	1,3
Навеска 700 г	—	1,0	—	1,8
Навеска 200 г	—	2,25	—	6,0
Рентгеноспектральный				
На установке ФРС-2	$2 \pm 0,03$	6	$2,0 \pm 0,03$	6,0
На установке ФРА-4	$0,4 \pm 0,03$	1,2	$0,4 \pm 0,03$	1,2

**Радиометрический анализ** отдельного определения радиоактивных элементов с помощью комбинированных измерений  $\beta$ - и  $\gamma$ -активности базируется на изучении количеств излучаемых отдельными изотопами  $\beta$ -частиц и  $\gamma$ -квантов и энергий соответствующих видов излучения [93].

Радиометрический анализ, основанный на измерениях интенсивности  $\alpha$ -излучения элементов уранового и ториевого рядов, учитывает различия в энергетическом составе излучения, в количестве излучаемых частиц, в постоянных распада излучателей. Наиболее часто применяется комбинирование измерений суммарной  $\alpha$ -активности с независимым анализом содержания одного из элементов (обычно урана) тем или иным методом [350].

**Радиометрический гамма-спектрометрический анализ**, основанный на различии энергетического состава  $\gamma$ -излучения, что позволяет использовать принцип порогового энергетического спектрометрирования [8].

В целом возможности лабораторного определения кларковых концентраций радиоактивных элементов с помощью радиометрических методов несколько ограничены необходимостью использовать для анализа значительные навески проб (иногда до 300—800 г) и относительно низкой чувствительностью (см. табл. 2).

**Радиохимический метод**, разработанный И. Е. Стариком с сотрудниками [278], долгое время являлся практически единственным методом количественного определения содержания радия, тория и других элементов в горных породах. Именно этим методом были получены первые количественные данные о содержании радиоактивных элементов в горных породах территории Советского Союза [120, 121].

Наибольшее значение при радиогеохимических исследованиях имеет определение изотопов радия, по которым при наличии равновесия в радиоактивных семействах может быть рассчитано содержание урана (по  $^{226}\text{Ra}$ ) и тория (по  $^{223}\text{Ra}$ ). Количественное содержание изотопов  $^{226}\text{Ra}$  и  $^{223}\text{Ra}$  в природных объектах находят эманационным методом, предварительно выделив изотопы из природных объектов переводом их в растворенное состояние химическими методами [278].

Радиометрические и радиохимические методы анализа вытесняются новейшими высокопроизводительными и чувствительными ядерно-физическими и физико-химическими методами (люминесцентный, колориметрический, рентгеноспектральный, активационный и др.).

**Люминесцентный метод** определения низких содержаний урана ( $n \cdot 10^{-5}$  —  $n \cdot 10^{-3}\%$ ) в горных породах и минералах является одним из основных аналитических методов, применяемых при радиогеохимических исследованиях. В основе люминесцентного анализа лежит способность урана светиться в твердых растворах с фтористым натрием (или другими веществами) под действием ультрафиолетовых лучей. Между интенсивностью свечения и концентрацией урана сохраняется линейная зависимость в достаточно широком диапазоне (от  $10^{-8}$  до  $10^{-5}$  г урана на 1 г фтористого натрия).

Модификации люминесцентного метода различаются главным образом способами химической подготовки проб к анализу (разложение или сплавление породы, последующее химическое отделение урана от сопутствующих и гасящих люминесценцию элементов и т. д.). Изложение этих методик можно найти в работах П. Н. Палей [194], Л. Л. Леоновой [144], В. С. Быковой [40] и других исследователей.

Среди методов химической подготовки проб к люминесцентному анализу урана наиболее производительным и пригодным для

массовых определений в разных типах пород является метод, предложенный В. С. Быковой [40]. Полученная после химической обработки смесь соединений шестивалентного урана и фтористого натрия поступает на приготовление перлов в петле платиновой проволоки или таблеток с последующим определением интенсивности свечения фотометрами.

На точность определения содержания урана люминесцентным методом влияют главным образом следующие операции: а) химическая подготовка пробы к люминесцентному определению, степень извлечения урана из пробы силикатной породы и порообразующих минералов и чистота отделения урана от сопутствующих гасящих люминесценцию элементов, б) наплавка перлов или изготовление таблеток, в) стабильность работы фотометров и градуировка приборов. Наибольшие случайные погрешности связаны с химической подготовкой проб к анализу и наплавкой перлов. Систематические ошибки появляются, как правило, при градуировке фотометров стандартными растворами с известным содержанием урана.

Постоянный и тщательный контроль за проведением всех операций и применение высокочувствительной аппаратуры позволяет измерять содержание урана в диапазоне  $(0,5 \div 100,0) \cdot 10^{-4}\%$  при навеске 0,2 г, до  $1000 \cdot 10^{-4}\%$  при навеске 0,02 г с точностью в среднем до 10% отн. Высокопроизводительный люминесцентный анализ урана может быть использован при изучении содержания элемента практически во всех типах минералов и горных пород (за исключением магматических ультраосновного состава).

**Колориметрическое определение урана и тория**, широко применяемое в последние годы, основано на способности многовалентных ионов этих элементов образовывать прочные окрашенные внутрикомплексные соединения с рядом реагентов. Наиболее чувствительными и избирательными являются реакции с арсеназо-III [60, 130], особо прочные внутрикомплексные соединения этот реагент дает с многовалентными ионами, в том числе с ураном и торием.

Уран определяется колориметрически с арсеназо-III после восстановления до четырехвалентного состояния. При навеске до 1 г метод позволяет выявлять от  $1 \cdot 10^{-4}\%$  урана и выше, при увеличении навески до 5 г нижний порог чувствительности повышается до  $2 \cdot 10^{-5}\%$ .

Реакция тория с арсеназо-III является также чувствительной и достаточно избирательной [60]. Разработано большое количество методов определения тория с арсеназо-III для разных природных материалов [5, 60, 130, 236, 237]. Наибольшее применение получили экстракционно- и ионообменно-хроматографические методы. Большинство схем ионообменной хроматографии разработаны на катионите КУ-2.

М. П. Вольнец [60] предложила ионообменно-хроматографический метод определения кларковых и более низких содержаний

тория в горных породах силикатного типа. Этот метод, широко используемый в практике радиогеохимических исследований, позволяет определять 0,0001% тория и выше с относительной погрешностью 10%. Изучение ошибок, вносимых отдельными операциями, позволило установить, что максимальные погрешности связаны с адсорбцией и выщелачиванием тория на катионите КУ-2.

Высокая чувствительность, сравнительно небольшие погрешности, малая величина навески и значительная производительность позволяют широко использовать ионообменно-хроматографическое определение тория при радиогеохимических исследованиях.

Повышение чувствительности колориметрического определения тория с арсеназо-III (до  $n \cdot 10^{-5}$  и, возможно,  $n \cdot 10^{-6}\%$ ) может быть достигнуто увеличением навески анализируемого материала, снижением определяемого минимума элемента при измерениях на приборе и дополнительной концентрацией тория в растворе [33, 76]. Колориметрический метод анализа позволяет определять уран и торий из одной навески, что резко повышает производительность, так как наиболее трудоемкой операцией химических и физико-химических методов анализа является разложение проб и отделение мешающих элементов.

Для количественных определений низких содержаний радиоактивных элементов наряду с классическими радиохимическими, физико-химическими и химическими методами все шире привлекаются новейшие физические и ядерно-физические методы. Распространяется, в частности, флюоресцентный рентгеноспектральный анализ урана и тория, позволяющий проводить быстрые, надежные и массовые определения радиоактивных элементов. Достоинством этого метода являются независимость результатов от состояния равновесия в радиоактивных рядах, отсутствие влияния распада других элементов и, наконец, возможность анализировать порошок пробы без предварительной химической обработки.

С. С. Ленин, И. В. Сериков и М. М. Соколов [189] разработали один из вариантов рентгеноспектрального флюоресцентного метода, основанный на измерении интенсивности флюоресценции  $L_{\alpha 1}$ -линий урана и тория, источником которых служит молибденовый или другой анод. По интенсивности некогерентного рассеяния определяют также интенсивность фона для  $L_{\alpha 1}$ -линии урана и тория. Содержание этих элементов рассчитывают по формуле

$$U(\text{Th}) = K_{U(\text{Th})} (I_{\text{п.л}} / I_{\text{п.н}}),$$

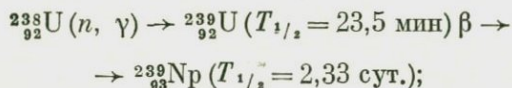
где  $K_{U(\text{Th})}$  — пересчетный коэффициент прибора, найденный при измерении эталонной пробы по аналогичной формуле  $K = C_{\text{э.т}} (I_{\text{э.н}} / I_{\text{э.л}})$ ;  $I_{\text{п.л}}$  — интенсивность  $L_{\alpha 1}$ -линии урана (или

тория) в пробе;  $I_{п.н}$  — интенсивность излучения некогерентного рассеяния в пробе.

Этим методом можно проводить количественное определение урана и тория (относительные погрешности 5—15%) в порошковых пробах на приборе ФРА-4 при содержании элементов от 0,002 до 5%.

**Радиоактивационный (нейтронно-активационный)** метод определения урана и тория использует возникающий в ядерных реакторах мощный поток тепловых нейтронов, до  $n \cdot 10^{13}$  —  $n \cdot 10^{14}$  нейтр/(см<sup>2</sup>·сек), и является одним из самых чувствительных методов аналитической химии. Этот метод основан на облучении анализируемого образца потоком тепловых нейтронов и определении наведенной активности, обусловленной возникновением в результате ядерных реакций радиоактивных изотопов, количество которых прямо пропорционально массе определяемого элемента. При длительном облучении можно определять очень низкие количества элементов ( $10^{-6}$  —  $10^{-8}$ %). Нейтронно-активационный метод нашел широкое применение при анализе низких содержаний многих редких и рассеянных, в том числе и радиоактивных элементов. Благодаря этому методу стало возможным массовое количественное определение урана и тория в наименее радиоактивных природных объектах — изверженных породах ультраосновного состава и метеоритах [63, 268, 420].

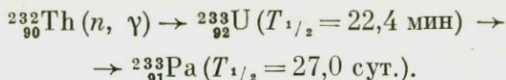
При нейтронно-активационном анализе урана наиболее часто используются следующие ядерные реакции на тепловых нейтронах:



Общее содержание урана, исходя из этих реакций, можно определять по изотопам  ${}^{239}_{92}\text{U}$ ,  ${}^{239}_{93}\text{Np}$ , сумме осколков деления и, наконец, по отдельным осколкам:  ${}^{140}_{56}\text{Ba}$ ,  ${}^{132}_{54}\text{Xe}$  [63]. При массовых анализах горных пород и минералов с неравномерным распределением урана используется счет запаздывающих тепловых нейтронов.

После облучения в урановом котле проба поступает в лабораторию, где проводятся измерения на нейтронных счетчиках и гамма-спектрометрах. Порог (порог) чувствительности метода около  $1 \cdot 10^{-7}$  г, или  $(1 \div 2) \cdot 10^{-7}$ %. Отличающийся очень высокой чувствительностью, точностью (3—5% отн.) и экспрессностью нейтронно-активационный метод определения урана свободен от интерференции (мешающего влияния) со стороны других радиоактивных ядер и поэтому широко применяется при радиогеохимическом изучении многих геологических образований [268, 420].

Торий можно определять нейтронно-активационным методом [420] по изотопам  $^{233}_{92}\text{U}$  и  $^{233}_{91}\text{Pa}$ , возникающим в результате ядерных реакций на тепловых нейтронах по следующей схеме:



Ввиду короткого периода полураспада  $^{233}_{92}\text{U}$  для достижения радиохимической чистоты выделения изотопов наиболее часто используют дочерний изотоп  $^{233}_{91}\text{Pa}$  [63].

В геохимической литературе [420] приводятся примеры определения тория в ультраосновных породах и метеоритах при его содержании  $n \cdot 10^{-6} - n \cdot 10^{-7}\%$ . Ориентировочные данные показывают, что этим методом можно измерять торий с точностью 3—7% отн., начиная с абсолютных содержаний  $4 \cdot 10^{-7}\%$  и выше. Порог чувствительности лежит, вероятно, в интервале содержаний  $(1 \div 2) \cdot 10^{-7}\%$ . Таким образом нейтронно-активационный метод анализа позволяет проводить радиохимическое изучение ультраосновных пород (дунитов, пироксенитов), метеоритов и других образований с высокой чувствительностью и точностью.

**Метод изотопного разбавления** является высокочувствительным методом количественного анализа элементов, имеющих два или более природных изотопа. Он основан на смешении раствора анализируемого образца с точно известным количеством трассера (стандарта), который по изотопному составу резко отличается от природного элемента. После химического выделения определяют масс-спектрометром графом изотопный состав смеси (природный элемент + трассер) и по степени изменения соотношения изотопов вычисляют содержание природного элемента [363].

Для определения урана методом изотопного разбавления используют трассер, обогащенный изотопом  $^{235}_{92}\text{U}$ , а природный изотопный состав принимают за постоянный, равный 99,27%  $^{238}_{92}\text{U}$  и 0,73%  $^{235}_{92}\text{U}$ . Методика описана в работах Г. Тилтона [448], Р. Вебстера [457], Дж. Кобба и Дж. Калпа [63]. Обобщенных данных о чувствительности и точности анализа урана этим методом нет, и поэтому на графике (рис. 4) показано примерное положение кривой относительной погрешности и порога чувствительности. Имеющиеся публикации по геохимии урана [63, 268] свидетельствуют, что метод позволяет измерять уран в природных объектах с его содержанием  $n \cdot 10^{-7} - n \cdot 10^{-8}\%$ .

Как известно, природный торий состоит практически из одного изотопа  $^{232}_{90}\text{Th}$ . Поэтому возможности определять торий методом изотопного разбавления по сравнению с ураном ограничены [63]. Применение масс-спектрометрического метода возможно лишь при наличии большого количества искусственного изотопа  $^{230}_{90}\text{Th}$ , обладающего высокой токсичностью. Имеются примеры количественного определения ультрамалых содержаний тория ( $n \cdot 10^{-5}\%$ ) в ультраосновных породах с высокой точностью.

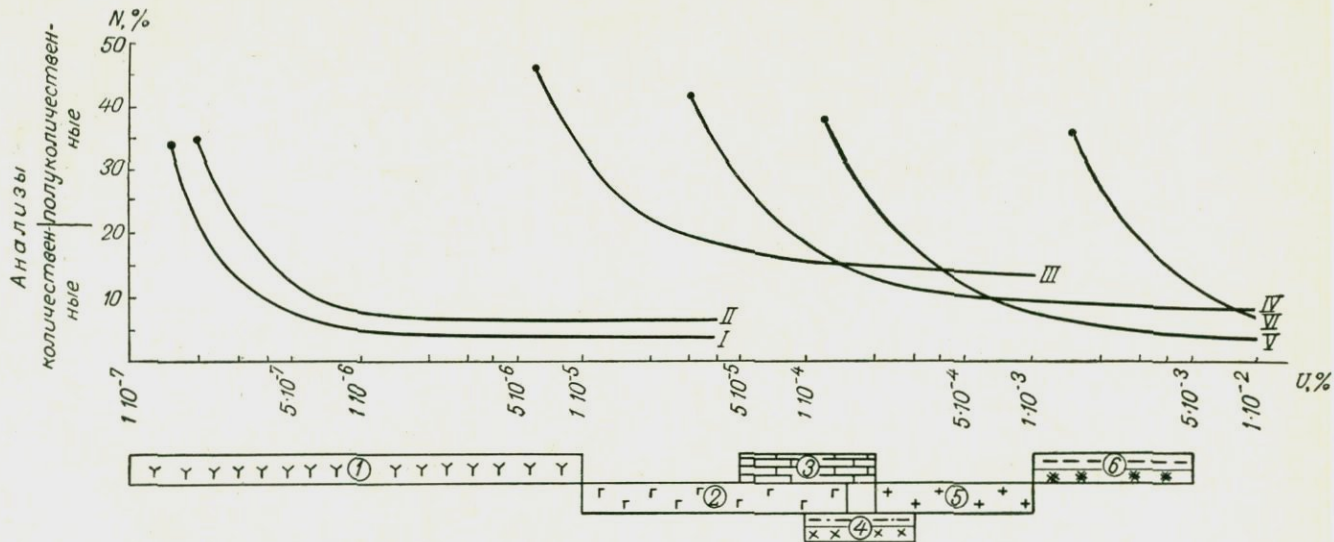


Рис. 4. Относительные погрешности определения урана разными методами.

*I* — нейтронно-активационный; *II* — изотопное разбавление; люминесцентный; *III* — по методике ЦАЛ-2, *IV* — по методике В. С. Быковой; *V* — рентгеноспектральный на приборе ФРА-4; *VI* — химический.  
 Пределы содержания урана в породах: *1* — ультрабазиты, *2* — базиты, *3* — карбонаты, *4* — терригенные отложения и диориты, *5* — граниты, липариты, *6* — глинистые отложения, метасоматиты.

**Методы микрорадиографии и треков спонтанного деления**, помимо визуального анализа «видимой» картины распределения радиоактивности в горных породах и минералах, используются для количественной оценки содержания радиоактивных элементов. Количественное определение урана и тория возможно, в частности, на основе микрорадиографии следов  $\alpha$ -частиц с помощью микроскопа при 500-кратном увеличении.

Плотность следов  $\alpha$ -частиц на единицу площади подсчитывают после просмотра значительного количества участков (примерно 100 полей зрения микроскопа), учитывая степень неоднородности распределения радиоактивных элементов и используя переводные коэффициенты, найденные по минералам-эталонам [93]. Для фотоземульсий типа А-2 плотность  $\alpha$ -частиц на 1% урана составляет около 46—48 частиц/(мм<sup>2</sup>·ч). Суммарное содержание радиоактивных элементов (в эквивалентах урана) рассчитывают по обычной для метода сравнения с эталоном формуле:

$$A = Q_3 (d_n/d_s),$$

где  $d_n$ ,  $d_s$  — плотность следов  $\alpha$ -частиц исследуемого и эталонного минералов;  $Q_3$  — содержание урана в эталоне.

Микрорадиографическим методом можно находить количественные содержания урана и тория, по-видимому, лишь в случае их сравнительно высоких концентраций (например, в отдельных типах гранитов). В анализе низких содержаний урана более перспективен подсчет плотности треков от осколков спонтанного деления изотопа  ${}^{238}_{92}\text{U}$  и индуцированного деления тепловыми нейтронами изотопа  ${}^{235}_{92}\text{U}$ . Количество треков является функцией скорости распада изотопа  ${}^{238}_{92}\text{U}$  ( $\lambda_{T_{1/2}} = 6,85 \cdot 10^{-17}$  1/год), содержания урана  $A_U$  и возраста минерала. Если известен возраст, то, подсчитав плотность треков спонтанного деления на протравленном плавиковой кислотой или другими реагентами спайном сколе минерала, можно определить содержание урана

$$A_U = i / (n^{238}JR),$$

где  $n$  — количество атомов урана в единице объема;  ${}^{238}J$  — изотопическая доля  ${}^{238}\text{U}$ ;  $R$  — длина трека;  $i$  — плотность треков.

Метод треков подробно описан в зарубежной и отечественной [20, 118] литературе. По оценкам разных авторов, с помощью треков можно анализировать уран с высокой точностью в интервале содержаний  $n \cdot 10^{-5}$  —  $n \cdot 10^{-7}\%$ . Примеры определения урана в слаборадиоактивных изверженных породах ультраосновного состава и в отдельных минералах приведены в табл. 3.

Итак, для определения низких содержаний урана в горных породах применяется широкий комплекс химических, физико-химических и ядерно-физических методов. Однако их чувствительность

ТАБЛИЦА 3

Определение содержания урана по результатам подсчета треков (по И. Г. Берзиной, А. Н. Комарову)

Порода	Место отбора	Число треков индуцированного деления на 1 см <sup>2</sup>	Содержание урана, 10 <sup>-7</sup> %
Ультраосновные породы			
Оливинит *	Соча	273	6,2
»	»	345	7,8
Перидотит	»	1160	26,4
Пироксенит	»	726	16,5
Габбро-норит	Мончетундра	414	9,4
Норит	Нюд	1160	26,4
Кимберлиты и минералы из них			
Пироповый перидотит	Трубка «Обнаженная»		5,3
Оливин	То же		4,3
Гранат	»		14,5
Хромдиопсид	»		11,7

\* Доза облучения  $5 \cdot 10^{15}$  нейтр./см<sup>2</sup>.

и точность, а следовательно, и возможности анализа малых количеств урана и тория существенно различны. Эмпирические зависимости относительных погрешностей определения урана и тория от их абсолютного содержания (рис. 4, 5) показывают, что все существующие методы по их чувствительности и другим параметрам могут быть объединены в две группы.

1. Ядерно-физические методы (нейтронно-активационный, изотопного разбавления, радиографические), обладающие высокой чувствительностью и точностью (3—5% отн.). Методы пригодны для определения содержания урана и тория практически во всех типах горных пород, где этих элементов  $n \cdot 10^{-7}\%$  и больше.

2. Химические, физико-химические и радиометрические методы, отличающиеся несколько меньшей чувствительностью ( $n \cdot 10^{-5}$  —  $n \cdot 10^{-4}\%$ ) и точностью (5—15% отн.).

Ядерно-физические методы (треков, нейтронной активации и изотопного разбавления) дают высокую точность (погрешность < 20% отн.) при концентрациях урана и тория  $10^{-7}$  —  $10^{-6}\%$  и могут использоваться для анализа практически всех объектов земного и космического происхождения. Большинство физико-химических методов (радиохимический, люминесцентный и др.) пригодны для количественных определений урана и тория преимущественно в интервале содержаний  $10^{-5}$  —  $10^{-4}\%$  и выше. Эти методы с успехом используются для анализа большей части горных пород, за исключением интрузивных образований ультраосновного состава и метеоритов. Большие возможности имеет

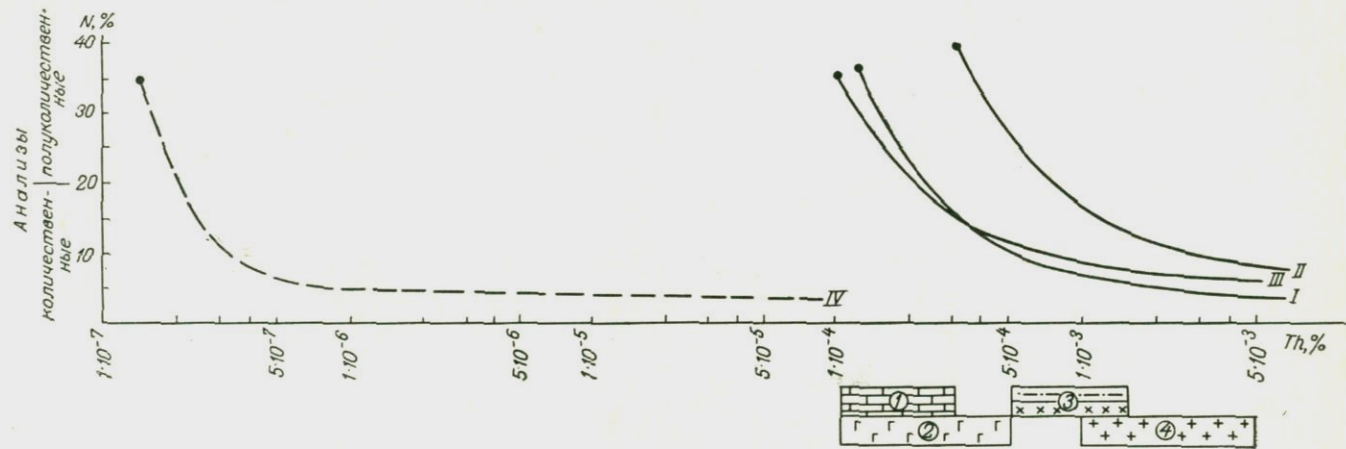


Рис. 5. Относительные погрешности определения тория разными методами.

I — рентгеноспектральный на приборе ФРА-4; II — радиохимический; III — ионообменно-хроматографический; IV — нейтронно-активационный. Пределы содержания тория в породах: 1 — карбонаты, 2 — базиты, 3 — терригенные отложения и диориты, 4 — граниты, липариты.

рентгеноспектральный метод, позволяющий анализировать одновременно уран и торий без предварительного химического разложения навески.

### Изучение форм нахождения урана и тория в горных породах и минералах

При изучении геохимии урана и тория, оценке геохимической специализации и потенциальной рудоносности геологических формаций большое значение имеют данные о форме нахождения урана и тория в минеральном веществе. Анализ имеющихся материалов свидетельствует о многообразии этих форм. Изучение их проводится с помощью разных методов, главные из которых следующие.

1. Определение содержания урана и тория в отдельных минералах или минеральных фракциях (метод минеральных балансов).
2. Выщелачивание урана и тория разного рода реагентами.
3. Радиографическая фиксация пространственной картины размещения урановых и ториевых минералов и отдельных атомов этих элементов.

Метод минеральных балансов предусматривает извлечение из кристаллических пород отдельных минералов (породообразующих и акцессорных) или минеральных фракций (кварц-полевошпатовой, тяжелой немагнитной и т. д.), подсчет их содержания в породе и определение количества урана и тория. Знание этих величин позволяет оценить, какая часть урана сконцентрирована в той или иной минеральной фракции. Первые подсчеты минеральных балансов, выполненные зарубежными и советскими исследователями, подтвердили представления В. И. Вернадского о всеобщем рассеянии радиоактивных элементов и показали, что уран и торий в разных содержаниях и соотношениях присутствуют во всех породообразующих и акцессорных минералах.

Наиболее эффективным методом изучения характера пространственного распределения урана и тория, приуроченности элементов к тем или иным минералам и микроструктурам породы является радиографический. Он заключается в фотографической регистрации отдельных видов излучения (преимущественно  $\alpha$ -излучения) на фотоматериалах (собственно методы радиографии) и треков осколочного и индуцированного деления урана. Наиболее простым способом качественной оценки распределения радиоактивных элементов в рудах и минералах является метод радиографии по  $\alpha$ -излучению, которым выявляют местонахождение труднодиагностируемых урановых, ториевых и уран- и торийсодержащих акцессорных минералов.

Хорошие результаты при микрорадиографических исследованиях достигаются с жидкой эмульсией [103], которая наносится непосредственно на петрографический шлиф, что дает возможность с максимальной точностью установить местонахождение

источника  $\alpha$ -частиц. Для диагностики содержащихся в породе высокорadioактивных включений могут быть использованы также последствия радиационного воздействия  $\alpha$ -,  $\beta$ - и  $\gamma$ -излучения на минералы — природная радиография.

Распад радиоактивных элементов, содержащихся в минерале, приводит часто к преобразованию его физических свойств: изменению окраски, образованию радиальных трещин и плеохроичных ореолов, нарушениям в кристаллической решетке, появлению люминесценции, термолюминесценции и т. д. Свообразным проявлением воздействия радиоактивности на породы и минералы являются, в частности, плеохроичные ореолы, возникающие в шлифах вблизи рудных и аксессуарных минералов [59, 93]. Плеохроичные ореолы наблюдаются в амфиболах, пироксенах, турмалине, андалузите, барите, т. е. в минералах, содержащих закисное железо, которое может окисляться до окисного под воздействием главным образом  $\alpha$ -излучения.

Изучение под микроскопом преобразованных в результате радиационного воздействия минералов позволяет выявить центры наибольшей концентрации урана и тория, которые, однако, не дают представления об общей массе элементов, так как с ними связана лишь незначительная часть радиоактивных ядер.

Разновидностью природной радиографии являются наблюдаемые в минералах треки осколков ( $^{140}_{56}\text{Ba}$ ,  $^{130}_{54}\text{Xe}$  и др.) спонтанного деления урана  $^{238}_{92}\text{U}$ . Благодаря высокой кинетической энергии и значительной массе, осколки нарушают кристаллическую структуру минерала, оставляя на пути следования дефектные области (треки), которые можно наблюдать в микроскоп. Поврежденные участки кристаллических решеток отличаются повышенной растворимостью при травлении минералов в соответствующих реагентах, в результате следы тяжелых частиц (треки) можно наблюдать в оптический микроскоп в виде каналов. В отличие от иных дефектов в структуре минерала, треки прямолинейны и беспорядочно ориентированы. Морфология треков, их отличия от прочих дефектов кристаллических решеток, характерные особенности треков в зависимости от структуры минералов и другие вопросы рассмотрены в работах советских и зарубежных исследователей [20, 118].

Методика изучения треков спонтанного деления урана заключается в приготовлении плоских чешуек слюды или полированных пластинок, выпиленных из зерен минералов.

Отжиг треков в ходе геологической истории в результате нагревания минералов ограничивает возможность определения абсолютного возраста, но зато позволяет изучать термическую историю минералов [118], время проявления метаморфизма и т. д. С помощью треков спонтанного деления урана можно с какой-то степенью приближения воссоздать картину распределения элемента в минерале в прошлые геологические эпохи. Современное содержание и форма нахождения урана в природных

объектах из-за наложения более поздних геохимических процессов могут совершенно не соответствовать тому, что запечатлелось в виде треков за всю сложную историю существования горной породы.

Наиболее полно особенности пространственного распределения урана в минералах могут быть установлены по трекам осколков вынужденного (индуцированного) деления  $^{235}_{92}\text{U}$  при облучении этого изотопа тепловыми нейтронами в ядерных реакторах. Изучение распределения урана включает предварительное химическое травление образца для выявления следов осколков от спонтанного деления, облучение образца тепловыми нейтронами [118, 299] в атомном реакторе при потоке  $10^{10} - 10^{16}$  нейтр./см<sup>2</sup> и повторное травление, позволяющее подсчитать следы от вынужденного деления  $^{235}_{92}\text{U}$ . Треки, вызванные вынужденным делением, после вторичного травления отличаются от треков спонтанного деления значительно меньшими размерами фигур.

Для тех минералов, в которых треки не протравливаются, а также для порошков, отдельных зерен, шлифов и других препаратов применяются детекторы, которыми могут служить пластины искусственной слюды, стекло или лавсан [118]. Осколки вынужденного деления урана оставляют на приложенных пластинах (детекторах) следы, выявляемые травлением. Коэффициент эффективности выявления следов неодинаков для разных веществ: фотостекло — 42, лавсан — 76, мусковит — 100%.

Использование при радиогеохимических исследованиях методов радиографии, в особенности треков спонтанного и индуцированного деления  $^{238}_{92}\text{U}$  и  $^{235}_{92}\text{U}$ , является важным шагом в изучении геохимии радиоактивных элементов, выяснении формы их нахождения в минералах, путей и способов миграции. С помощью этих методов впервые получен объективный материал о формах нахождения урана и тория в природных объектах с относительно низким их содержанием [20, 21].

Результаты подсчета минеральных балансов и радиографических исследований позволяют установить, что в горных породах и минералах существуют разные формы нахождения урана и тория: собственно урановые или ториевые минералы, изоморфные включения в аксессуарных и породообразующих минералах, жидкие включения и т. д. Однако эти методы не дают полного представления о степени подвижности урана и тория в горных породах. К сожалению, нет четко стандартизированных приемов оценки подвижных форм урана. Поэтому большинство авторов, применяя разные растворители, основное значение придают степени извлекаемости (выщелачиваемости) урана из пород.

При строго постоянных условиях выщелачивания удается получить сравнительную картину извлечения урана и тория из разных горных пород и минералов. Учитывая сложность природных условий, многие исследователи применяют разные выщелачивающие агенты и оценивают подвижность урана в широком диа-

пазоне Eh, pH и температур. Основные положения метода выщелачивания разработаны И. Е. Стариком [281]. Извлечение элементов из горных пород может осуществляться двумя путями: переход в раствор всех радиоактивных изотопов, связанный с растворением минералов; собственно выщелачивание радиоактивных изотопов из нарушений кристаллической решетки без растворения минералов. В чистом виде эти процессы в природе почти не наблюдаются.

В геохимической литературе предложен ряд методов выщелачивания урана и тория. Л. В. Таусон [289] считает, что уран необходимо выщелачивать из пород такими растворами, которые не разрушают решетки породообразующих минералов. Он рекомендует раствор карбоната аммония. Более агрессивные растворители (кипячение в  $\text{HN}_3$ ,  $\text{HCl}$  и 5%-ном растворе соды) использует И. Г. Минеева [171].

При региональных радиогеохимических исследованиях, а также при геохимических поисках урановых месторождений для определения легкоизвлекаемого урана наиболее часто применяют кипячение в 5%-ном растворе соды в течение 30 мин. Этим методом было установлено предпочтительное извлечение подвижного урана из более молодых образований гранитоидного состава [144], а также из гидротермально измененных пород.

Для изучения физико-химических условий миграции урана большой интерес представляют сведения о его валентных состояниях. Для получения этих данных долгое время использовался способ разложения концентрированной серной кислотой по методике В. Г. Хлопина и Э. К. Герлинга, который, согласно В. И. Звенигородской, применим только при отсутствии в породе восстановителей (Fe, V, Cu и др.), что редко бывает на практике.

**Методы изучения последствий радиоактивности.** В радиогеохимии наряду с методами прямого определения радиоактивности большое развитие получили исследования, связанные с изучением ее последствий (остаточных явлений) и конечных продуктов распада неустойчивых ядер современными физическими методами. Изучают радиационное воздействие излучения на кристаллические решетки минералов и определяют относительное содержание изотопов стабильных элементов радиоактивных рядов, в первую очередь изотопов свинца — конечных продуктов распада рядов:  ${}_{92}^{238}\text{U}$  ( ${}_{82}^{206}\text{Pb}$ ),  ${}_{92}^{235}\text{U}$  ( ${}_{82}^{207}\text{Pb}$ ),  ${}_{90}^{232}\text{Th}$  ( ${}_{82}^{208}\text{Pb}$ ).

Радиоактивное излучение ( $\alpha$ ,  $\beta$  и  $\gamma$ ) производит интенсивное радиационное воздействие на минералы, крайние его проявления — нарушение структуры кристаллических решеток и, как следствие, изменение оптических свойств, плотности, твердости кристаллов и т. д. При особо интенсивном облучении происходит практически полное разрушение кристаллической структуры (в некоторых разновидностях цирконов).

Обычно радиационное воздействие на минералы не является столь интенсивным и поэтому может быть зафиксировано лишь

современными физическими и ядерно-физическими методами, позволяющими выявлять по скоплению электронов дефекты кристаллических решеток, возникающие на разных энергетических уровнях. К числу таких методов относятся термолюминесцентный и электронный парамагнитного резонанса, позволяющие по наличию дефектов в кристаллических решетках минералов судить об интенсивности радиационного воздействия разных видов излучения.

Степень радиационного воздействия излучения на минералы первоначально использовалась главным образом для оценки их возраста [63, 268]. Впоследствии, благодаря комплексированию точных физических методов с изотопно-свинцовым, стало возможным выяснять первичное распределение радиоактивных элементов в породе (при знании ее возраста), существовавшее до проявления каких-либо эпигенетических процессов (гидротермально-метасоматических, гипергенных и др.), приведших к миграции радиоактивных атомов. Эффект термолюминесценции особенно интенсивно проявляется при нагревании кальцитов.

Переход электронов на более высокие энергетические уровни при локальных нарушениях структуры кристаллической решетки минералов, в частности кальцитов, может быть обусловлен рядом причин, главными из которых являются следующие.

1. Радиационное воздействие разных видов излучений и ядер отдачи. Одни авторы [63] считают, что наиболее вероятными источниками, активизирующими термолюминесценцию, являются  $\alpha$ -частицы и ядра отдачи, несущие основную часть энергии радиоактивного распада; другие [110] приходят к выводу о существенном вкладе  $\beta$ -излучения (наряду с  $\alpha$ -излучением), учитывая его значительно большую проникающую способность.

2. Тепловое воздействие интрузий, метаморфизма и других процессов на известняки.

3. Перекристаллизация известняков.

Влияние последних двух источников является проблематичным и наименее изученным.

В геологии явление термолюминесценции использовалось для решения самых разных задач: диагностики минералов [63], корреляции и расчленения карбонатных, гранитоидных и других пород, определения радиоактивности [110], относительного и абсолютного возраста горных пород и минералов [63] и др. Исследования по термолюминесценции известняков (рис. 6) показали принципиальную возможность использования этого метода не только для расчленения и корреляции карбонатных отложений, но и для расшифровки радиогеохимических данных. В частности, установлено, что перекристаллизованные известняки, в отличие от неизмененных карбонатных отложений, на участках радиогеохимических аномалий имеют высокую интенсивность термовысвечивания. Интенсивная термолюминесценция отмечается иногда на значительном (до 1—2 км) удалении от локальных concentra-

ций, поэтому ореолы термолюминесценции по площади значительно превышают геохимические аномалии урана и других рудных элементов.

Распад урана, актиноурана, тория и дочерних продуктов приводит к образованию стабильных изотопов гелия  ${}^4\text{He}$  и свинца  ${}^{206}\text{Pb}$ ,  ${}^{207}\text{Pb}$ ,  ${}^{208}\text{Pb}$ . Наибольшее значение в радиогеохимических исследованиях имеет изучение изотопного состава конечных продуктов распада радиоактивных рядов — радиогенных изотопов

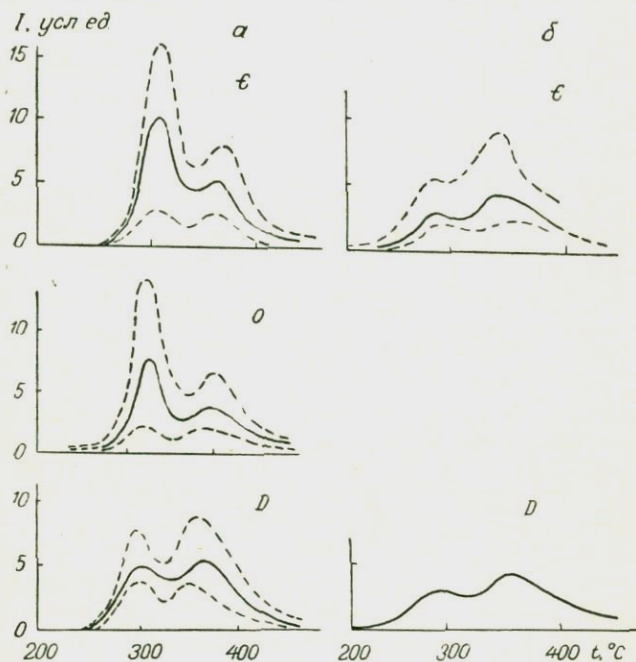


Рис. 6. Кривые термовысвечивания (термолюминесценции) известняков разного возраста палеозойской складчатой области.

*а* — гидротермально измененные; *б* — неизмененные.  
Известняки (стадия развития): *о* — мраморизованные (раннегеосинклиальная), *о* — афанитовые (позднегеосинклиальная), *д* — органогенные (посторогенная).

свинца. Современный изотопный состав свинца зависит от ряда причин: состава первичного свинца, содержания урана и тория, возраста минералов и горных пород, характера миграции элементов. Главным фактором смещения изотопных соотношений свинца является сам процесс радиоактивных превращений, который с течением времени ведет к изменению соотношения между элементами, изменению формы нахождения изотопов и к ослаблению связей дочерних продуктов распада в кристаллической решетке минералов.

По отношению изотопов свинца в горных породах и минералах до недавнего времени определяли в основном возраст геологических объектов [63, 268], это — уран-свинцовый, торий-свинцовый и свинцово-свинцовый методы. Разная миграционная способность радиоактивных элементов и продуктов их распада позволила применить изотопные отношения в качестве индикаторов природных геохимических процессов. Сравнительное изучение изотопного состава свинца галенитов и горных пород позволило А. И. Тугаринову [301] и другим исследователям использовать эти данные для прогнозно-металлогенических выводов и выяснения источника уранового оруденения. Решение этих вопросов возможно на основе прецизионных масс-спектрометрических определений состава изотопов, позволяющих анализировать свинец  $^{204}_{82}\text{Pb}$  и радиогенные изотопы  $^{206}_{82}\text{Pb}$ ,  $^{207}_{82}\text{Pb}$ ,  $^{208}_{82}\text{Pb}$  с точностью 0,2—1,0%. Методы обработки проб и масс-спектрометрические измерения подробно описаны в работах К. К. Паттерсона [59], И. Е. Старика [279], Е. И. Гамильтона [63], Э. В. Соботовича [268] и других авторов.

При последующей математической обработке результатов находят отношение радиогенных изотопов свинца к нерадиогенному свинцу  $^{204}_{82}\text{Pb}$ , отношение разных изотопов между собой, а также вычисляют радиогенные добавки, обусловленные привнесением свинца  $^{206}_{82}\text{Pb}$ ,  $^{207}_{82}\text{Pb}$  и  $^{208}_{82}\text{Pb}$  из рудоносных зон или выносом материнских элементов: урана или тория. Большинство авторов [301] склонны рассматривать аномальные содержания свинца во вмещающих урановое оруденение породах как результат его привноса из рудных тел. Вместе с тем нельзя, по-видимому, исключать возможность выноса (мобилизации) урана из предварительно обогащенных ураном (иногда торием) рудовмещающих пород.

Другой поисковой задачей изотопно-свинцового метода является оценка и разбраковка радиометрических и радиогеохимических аномалий. Высокие концентрации радиогенного свинца в зонах радиогеохимических аномалий позволяют использовать изотопно-спектральный анализ [42], обладающий по сравнению с масс-спектрометрией несколько меньшей точностью определения изотопов, в особенности  $^{204}_{82}\text{Pb}$ .

### Математическая обработка радиогеохимических данных

Распределение радиоактивных, редких и рассеянных элементов в горных породах и минералах земной коры носит статистический характер. Поэтому сравнительное изучение геохимии урана и тория в геологических формациях разных геотектонических зон возможно лишь при условии широкого применения математических методов. Для этого необходимо решить следующие основные задачи.

1. Найти параметры распределения элементов в горных породах: среднее содержание  $\bar{x}$ , степень неоднородности — дисперсию  $\sigma_x$ , коэффициент вариации  $V_x$ , геохимический фон и т. д.

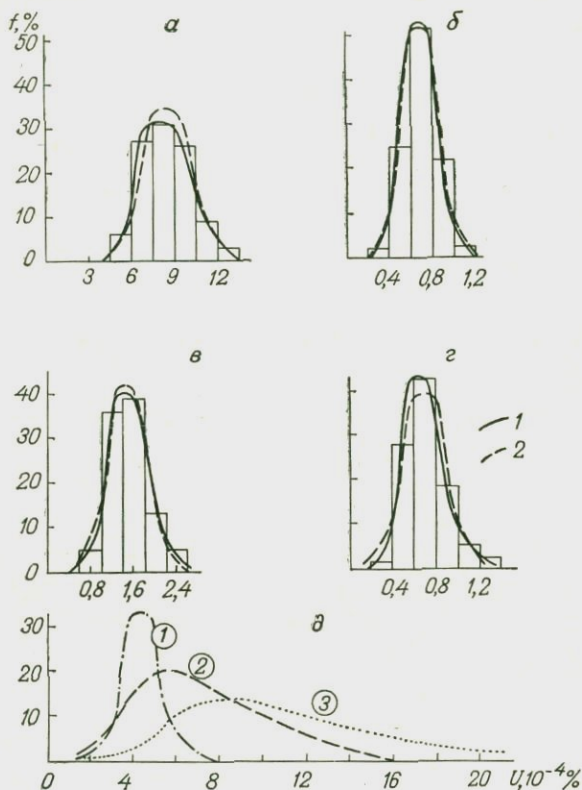


Рис. 7. Вариационные кривые распределения урана в горных породах.

а — лейкократовые граниты поздних фаз внедрения бабололитовых интрузий; б — эффузивные траппы платформ; в — песчаники и алевролиты флишовой формации внутри-геосинклинальных впадин; г — кварц-полевошпатовые песчаники позднеорогенных впадин; д — кварцевые порфиры и фельзиты липаритовой формации, метаморфизованные гидротермальными растворами (цифры в кружках): 1 — неизменные, 2 — слабо измененные, 3 — интенсивно березитизированные.

Кривые: 1 — эмпирические, 2 — теоретические.

Рисунок	n	$\bar{x}$ , $10^{-4}\%$	$\sigma$ , $10^{-4}\%$	$V_x$ , %	$\chi^2$	Распределение
а	69	8,7	1,6	18	$5,8 < \chi^2_{0,05}$	Нормальное
б	78	0,7	0,15	21	$0,31 < \chi^2_{0,05}$	»
в	100	1,7	0,38	25	$0,57 < \chi^2_{0,05}$	Логнормальное
г	54	0,7	0,2	28	$1,5 < \chi^2_{0,05}$	Асимметрично

2. Оценить достоверность указанных параметров.
3. Сравнить характер распределения урана и тория в разных геологических формациях.
4. Определить характер и силу связи между радиоактивными и другими элементами, выявить ряд подвижности элементов в разных физико-химических обстановках.

Подробное изложение существующих достаточно разнообразных методов математической обработки приведено в соответствующих руководствах, монографиях, статьях периодической печати [34, 46, 216, 222, 223, 352]. При статистической обработке важно выяснить тип распределения элементов в горных породах, что позволяет не только правильно установить параметры и границы эмпирических совокупностей, но и получить материал для генетических выводов об условиях формирования геохимического фона. На основе количественных определений радиоактивных элементов (с точностью 5—10% отн.) для разных по возрасту, составу и условиям образования горных пород получен обширный материал, свидетельствующий о большом разнообразии эмпирических кривых распределения урана и тория. Вид кривых зависит от неоднородности содержания элементов, что может быть оценено коэффициентом вариации  $V_x$ . При наиболее низких значениях  $V_x = 15 \div 35\%$  кривые плотности вероятности имеют обычно симметричную форму, соответствующую (точнее, не противоречащую) нормальному закону распределения.

Для очень многих типов пород, в особенности измененных наложенными гидротермальными или иными процессами, отмечаются асимметричные ( $V_x > 40 \div 50\%$ ) кривые распределения урана и тория, в большинстве случаев согласующиеся с логнормальным законом. Возрастание неоднородности распределения урана при гидротермальной переработке пород и соответственное увеличение асимметрии эмпирических вариационных кривых могут быть проиллюстрированы на примере распределения урана в неизмененных и в разной степени березитизированных песчаниках (рис. 7). В ряде случаев наблюдаются более сложные распределения (усеченное, с отрицательной асимметрией и др.), которые могут быть обусловлены низкой точностью определения элементов в некоторых типах слаборадиоактивных пород (ультраосновные, основные, карбонатные и др.).

Эмпирические распределения радиоактивных элементов в горных породах могут быть описаны разными законами: нормальным, логнормальным, Пирсона, Вейбулла и др. В большинстве случаев их можно свести к нормальному или логнормальному распределению, поэтому статистическая обработка результатов радиогеохимических исследований проводится на основе именно этих законов графическим способом (предварительная обработка) или с помощью электронной вычислительной техники по соответствующим программам (окончательная машинная обработка).

## Принципы и методика построения радиогеологических карт

Изучать пространственно-временные закономерности распределения урана и тория в геологических телах земной коры весьма трудно без использования картографических приемов, которые давно приняты в геологии и геофизике. К сожалению, в геохимии — науке, изучающей химический состав Земли и закономерности пространственного и хронологического распределения элементов, длительное время составлению геохимических карт уделялось явно недостаточное внимание. Поэтому такие труды, как описание конкретных типов геохимических провинций, поясов и зон, практически отсутствовали, несмотря на то, что основоположники отечественной геохимии В. И. Вернадский и А. Е. Ферсман неоднократно обращали внимание на необходимость изучения зональности распределения рудных элементов.

В. И. Вернадский еще в начале XX в. писал [52, с. 494]: «Морфологически однородные геологические области могут быть геохимически очень различными. Одна из основных задач геохимии — выделение геохимических областей земной коры по содержанию химических элементов». А. Е. Ферсман рассматривал металлогенический анализ территорий как составную часть более общего геохимического анализа, связанного с выяснением всего баланса рудных элементов в земной коре, сконцентрированных в виде рудных скоплений или рассеянных в горных породах и минералах.

В настоящее время наиболее реальным представляется широкое развитие геохимического картирования горных пород на радиоактивные элементы (U, Ra, Th, K), для которых разработаны экспрессные количественные методы определения их содержания не только в лабораторных условиях, но и непосредственно на точке наблюдения. Площадные радиогеохимические исследования и составленные на их основе карты радиоактивности могут иметь большое значение не только при изучении геохимии и металлогении урана и тория, но и при решении важнейших проблем радиогеологии (радиогенное тепло, абсолютная геохронология и т. д.). В этом плане радиогеохимическому районированию как одному из возможных путей познания геохимии и энергетики земной коры большое значение придавал В. И. Вернадский. Он впервые выдвинул проблему составления радиогеологической карты страны, которая явилась бы основой для изучения пространственно-временных закономерностей распределения урана и тория в литосфере и для выяснения баланса радиогенной энергии в земной коре.

Методика построения радиогеохимических карт может быть разной в зависимости от особенностей регионов, применяемых методов и решаемых задач (металлогеническое районирование, изучение генерации радиогенного тепла и т. д.). При составлении

карт для металлогенического анализа определяющим должен быть принцип тесной взаимосвязи и взаимообусловленности формирования геохимического фона урана и тория земной коры и процессов рудообразования, являющихся частным случаем проявления направленной миграции рудных элементов. При построении карт для изучения энергетики земной коры наиболее важно знать баланс распределения урана, тория и калия, особенно в вертикальном разрезе коры. Вне зависимости от решаемых задач геохимические карты должны отражать особенности распределения и миграции радиоактивных элементов в разных структурах земной коры.

Формирование геохимического фона и локальных концентраций урана и тория в истории геологического развития разных регионов обусловлено проявлением двух групп процессов: сингенетических (осадконакопление и магматизм) и эпигенетических (региональный, контактовый, гидротермальный метаморфизм и эпигенетические преобразования, вызванные деятельностью подземных вод).

Для сингенетических процессов характерно формирование первично-конституционального, преимущественно равномерно-рассеянного распределения урана и тория. При этом радиоактивность горных пород тесно связана с их составом (содержанием петрогенных компонентов). Для магматических пород наиболее существенными являются связи урана и тория с кислотностью пород, с одной стороны, и содержанием щелочей, главным образом калия, с другой. Для осадочных отложений важна связь урана с органическим веществом, проявленная с одинаковой устойчивостью в песчаниках, глинистых сланцах, известняках и других породах. Общей особенностью геохимии сингенетических процессов является относительно невысокая степень концентрации, но значительные масштабы перемещения урана и тория. С осадконакоплением, в частности, связаны главнейшие эпохи сингенетического накопления урана.

Эпигенетические эндогенные и экзогенные процессы по их роли в рассеянии и концентрации урана и тория могут быть условно разделены на две группы: подготовительные и рудоформирующие. К подготовительным следует отнести региональный и контактовый метаморфизм, ультраметаморфизм, корообразование и эпигенетическую битуминизацию. Эти процессы приводят к изменению формы нахождения урана и тория в породах, к частичному перераспределению этих элементов с относительно невысокой степенью их концентрации.

В разных типах геологических структур в связи с особенностями истории их развития можно выделить один или несколько ведущих процессов, оказывающих решающее влияние на формирование регионального геохимического фона геологических формаций. На щитах главными процессами являются региональный и дислокационный метаморфизм, ультраметаморфизм и тектоно-

магматическая активизация. В пределах фанерозойских складчатых областей радиогеохимические особенности геологических формаций связаны главным образом с проявлением сингенетических экзогенных (осадконакопление) и эндогенных (магматизм) процессов, а также с развитием регионального, контактового и гидротермального метаморфизма. В чехле платформенных областей поведение урана определяется проявлением широкой гаммы процессов осадочного цикла: седиментогенеза и диагенеза (экзодиагенеза) в континентальных, лагунных и морских условиях, эпигенеза, гипергенеза и начальных стадий метаморфизма.

Вопросы методики составления радиогеохимических карт разного масштаба (табл. 4) рассмотрены в ряде наших работ [265] и в работах других геологов. В соответствии с разработанными требованиями создание подобного рода карт включает в себя построение геологической основы, вынесение геохимической нагрузки и интерпретацию результатов.

Геологическая основа радиогеохимических карт отражает прежде всего вещественный состав минеральных объектов разных уровней организации (минералы, горные породы, геологические формации и ряды формаций), их возраст, структурное положение и те преобразования, которые обусловлены наложенными процессами. Принципиальное различие в характере поведения урана (тория) при сингенетических и эпигенетических процессах требует, чтобы проявление их в разных структурных зонах было четко разграничено на геологической основе.

Первично-конституциональное распределение урана и тория в осадочных и магматических породах определяют следующие главнейшие факторы.

1. Вещественный состав и структура горных пород.
2. Возраст пород (в связи с направленностью и необратимостью развития земной коры).
3. Геотектонические и фациальные условия формирования пород.

Перераспределение урана и тория под влиянием эпигенетических процессов определяют как физико-химические свойства элементов (внутренние факторы миграции), так и следующие внешние факторы преобразования пород.

1. Термодинамические особенности протекания эпигенетического процесса (фации регионального и контактового метаморфизма и т. д.).
2. Физико-химические параметры воздействующих растворов (кислотность — щелочность, окислительно-восстановительный потенциал, степень минерализации и т. д.).
3. Проницаемость пород, зависящая от их физико-механических свойств и структурного положения.
4. Характер изменения минерального и химического состава пород, вовлеченных в преобразование.

ТАБЛИЦА 4

## Главнейшие элементы геологической основы и геохимической нагрузки карт разного масштаба

Радиогеохимические карты, масштаб	Уровни организации минерального вещества, показываемые на геологической основе	Основные элементы геохимической нагрузки	Типы выделяемых геохимических аномалий
Детальные, 1 : 2000 — 1 : 10 000	Минералы, минеральные парагенезисы	Содержание урана, тория или других элементов (в изолиниях)	Ореолы первичного рассеяния (сингенетичные с оруденением)
Крупномасштабные, 1 : 25 000 — 1 : 100 000	Горные породы	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Содержание урана в геохимически однородных полях (в абсолютных значениях и по отношению к геохимическому фону)</li> <li>2. Торий-урановое отношение</li> </ol>	Зоны привноса и выноса элементов
Среднемасштабные, 1 : 200 000 — 1 : 500 000	Геологические формации	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Среднее содержание урана в геологических формациях</li> <li>2. Форма нахождения урана</li> <li>3. Торий-урановое отношение</li> </ol>	Зоны с нарушенным первично-конституциональным распределением элементов
Мелкомасштабные и обзорные, 1 : 1 000 000 — 1 : 5 000 000	Ряды формаций (структурно-формационные комплексы)	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Среднее содержание урана</li> <li>2. Торий-урановое отношение</li> <li>3. Геохимически специализированные комплексы</li> </ol>	Геохимические провинции и пояса

Следует подчеркнуть, что выделяемые геологические единицы должны обладать геохимической однородностью, т. е. иметь близкие параметры распределения радиоактивных элементов, что трудно выдержать для грубокластических и такситовых разновидностей, а также для осадочных толщ с частым чередованием отдельных литологических разностей. Геохимически неоднородные геологические образования должны быть выделены на карте особо.

При составлении радиогеохимических карт для определения генерации радиогенного тепла большое значение имеет изучение вертикальной зональности распределения урана и тория в метаморфических толщах разных фациальных зон. В связи с этим для докембрийских и фанерозойских складчатых областей особенно важен анализ характера и интенсивности проявления регионального метаморфизма.

Теория метаморфических фаций применительно к региональному метаморфизму разработана достаточно полно [293, 310] и может быть положена в основу их выделения на геологической карте. При этом в первую очередь необходимо показать следующие фации регионального метаморфизма: высшую и низшую гранулитовую, амфиболитовую и в особенности эпидот-амфиболитовую и зеленосланцевую, в которых фиксируется наибольшая концентрация радиоактивных элементов [88, 89, 266].

Большое значение в геохимическом балансе и поведении урана в осадках платформ имеют органическое вещество, а также химический и газовый состав подземных вод.

Главными элементами радиогеохимической нагрузки карт (рис. 8) являются следующие данные о геохимических особенностях распределения урана и тория в геологических телах.

1. Среднее содержание и кларк концентрации урана и тория в горных породах или геологических формациях (в единой цветовой легенде).

2. Степень неоднородности распределения урана и тория, оцениваемая с помощью разных параметров (дисперсия, коэффициент вариации и др.).

3. Аномальные концентрации урана и тория по отношению к региональному геохимическому фону, рассчитанному для конкретного района.

4. Торий-урановое отношение (в абсолютных или относительных значениях).

5. Форма нахождения урана и тория.

6. Аномальные концентрации элементов-спутников урана и тория (Mo, Sc, Pb, Cu, P, TR и др.).

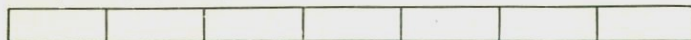
7. Аномальные соотношения радиогенных свинцов, в особенности повышенные количества  $^{206}_{82}\text{Pb}$ .

8. Геохимически специализированные по урану и торью геологические формации.

## I. СОДЕРЖАНИЕ УРАНА (10<sup>-4</sup>%)

1. В геохимически однородных формациях ( $V_x \leq 40 \div 50\%$ ), показывается цветом

< 0,5    1,0-1,5    1,5-2,5    2,5-3,5    3,5-5,0    5-10    > 10



2. В геохимически неоднородных формациях ( $V_x > 50\%$ ), показывается цветными полосами



## II. ФОРМА НАХОЖДЕНИЯ УРАНА В ПОРОДАХ

Преимущественно в породообразующих минералах



В породообразующих и акцессорных минералах



Значительная часть (20—50%) в свободном состоянии

## III. ТОРИЙ-УРАНОВОЕ ОТНОШЕНИЕ

$Th/U < 2,5$  — пониженное, показывается вертикальной штриховкой

$Th/U = 2,5 \div 5,0$  — нормальное

$Th/U > 5$  — повышенное, показывается горизонтальной штриховкой

## IV. ПЕРВИЧНО СПЕЦИАЛИЗИРОВАННЫЕ

### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ПОРОД

(показываются вне масштаба)

#### 1. Интрузивные породы

( $a$  — среднего,  $b$  — щелочного,  $v$  — кислого состава)

$a$      $b$      $v$   
 $\times$      $\otimes$      $+$     Существенно ураноносные ( $Th/U < 2,5$ )

$\times$      $\otimes$      $+$     Урано-ториеносные ( $Th/U = 2,5 \div 5,0$ )

$\times$      $\otimes$      $+$     Существенно ториеносные ( $Th/U > 5$ )

#### 2. Вулканогенные породы

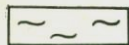
( $a$  — среднего,  $b$  — щелочного,  $v$  — кислого состава)

$a$      $b$      $v$   
 $\vee$      $\Upsilon$      $\setminus$     Существенно ураноносные ( $Th/U < 2,5$ )

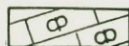
$\vee$      $\Upsilon$      $\setminus$     Урано-ториеносные ( $Th/U = 2,5 \div 5,0$ )

$\vee$      $\Upsilon$      $\setminus$     Существенно ториеносные ( $Th/U > 5$ )

#### 3. Осадочные породы



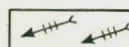
Ураноносные углеродисто-кремнистые сланцы



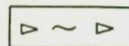
Ураноносные фосфориты



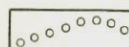
Ураноносные битуминозные известняки



Ураноносные фосфатизированные породы с костным детритом



Ураноносные битуминозные глины



Ториеносные и урано-ториеносные конгломераты и россыпи

Рис. 8. Фрагмент условных обозначений радиогеохимических карт мелкого масштаба.

Наиболее трудным этапом построения радиогеохимических карт является анализ материалов с целью геохимического районирования и оценки генерации радиогенного тепла. Первостепенная задача анализа — выяснить индивидуальное влияние разных геологических процессов на формирование радиоактивности пород, выделить и классифицировать разные по масштабам проявления геохимических аномалий, зон и провинций. Анализ материалов по разным типам геологических структур позволил сформулировать принципиально новый подход к выделению геохимических провинций, учитывающий степень неоднородности (дифференцированности) геологических формаций.

Учитывая величину геохимического фона радиоактивных элементов, степень неоднородности их распространения и направленность миграции, выделяют три группы радиогеохимических провинций (слабо дифференцированные, дифференцированные и интенсивно дифференцированные), которые в свою очередь могут быть подразделены на несколько типов в зависимости от геохимической характеристики и геологических процессов, ответственных за миграцию урана и тория (табл. 5).

К слабо дифференцированным провинциям могут быть отнесены области развития геологических формаций с однообразным (близким к кларку или пониженным) содержанием урана и тория (эвгеосинклинальные зоны, области накопления карбонатных толщ с низким содержанием органического вещества и т. д.).

Дифференцированные провинции представлены во всех типах структур группой или группами геологических формаций, характеризующихся накоплением урана и тория в результате проявления какого-либо одного из ведущих процессов: а) экзогенных, с которыми связано образование глинистых и мергелистых формаций платформ с организмами-концентраторами урана и фосфоритами, углеродистых формаций складчатых областей и платформ, урано-ториевых конгломерато-песчаниковых формаций; б) эндогенных, которые привели к становлению гранитоидных формаций калиевого ряда на щитах и в складчатых областях.

К интенсивно дифференцированным относятся провинции, в которых распространены породы с наиболее высоким и неоднородным распределением урана и тория в результате наложения разного рода сингенетических и эпигенетических подготовительных и рудоформирующих процессов. Особенно широко и интенсивно процессы обогащения пород ураном и рудогенез проявились в районах тектоно-магматической активизации и многократного наложения эпох гранитизации и гранитообразования. Важным типом таких провинций являются области, где процессам эндогенной дифференциации предшествовало сингенетическое накопление урана.

Внутри дифференцированных провинций могут быть выделены геохимические аномальные зоны, возникшие в результате наложенных (эпигенетических) процессов, которые привели к образованию

ТАБЛИЦА 5

Главнейшие типы радиогеохимических провинций и зон складчатых и платформенных областей земной коры (по А. А. Смыслову, В. К. Титову, Г. М. Шору)

Типы провинций и зон	Радиогеохимическая характеристика геологических формаций		Геологические процессы, ответственные за геохимическую дифференциацию вещества земной коры
	Соотношение содержания $C_U$ урана и тория и их кларков $K$	Th/U	
Слабо дифференцированные	Ниже кларка $C_U < K_U$ $C_{Th} < K_{Th}$	2—4 или 4—6	
	Близкое к кларку $C_U \approx K_U$ $C_{Th} \approx K_{Th}$	2—4	
Дифференцированные Урановые (экзогенные)	В осадочных формациях $C_U \geq 2K_U$	1—2	Осадконакопление
Урано-ториевые (экзогенные)	В песчано-конгломератовых формациях $C_{Th} \geq 2K_{Th}$ , $C_U \geq 2K_U$	3—4	То же
Урановые (эндогенные)	В магматических и ультраметаморфических формациях $C_U \geq 2K_U$	2—4	Магматизм и ультраметаморфизм
Урано-ториевые (эндогенные)	В магматических и ультраметаморфических формациях $C_U \geq 2K_U$ , $C_{Th} \geq 2K_{Th}$	4—6	То же
Урановые (эпигенетические)	В терригенных формациях $C_U \geq 2 \div 4K_U$	1—2	Эпигенетические преобразования осадочных пород в зонах пластового окисления
Интенсивно дифференцированные Урановые и ториевые (эндогенные)	В магматических и метаморфических формациях $C_U \geq 3 \div 4K_U$ , $C_{Th} \geq 3 \div 4K_{Th}$	4—6	Магматизм, ультраметаморфизм, гидротермальный метасоматоз

Типы провинций и зон	Радиогеохимическая характеристика геологических формаций		Геологические процессы, ответственные за геохимическую дифференциацию вещества земной коры
	Соотношение содержания $C$ урана и тория и их кларков $K$	Th/U	
Урано-ториевые (экзогенно-эндогенные)	В осадочных, магматических и метаморфических формациях $C_U \geq 3 \div 4K_U$ $C_{Th} \geq 3 \div 4K_{Th}$	1—2 или 4—6	Осадконакопление, магматизм, метаморфизм
Урановые (экзогенные)	В осадочных и метаморфических формациях $C_U \geq 10K_U$	1—2	Осадконакопление, метаморфизм, эпигенетические преобразования в зоне катагенеза

широких полей с чередующимися повышенными и пониженными содержаниями урана и сопутствующих элементов. Такие геохимические поля с резко неоднородным распределением рудных элементов (и их отношений Th/U) могут быть классифицированы как зоны нарушения первично-конституционального распределения металлов. Образование таких зон можно считать, по существу, одним из следствий проявления рудного процесса, который наряду с формированием скоплений урана и тория привел к более значительному по масштабам перемещению (рассеянию и концентрации) рудогенных элементов в горных породах.

В складчатых областях зоны с нарушенным первично-конституциональным распределением тяготеют, как правило, к системам глубинных разломов, в чехле платформ — к проницаемым (пористым) отложениям артезианских бассейнов с усиленной инфильтрацией кислородсодержащих подземных вод. В отдельных районах установлено, что такие зоны представляют собой сочетание участков с преимущественным привносом металлов (зона привноса) и их выносом (зона выноса).

Заключительным этапом интерпретации радиогеохимических карт является оценка потенциальной рудоносности геохимически специализированных комплексов пород и выделение металлогенических эпох и провинций. Анализ материалов по складчатым и платформенным областям показывает, что формирование металлогенических провинций теснейшим образом связано с характером и интенсивностью дифференциации вещества геологических образований. Как правило, в слабо дифференцированных геохимических провинциях степень металлогенической специализации отдельных геологических формаций и структур весьма низкая.

И наоборот, интенсивно дифференцированные и дифференцированные провинции являются потенциально рудоносными и при наличии практических находок могут быть переведены в разряд провинций металлогенических.

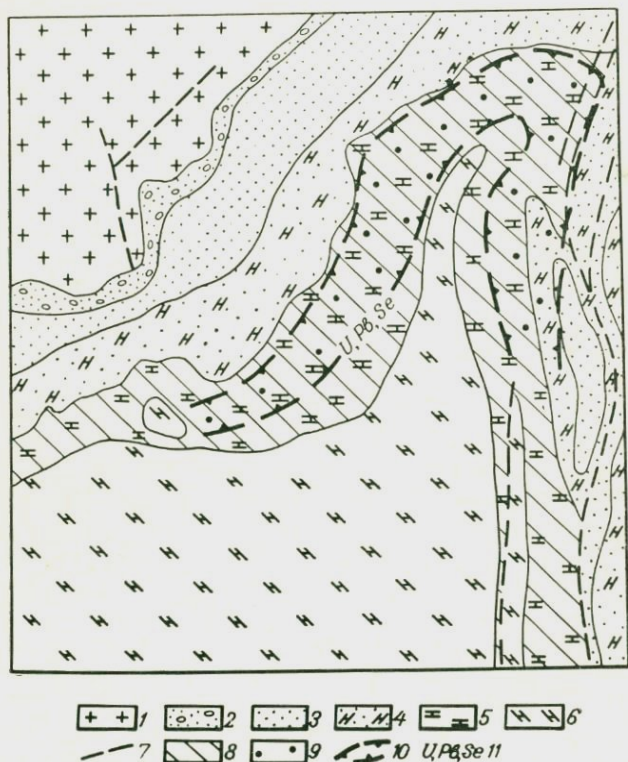


Рис. 9. Макет обзорной радиогеохимической карты чехла платформы (по А. А. Смыслову и В. К. Титову).

Ряды формаций: 1 — гранито-гнейсовый с повышенной радиоактивностью (выступ докембрийского фундамента, область сноса в период формирования продуктивной толщи), 2 — конгломерато-песчанниковый, 3 — песчано-глинистый, 4 — терригенно-карбонатный, 5 — карбонатный с повышенной битуминозностью в отложениях мелководноморских фаций, 6 — карбонатный с нормальной битуминозностью; 7 — зоны разрывных нарушений; 8 — сингенетическое обогащение ураном; 9 — локальные концентрации урана; 10 — геохимическая аномальная зона эпигенетического перераспределения элементов; 11 — главнейшие рудные элементы, участвующие в перераспределении.

При составлении и интерпретации карт, предназначенных для изучения энергетики (теплового режима) земной коры и подкоровых зон, должны быть использованы иные принципы и методы (рис. 9). С учетом данных о генерации энергии калием, ураном и торием (и продуктами распада) на радиогеологических энергетических картах показывают суммарные значения выделяемого радиогенного тепла для настоящего времени или былых геологи-

ческих эпох (с учетом скорости распада элементов). Данные приводят для отдельных геоблоков, сложенных геологическими формациями фундамента с близкой радиогеохимической характеристикой. К главнейшим элементам нагрузки радиогеологических карт относятся следующие.

1. Структурно-вещественная характеристика геоблоков фундамента, сложенного магматическими и метаморфическими комплексами с коэффициентом теплопроводности выше  $(1,3 \div 1,7)$  Вт/(м·°С).

2. Положение теплоизолирующего экрана осадочных отложений с коэффициентом теплопроводности ниже  $(1,3 \div 1,7)$  Вт/(м·°С).

3. Значения генерации тепла в подкоровых зонах (глубинный фон радиогенного тепла).

4. Значения генерации радиогенного тепла в земной коре (с подразделением на составляющие от гранитно-метаморфического и базальтового слоев).

Генерация радиогенного тепла в коровой оболочке является основным элементом нагрузки радиогеологических карт и поэтому показывается в цветовой легенде.

Следует отметить, что для расшифровки геотермического режима земной коры и подкоровых зон важное значение может иметь не столько величина генерируемого радиогенного тепла, сколько условия его сохранения или разгрузки. В связи с этим при интерпретации радиогеологических карт в первую очередь должны быть выделены области накопления радиогенного тепла (кондуктивной передачи), стационарного режима и разгрузки (конвективной передачи).



## УРАН И ТОРИЙ В МИНЕРАЛАХ

Большая часть эмпирических данных по геохимии урана и тория [49, 50, 120, 121, 450] относится к характеристике их содержания в минералах и горных породах разного состава и происхождения. Наряду с минералами и горными породами выделены и успешно изучаются геологические объекты более высоких уровней организации вещества\*: геологические формации и структурно-формационные комплексы. Они являются связующими звеньями между горными породами и земными оболочками, поэтому очевидна необходимость оценки содержания в них химических элементов для подсчета кларков в земной коре и отдельных ее слоях.

Дадим сравнительный анализ особенностей распределения и формы нахождения радиоактивных элементов в естественном ряду природных объектов земной коры:

минералы → горные породы →  
→ геологические формации →  
→ структурно-формационные комплексы  
(ряды формаций) → земные оболочки.

Геохимическая история элементов теснейшим образом связана с формированием и последующим преобразованием ми-

---

\* Идеи об уровнях организации вещества прочно вошли не только в биологию, но и в науки, изучающие неорганическую материю, в том числе и в геологию [82, 83].

нералов, представляющих первое звено в иерархии геологических объектов. Парагенезы химических элементов — минералы являются теми простейшими геологическими ячейками, где в узлах кристаллических решеток или между узлами локализованы ионы и атомы разных изотопов.

подавляющая часть атомов урана и тория земной коры находится в рассеянном (диспергированном) состоянии в породообразующих и акцессорных минералах, водах, растениях, ископаемых организмах. Основываясь на законах распределения в земной коре радиоактивных элементов, В. И. Вернадский еще в начале XX в. выдвинул идею о состоянии их всеобщего рассеяния. Последующие экспериментальные данные подтвердили наличие урана и тория в том или ином количестве во всех минеральных индивидах и позволили выделить множество форм вхождения радиоактивных элементов в минералы горных пород в зависимости от конкретных условий формирования и последующего преобразования минеральных парагенезов.

Чрезвычайная геохимическая подвижность урана и тория, являющихся чувствительными индикаторами многих геологических процессов, делает изучение закономерностей их распределения в породообразующих, акцессорных и рудных минералах важной геохимической проблемой.

В данной главе основное внимание уделено распределению радиоактивных элементов в главнейших породообразующих и акцессорных минералах горных пород, играющих решающую роль в геохимическом балансе урана и тория в земной коре. Минералого-геохимическая характеристика, состав и строение собственно урановых и ториевых минералов здесь не рассматриваются. Эти сведения подробно изложены в соответствующей литературе по месторождениям урана и тория [65, 318]. Некоторые данные о концентрации урана и тория в гипогенных урановых и ториевых минералах приведены в табл. 6.

Благодаря развитию высокочувствительных и экспрессных методов анализа и применению радиографических исследований (в особенности, треков индуцированного деления), накоплен большой фактический материал о содержании и пространственном распределении урана и тория в главнейших породообразующих и акцессорных минералах. Тем не менее закономерности распределения урана и тория (так же как и других элементов-примесей), находящихся вне узлов кристаллических решеток минералов, и пределы возможного насыщения ими изучены совершенно недостаточно. Наиболее обширная информация имеется по радиогеохимической характеристике породообразующих и акцессорных минералов интрузивных пород [16, 20, 65, 138, 146, 156, 171, 206, 207, 288, 289, 327, 328, 380, 400, 416]. Значительно меньше публикаций посвящено содержанию урана и тория в минералах, возникающих в седиментационном цикле, а также в результате

ТАБЛИЦА 6

## Классификация гипогенных и гипергенных минералов по степени концентрации урана и тория

Группы минералов	Минералы	Уровень содержания, 10 <sup>-4</sup> %		Th/U	Кларк концентрации		Радио-геохимическая характеристика
		урана	тория		урана	тория	
Собственно урановые и ториевые минералы	Гипогенные: уранинит, настуран, торинанит и др.	(56 ÷ 85) · 10 <sup>4</sup> (урановые)	(20 ÷ 40) · 10 <sup>4</sup> (ториевые)	0,01 (урановые) 40—80 (ториевые)	10 000	10 000	Минералы урановых и ториевых руд, редко акцессорные
	Гипергенные: отенит, торбернит, шреклингит и др.	(40 ÷ 60) · 10 <sup>4</sup>	—	0,01	10 000	—	
Высокорadioактивные редкие акцессории фельсических пород	Циртолит, циркон, ториевый ортит	400—2000	400—1000	1	100	10—100	Минералы — концентраторы урана в магматических породах и россыпях
	Ортит, монацит	600—2000	10 000—30 000	10	100	100	
Повышенно-radioактивные наиболее распространенные акцессории	Сфен, апатит, магнетит	10—100	30—200	2—5	5—30	2—15	Второстепенные минералы — носители урана и тория
Нормально radioактивные второстепенные породообразующие минералы	Биотит, роговая обманка	4—8	8—18	1,5—2,3	2—3	1—2	Минералы — носители урана и тория
Слаборadioактивные минералы фельсических пород	Кварц, калиевый полевой шпат, кислые плагиоклазы	1—3	2—8	1,8—4,5	0,5—1,0	0,2—0,5	Главные минералы — носители урана и тория
Низкорadioактивные минералы фемических пород	Пироксен, основные плагиоклазы	0,1—1,0	0,1—1,0	—	0,2	0,2	То же

наложенных эндогенных (региональный, контактовый и гидротермальный метаморфизм) и экзогенных (корообразование, гипергенез) процессов.

### Минералы интрузивных пород

В обобщенном виде данные о среднем содержании урана и тория в минералах разных интрузивных пород составлены по результатам исследований автора и по материалам многочисленных опубликованных работ [16, 20, 21, 62, 86, 146, 156, 166, 171, 191, 192, 206, 289, 318, 328, 333, 342, 359, 400, 409, 416]. На основе анализа этих материалов породообразующие и акцессорные минералы по степени их радиоактивности можно разделить на четыре группы.

1. Слаборadioактивные главные породообразующие преимущественно силикатные минералы (кварц, калиевые полевые шпаты, плагиоклазы, нефелин), в строении кристаллических решеток которых ведущую роль играют главные петрогенные элементы (Si, O, Al).

2. Породообразующие преимущественно меланократовые минералы с нормальной или слабо повышенной радиоактивностью (биотит, амфиболы, пироксены). В кристаллических постройках этих минералов наряду с главными петрогенными элементами принимают участие магний, железо и др.

3. Повышенно-radioактивные главные акцессорные и рудные минералы (апатит, эвдиалит, флюорит, ильменит, магнетит и др.). В узлах кристаллических решеток этих минералов ведущую роль играют элементы с относительно невысоким кларком  $n \cdot 10^{-1}\%$  (P, Ti, F и др.).

4. Высокорадиоактивные акцессорные минералы (сфен, ортит, монацит, циркон, лопарит и др.), в строении кристаллических решеток которых принимают участие элементы с кларком  $n \cdot 10^{-2} - n \cdot 10^{-3}\%$  (Zr, Ce, La, Nb, Ta и др.).

С некоторыми вариациями аналогичные группы минералов преимущественно из гранитоидов и сиенитов выделялись и другими исследователями [64, 144, 289]. Следует, однако, отметить, что граница резкого градиента содержаний микроэлементов между этими группами фиксируется лишь в гранитоидах и умеренно кислых щелочных породах (сиенитах, нефелиновых сиенитах). В габброидах и ультраосновных породах ряды возрастающей радиоактивности минералов несколько иные.

Чтобы выяснить поведение радиоактивных элементов в ходе кристаллохимической дифференциации магматических расплавов разного состава, рассмотрим содержание урана и тория в минералах четырех главнейших типов интрузивных пород: кислых и умеренно кислых (гранитоидах), щелочных (нефелиновых сиенитах), основных (габброидах), ультраосновных (перидотитах, пироксенитах).

В гранитоидах отмеченное выше различие радиогеохимических особенностей выделенных групп породообразующих и аксессуарных минералов проявлено наиболее отчетливо (рис. 10). В главных породообразующих минералах гранитоидов (кварц, калиевый полевой шпат и плагиоклаз) содержание урана (тория) примерно одного порядка и, как правило, ниже, чем в породе в целом. Более высокое содержание урана в кварце по сравнению с другими лейкократовыми минералами связано, вероятно, с большим количеством структурных дефектов, присутствием урана

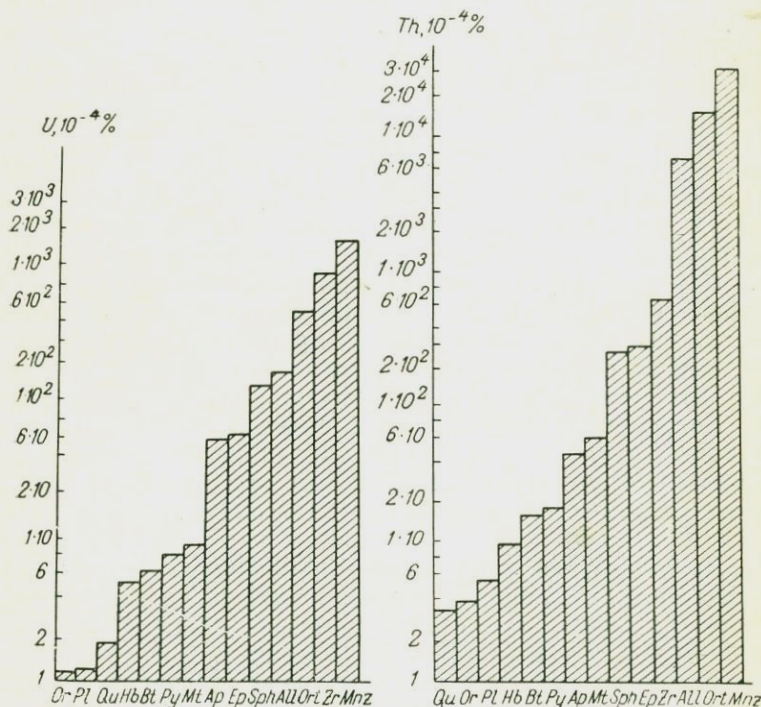


Рис. 10. Содержание урана и тория в породообразующих и аксессуарных минералах гранитоидов.

в трещинах, а также с включением его в мономинеральные фракции кварцев нескольких генераций. Как правило, в кварце второй и более высоких генераций содержание урана значительно выше [238].

Характер распределения элементов (за исключением урана в кварце) слабоасимметричный, близкий к логнормальному с четко выраженной правой асимметрией гистограмм (рис. 11). Зависимость между содержанием радиоактивных элементов в силикатных породообразующих минералах и общим содержанием урана и

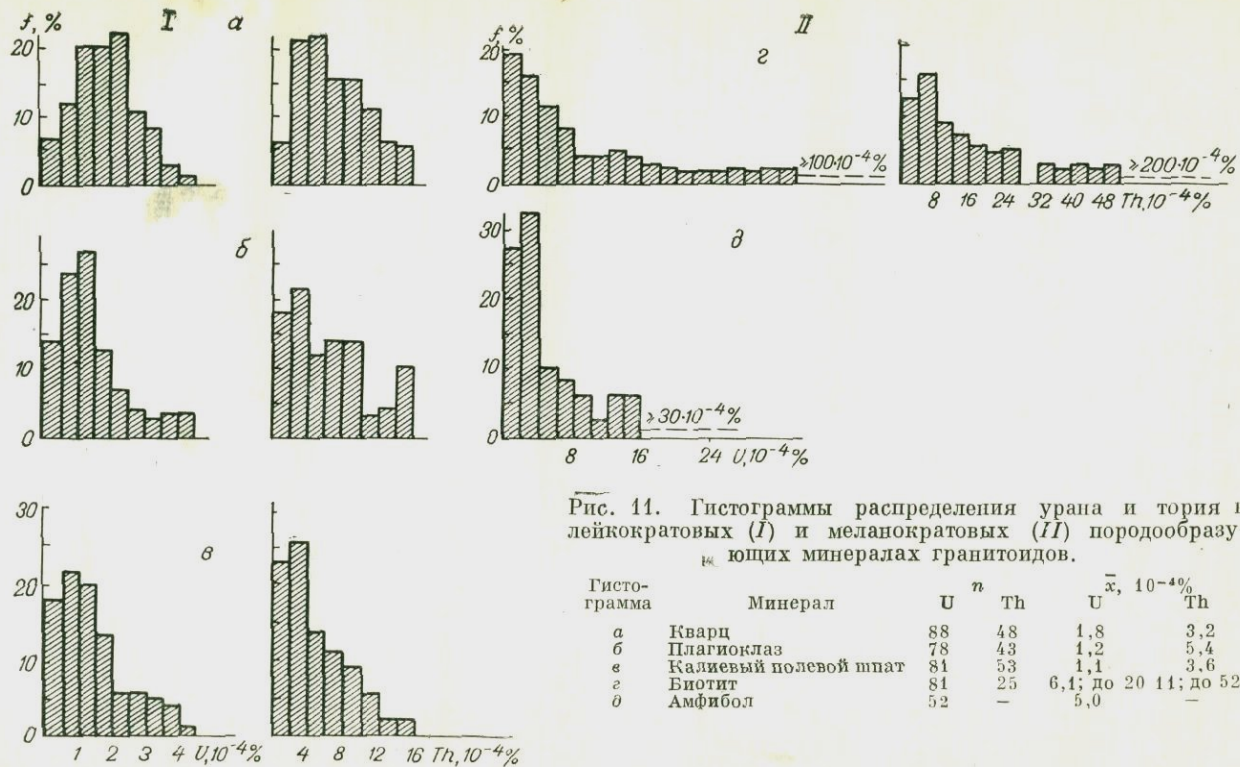


Рис. 11. Гистограммы распределения урана и тория в лейкократовых (I) и меланократовых (II) породообразующих минералах гранитоидов.

Гистограмма	Минерал	U <sup>n</sup>	Th	$\bar{x}, 10^{-4}\%$	
				U	Th
а	Кварц	88	48	1,8	3,2
б	Плагиоклаз	78	43	1,2	5,4
в	Калиевый полевой шпат	81	53	1,1	3,6
г	Биотит	81	25	6,4; до 20	11; до 52
д	Амфибол	52	—	5,0	—

тория в гранитах проявлена весьма слабо, а в ряде случаев практически отсутствует. Можно, по-видимому, говорить о некотором увеличении содержания урана в относительно слаборадиоактивных гранитоидах (до значений общего содержания в породе  $\sim 4 \cdot 10^{-4}\%$ ).

В целом содержание урана и тория в кварце, микроклине, ортоклазе и кислых плагиоклазах примерно постоянно и слабо

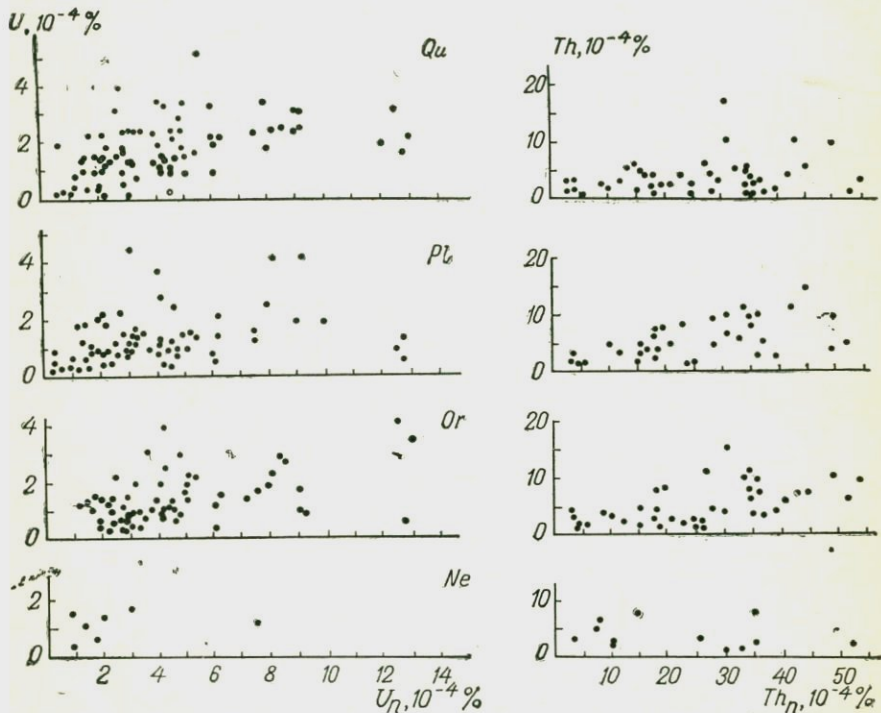


Рис. 12. Зависимость содержания урана и тория в минералах гранитоидов и нефелиновых сиенитов от общего содержания этих элементов в породах.

зависит от общего содержания элементов в породе и в магматическом расплаве. Для этих минералов существует, по-видимому, определенный предел насыщения радиоактивными элементами (без учета наложенных концентраций), который для урана составляет примерно  $(3 \div 4) \cdot 10^{-4}$  и для тория  $(10 \div 15) \cdot 10^{-4}\%$  (рис. 12). Эти значения близки к среднему содержанию урана и тория в земной коре и определяют, вероятно, возможный предел общей насыщенности сиалического слоя земной коры.

Распределение урана и тория в лейкократовых породообразующих минералах сравнительно равномерное. В них, как правило, отсутствуют микровключения высокордиоактивных акцессо-

риев, но иногда фиксируются скопления урана по трещинам и в новообразованиях измененных минералов [381].

Меланократовые минералы гранитоидов обогащены ураном (в 3—5 раз и более) и торием (в 1,5—2 раза и более) по сравнению с лейкократовыми. Во всех темноцветных минералах фиксируется сравнительно низкое и примерно одинаковое торий-урановое отношение (1,8—2,3), что свидетельствует о более легком «вхождении» урана в эти минералы. В биотите, роговой обманке и пироксенах часто наблюдаются резко аномальные содержания урана и тория, что подтверждается правой асимметрией гистограмм.

Содержание урана и тория и степень неоднородности их распределения в биотите и, по-видимому, в других породообразующих меланократовых минералах существенно зависят от уровня общей радиоактивности гранитов. Так, в плагиогранитах диорит-гранодиоритовой формации с низкой радиоактивностью уран и торий распределены сравнительно равномерно при относительно невысоком их содержании (табл. 7).

ТАБЛИЦА 7

Содержание урана и тория в биотите и роговой обманке гранитоидов с разными уровнями радиоактивности

Порода	Формации	Общий уровень радиоактивности горных пород, $10^{-4}$ %		Биотит			Роговая обманка		
		U	Th	U, $10^{-4}$ %	Th, $10^{-4}$ %	Th/U	U, $10^{-4}$ %	Th, $10^{-4}$ %	Th/U
Гранодиориты, плагиограниты	Диорит-гранодиоритовая	2—3	10—15	3,5	4,0	1,1	1,7	3,4	2,0
Биотитовые микроклиновые гранодиориты и граниты	Гранит-гранодиоритовая	3—5	15—20	17,8	26,6	1,5	6,0	20,8	3,5
Лейкократовые граниты	Гранитовая	5—10	20—30	59	167	2,9	—	—	—

В биотитах, входящих в состав более радиоактивных микроклиновых гранитов гранитовой формации (боровской комплекс Северного Казахстана), наряду с повышенным содержанием урана и тория фиксируется и более неравномерное распределение элементов. По расположению и плотности треков осколков индуцированного деления урана-235 в биотите наблюдаются его скопления по трещинам, в краевых частях зерен и т. д. Для самых радиоактивных лейкократовых аляскитовых гранитов характерно максимальное и наиболее контрастное распределение урана.

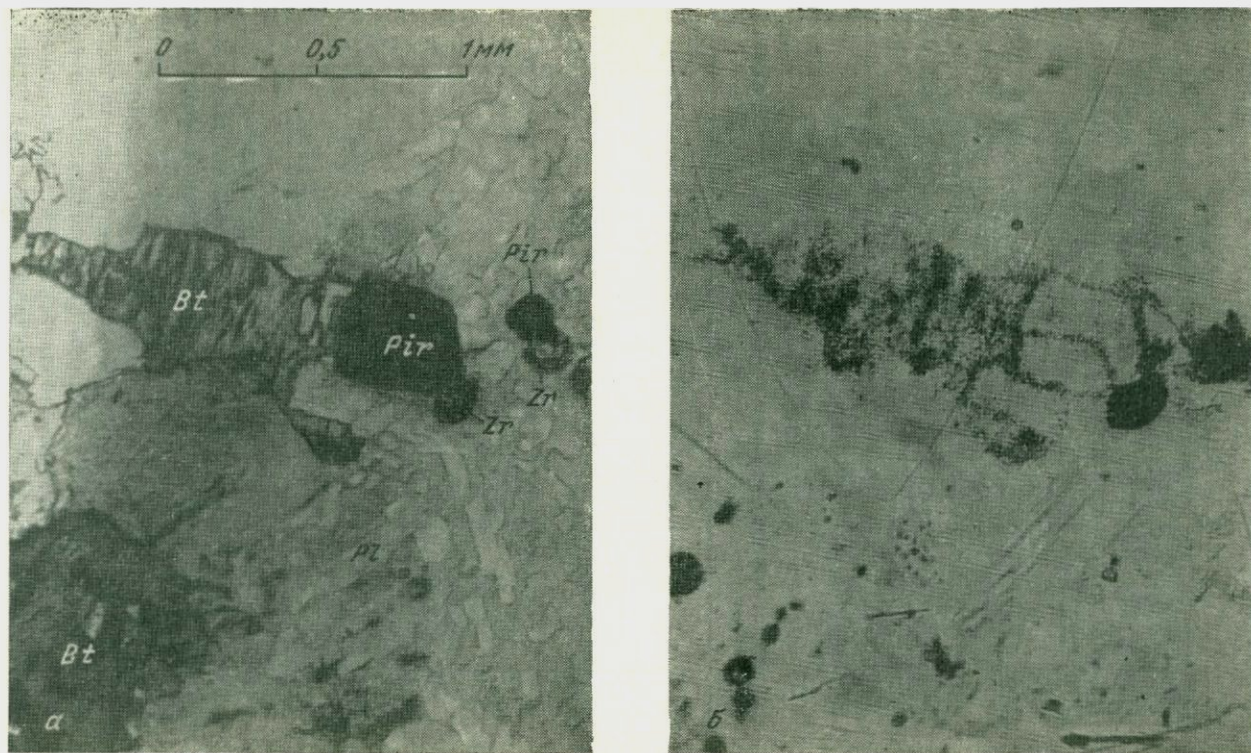


Рис. 13. Распределение урана в биотите, пирите и цирколите лейкократовых гранитов Легаевского массива (по И. Б. Савиновой).

*a* — шлиф; *б* — треки.  
Ув. 100, николи ||.

Наряду с концентрацией урана по трещинам и плоскостям спайности в биотитах отмечаются субмикроскопические выделения высокорadioактивных акцессорных минералов, в частности ортита, цирколита, ураноторита (рис. 13).

Аналогичные зависимости содержания и форм нахождения урана и тория от общей радиоактивности гранитоидов присущи, по-видимому, и другим темноцветным порообразующим минералам. Постепенное увеличение торий-уранового отношения в биотите и роговой обманке по мере повышения общей радиоактивности пород обусловлено возрастанием относительной роли субмикроскопических выделений ториеносных акцессорных минералов, таких как ортит.

Повышенный фон урана в биотите и других темноцветных минералах многие авторы [146, 156, 327] объясняют сорбцией и эндокриптным захватом элемента:  $U^{4+} \rightarrow Ca^{2+}$  (или  $Fe^{2+}$ , или  $Mg^{2+}$ ) — при одновременной замене гидроксильной группы или иона  $F^-$  на  $O^{2-}$ . Сравнительно низкое содержание тория в биотите, роговой обманке и пироксене говорит в пользу большей вероятности сорбции урана темноцветными минералами.

В порообразующих минералах существенная часть урана и тория находится в виде относительно равномерного, в той или иной степени диспергированного (атомарного или молекулярного) рассеяния. В целом же форма нахождения урана и тория в минералах гранитоидов во многом остается неясной.

Микрорадиографические исследования, в особенности с помощью треков индуцированного деления, свидетельствуют о равномерном распределении части следов  $\alpha$ -частиц и треков осколков деления как в лейкократовых, так и в темноцветных порообразующих минералах. Исключение составляют участки вторичного перераспределения урана по трещинам и включения акцессориев (главным образом в темноцветных минералах). Эти данные подтверждают предположение В. И. Вернадского о преимущественно равномерном рассеянии урана, хотя форма его нахождения в минералах остается неясной.

Некоторые авторы [144, 182, 327] допускают изоморфное замещение ураном и торием кальция (в частности, в плагиоклазе, биотите) при одновременном вхождении редких земель в решетку минералов (двойной изоморфизм) или повышенной активности элементов-примесей в расплаве (компенсационный изоморфизм, по В. В. Щербине). По мнению других исследователей [155], более правильным представляется механический захват урана и тория в ходе кристаллизации порообразующих минералов, что подтверждается сравнительно легкой извлекаемостью элементов из этих минералов без разрушения их кристаллических решеток.

Акцессорные минералы гранитоидов вне зависимости от их состава и структуры содержат значительно больше урана и тория по сравнению с порообразующими компонентами горных пород.

Среди аксессуарных минералов по степени насыщения ураном и торием можно выделить две группы.

1. Минералы с относительно невысокой радиоактивностью (коэффициент концентрации урана и тория обычно не превышает 5—10), для которых характерно нормальное (2—6) или пониженное ( $< 1 \div 2$ ) торий-урановое отношение. К таким минералам относятся наиболее часто встречающиеся аксессуарии: ильменит, магнетит, эпидот, флюорит, апатит.

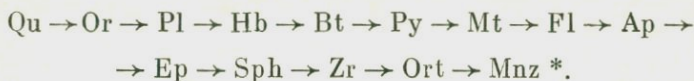
2. Минералы с резко повышенной радиоактивностью (коэффициент концентрации урана и тория достигает 50—100 и более). Большинство из этих минералов относится к сравнительно редким аксессуариям. Среди них выделяются минералы с низким ( $< 1 \div 2$ ) торий-урановым отношением (циркон, циртолит, сфен, иттриевый ортит) и преимущественно ториеносные аксессуарии с отношением тория к урану 15—20 (ортит, монацит, торианит).

Форма нахождения урана и тория в аксессуарных минералах со слабо повышенной радиоактивностью неясна. Возможно, в некоторых из них (апатит, флюорит) имеет место изоморфное замещение ураном и торием кальция, хотя в других минералах (магнетит, гематит) с таким же уровнем радиоактивности подобное замещение, по-видимому, исключается и наиболее простым объяснением может быть предположение о механическом захвате атомов.

В высокорadioактивных аксессуарных минералах (ортит, монацит и др.) уран и торий присутствуют главным образом в виде изоморфной примеси, замещая элементы с близким ионным радиусом (редкоземельные, иттрий, цирконий и др.). При этом уран занимает место преимущественно циркония (циркон, циртолит) и иттрия (сфен, иттриевый ортит), а торий — церия  $Ce^{4+}$  (цериевый ортит, монацит).

Различие в свойствах ионов  $U^{4+}$  и  $Th^{4+}$  приводит к существенному разделению урана и тория в аксессуарных минералах, что, по-видимому, и определяет присутствие в складчатых областях высокорadioактивных гранитоидов с резко разным торий-урановым отношением: существенно ураноносных ( $Th/U \leq 2$ ) и ториеносных ( $Th/U \geq 5 \div 10$ ). В наиболее радиоактивных гранитоидах [ $U \geq (5 \div 10) \cdot 10^{-4}$  и  $Th \geq (40 \div 50) \cdot 10^{-4} \%$ ] с низким содержанием редких земель и циркония устанавливаются существенно ториевые минералы (торианит, торит), а также субмикроскопические урановые и урано-ториевые выделения неизвестного состава, скопления урана (иногда тория) по трещинам и в виде каемок, обрамляющих биотит и другие темноцветные минералы (см. рис. 13). Подобные формы нахождения элементов следует отнести к избыточным, не связанным с главными компонентами пород и аксессуариями. Наличие в гранитоидах свободного урана и тория является очень важным признаком при оценке металлогенической роли геохимически специализированных интрузий.

Таким образом, по абсолютному содержанию урана и тория в гранитоидах (см. рис. 10) можно выделить следующий минеральный ряд возрастающей радиоактивности:



В зависимости от конкретных особенностей проявления кристаллохимической дифференциации магматических расплавов, от минералогического и химического состава гранитоидов уран и торий могут находиться преимущественно в одном или нескольких минералах. Поминеральные балансы урана и тория, которые приводятся в многочисленных работах [144, 146, 191, 288—290, 416], показывают весьма разные соотношения радиоактивных элементов, присутствующих в тех или иных минеральных фракциях. Многие авторы отводят первую роль породообразующим минералам гранитоидов [289, 380, 381, 409, 416] как главным минералам — носителям урана и тория. Другие исследователи [8, 166] считают, что радиоактивные элементы сосредоточены главным образом в аксессуарных минералах гранитов.

Приведенные данные о распределении радиоактивных элементов в минералах разного состава и строения позволяют высказать предположение, что наряду с конкретными геохимическими и геологическими особенностями проявления магматизма и условиями кристаллизации расплава [197, 206] важным фактором, определяющим минеральные балансы урана и тория, является абсолютное содержание этих элементов в гранитоидах. Можно выделить четыре основных типа распределения урана и тория в гранитоидах в зависимости от их радиоактивности.

1. Гранитоиды (кварцевые диориты, плагиограниты габбро-плагиогранитовой и диорит-гранодиоритовой формаций) с низкой радиоактивностью,  $U \leq (2 \div 3) \cdot 10^{-4}$ ,  $Th \leq (10 \div 15) \cdot 10^{-4}\%$ . Подавляющая часть урана и тория приурочена к породообразующим минералам.

2. Граниты гранодиорит-гранитовой формации с нормальной радиоактивностью,  $U \approx (3 \div 4) \cdot 10^{-4}$ ,  $Th \approx (15 \div 20) \cdot 10^{-4}\%$ . В породообразующих и аксессуарных минералах находятся примерно равные количества радиоактивных элементов.

3. Граниты гранитовой формации со слабо повышенной радиоактивностью,  $U \geq (4 \div 6) \cdot 10^{-4}$ ,  $Th \geq (20 \div 30) \cdot 10^{-4}\%$ . Большая часть урана сконцентрирована в аксессуарных минералах.

* All — алланит	Fl — флюорит	Ort — ортит
Amf — амфибол	Hb — горнблендит	Pir — шпирит
Ap — апатит	Lop — лопарит	Pl — плагиоклаз
Arf — арфведсонит	Mnz — монацит	Py — пироксен
Bt — биотит	Mt — магнетит	Qu — кварц
Eg — эгирин	Ne — нефелин	Sph(ti) — сфен (титанит)
Ep — эпидот	Ol — оливин	Zr — циркон
Evd — эвдиалит	Or — ортоклаз	

4. Граниты формации лейкократовых аляскитовых гранитов с высокой радиоактивностью,  $U \geq (5 \div 6) \cdot 10^{-4}$ ,  $Th \geq (30 \div 40) \cdot 10^{-4}\%$ . Существенная часть (30–50%) урана и тория находится в породе в свободном избыточном состоянии.

В нефелиновых сиенитах общие особенности распределения урана и тория по минералам во многом сходны с вышеописанными в гранитах. По данным многих авторов [66, 91, 171, 191, 206], в нефелиновых сиенитах отмечаются минимальные содержания

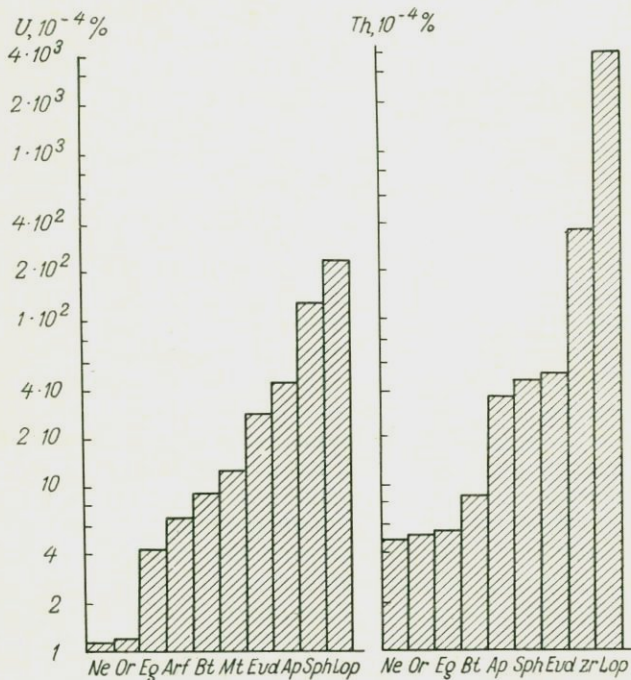


Рис. 14. Содержание урана и тория в порообразующих и акцессорных минералах нефелиновых сиенитов.

урана и тория в лейкократовых порообразующих минералах (нефелин, ортоклаз) при торий-урановом отношении 3–3,5, слабо повышенные — в темноцветных минералах (биотит, арфведсонит, эгирин) при пониженном торий-урановом отношении (0,9–1,3) и максимальные — в акцессориях (рис. 14). Среди акцессорных минералов по уровню радиоактивности выделяют два типа: со слабо повышенным содержанием урана и тория (магнетит, титанит, эвдиалит, апатит) и высокордиоактивные (циркон, лопарит, перовскит и др.).

Поминеральный баланс урана и тория в нефелиновых сиенитах достаточно разнообразен. В одних случаях, преимущественно в слабордиоактивных миаскитовых сиенитах или переходных

к аптаитовым разностям (Вишневогорский, Хибинский, Ловозерский, I интрузивная фаза, массивы), более 50% урана и тория приурочено к салическим и фемическим породообразующим минералам [206]. В аптаитовых нефелиновых сиенитах (Ловозерский массив, II и III фазы) большая часть урана и тория обычно находится в аксессуарных минералах и микровключениях аксессуариев в породообразующих компонентах. Среди аксессуарных главными носителями урана и тория являются редкоземельные (ринколит, лопарит, перовскит) и циркониевые (эвдиалит, циркон) минералы.

Для редкоземельных минералов нефелиновых сиенитов (лопарит) характерно высокое торий-урановое отношение ( $> 15$ ), а для циркониевых (эвдиалит и циркон) — низкое ( $< 1$ ). Близость ионных радиусов элементов позволяет предполагать изоморфизм урана с цирконием в одних минералах и тория с редкоземельными элементами (церием) — в других. Об этом свидетельствуют равномерное распределение урана и тория и отсутствие какой-либо зональности в треках [206]. В некоторых типах нефелиновых сиенитов (фойяиты) значительная часть тория и, по-видимому, урана вообще не обнаруживается при химическом анализе породообразующих и аксессуарных минералов [206, 381].

По результатам микрорадиографических исследований в породообразующих минералах нефелиновых сиенитов Кольского полуострова [206] и других регионов [380, 381] фиксируется три типа распределения урана и тория: равномерное по площади минерала; приуроченное к трещинам спайности, границам зерен минералов; сконцентрированное в микровключениях чуждых (аксессуарных) минералов.

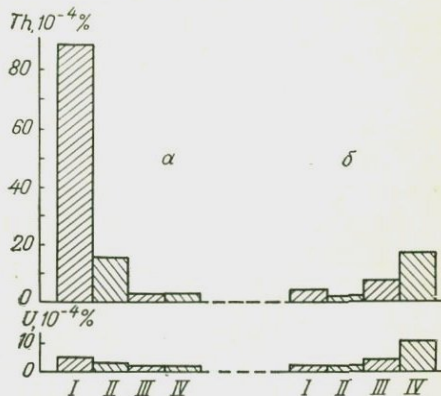
Соотношения этих форм достаточно разнообразны. Равномерно-рассеянные количества урана и тория, особенно в породах с повышенным содержанием этих элементов, составляют обычно не более 25%. Наибольшая густота треков по трещинам и во включениях фиксируется на участках проявления постмагматических процессов. Эти процессы оказывают существенное влияние на перераспределение урана и тория, что приводит к концентрации элементов во вторичных эпимагматических минералах: игольчатом эгирине, содалитах, цеолитах и др. Значительная часть урана и тория [171, 206] находится в легко извлекаемой форме, что связано, вероятно, с наличием микровключений и скоплением элементов по трещинам.

В аксессуарных минералах доля извлечения урана и тория слабыми реагентами (раствор соды, оксалат аммония и др.) колеблется в значительных пределах (0—90%). При этом максимальные величины отмечаются в метамиктных минералах или аксессуариях, подверженных вторичным постмагматическим изменениям. Эти данные свидетельствуют, по-видимому, о том, что легкоподвижные соединения урана и тория не входят в кристаллические решетки породообразующих и аксессуарных минералов.

Вопрос о форме нахождения той части урана и тория, которая равномерно рассеяна в породообразующих минералах (нефелин, биотит и др.), остается неясным. А. И. Поляков [206] допускает возможность изоморфного вхождения тория в кристаллические решетки минералов в период собственно магматической стадии минералообразования. Значительная часть урана и тория, принесенная в минералы после их кристаллизации, в результате наложенных процессов образует микровключения и эпигенетические неизоморфные скопления по трещинам.

А. И. Поляков выделяет два типа поведения урана и тория при кристаллизации в фойюитах и лувритах (рис. 15).

Рис. 15. Порядок кристаллизации минералов и распределение урана и тория в минералах луврита (а) и фойюита (б) Ловозерского массива (по А. И. Полякову).



Обозначение	Стадия	Луврит	Фойюит
I	Ранняя магматическая	Нефелин, микроклин, лопарит, эгирин	Нефелин, микроклин
II	Поздняя магматическая	Арфведсонит, эвдиалит	Эгирин, эвдиалит
III	Ранняя постмагматическая	Содалит, альбит	Эгирин, содалит, альбит
IV	Поздняя постмагматическая	Цеолиты	Цеолиты, вторичные силикаты циркония и тория

1. Основная часть урана и тория осаждается в минералах в постмагматическую стадию (фойюиты).

2. Подавляющая часть урана и тория концентрируется в аксессуарных минералах, кристаллизующихся на самых ранних стадиях магматического процесса.

Второй тип распределения представляется несколько сомнительным, так как механизм локальной концентрации подавляющей части урана и тория из гомогенного расплава остается неясным.

Для нефелиновых сиенитов (преимущественно агнаитовых) можно выделить следующий ряд магматических минералов, упорядоченных по содержанию урана и тория:

Ne → Or → Eg → Arf → Bt → Sph → Evd → Ap → Zr → Lop.

В габброидах минералы имеют существенно отличные уровни содержания урана и тория по сравнению с вышеописанными породами. В немногочисленных опубликованных работах [380, 416] приводятся данные о содержании урана в двух радиогеохимических типах габброидов. В первом типе содержание урана  $(0,1 \div 0,3) \cdot 10^{-4}$ , во втором  $(0,5 \div 1,0) \cdot 10^{-4}$ %, т. е. и в том, и в другом случае радиоактивность породообразующих и акцессорных минералов габброидов на один-два порядка ниже, чем в аналогичных минералах гранитоидов и нефелиновых сиенитов (рис. 16). Минералы габброидов недосыщены ураном и торием из-за низкого первичного содержания этих элементов в расплаве. В интрузивных породах основного состава существенной разницы в содержании урана (тория) в плагиоклазе, пироксене и амфиболе практически не наблюдается, что не согласуется с отмеченным ранее многими исследователями закономерным повышением радиоактивности фемических минералов по сравнению с салическими.

Несколько увеличивается содержание урана в биотите, который в целом нехарактерен для данной группы пород. И наоборот, магнетит и титаномагнетит, которые по степени их распространенности в габброидах могут быть отнесены к числу породообразующих минералов, по радиоактивности часто не отличаются от плагиоклаза и пироксена. В габброидах подавляющая часть урана (около 90%) сравнительно равномерно рассеяна в главнейших породообразующих минералах (плагиоклаз и пироксен). Акцессорные минералы этих пород (апатит и циркон) содержат невысокие количества урана и концентрируют не более 10% этого элемента, находящегося в породе.

Для габброидов в целом не только уровень насыщенности минералов ураном и торием, но и минеральный ряд возрастающей радиоактивности



существенно отличается от рядов, установленных для гранитоидов и нефелиновых сиенитов.

В ультраосновных породах содержание урана и тория в минералах изучено наиболее слабо, что объясняется прежде всего трудностями определения низких содержаний радиоактивных элементов, свойственных этим образованиям. В некоторых породообразующих минералах ультраосновных пород содержание урана находится на грани чувствительности его определения (табл. 8).

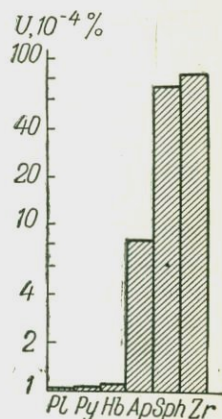


Рис. 16. Содержание урана в породообразующих и акцессорных минералах габброидов.

ТАБЛИЦА 8

Содержание урана в минералах ультраосновных пород  
(по И. Г. Берзиной, В. В. Чердынцеву и др.)

Минерал	Порода	U, 10 <sup>-4</sup> %	Th, 10 <sup>-4</sup> %
Хромит	Пироксенит	0,016	0,035
Оливин	Перидотит	0,030	—
»	Эклогит	0,043	—
Энстатит	Перидотит	0,030	—
Диопсид	»	0,069	—
»	Эклогит	0,062	—
Шпинель	Перидотит	0,070	—
Гранат	»	0,130	—
»	Эклогит	0,120	—

В минералах ультраосновных пород [20, 21] наблюдается две формы нахождения урана.

1. Равномерно-рассеянный фоновый уран в породообразующих минералах в количестве сотые доли грамма на тонну. Здесь можно выделить следующий ряд возрастающей радиоактивности минералов:

оливин → энстатит → диопсид → шпинель → гранат.

2. Скопления урана, приуроченные к трещинам, границам зерен, продуктам поздних аутометасоматических и гидротермальных процессов. Количество наложенного урана в минералах зависит от интенсивности проявления постмагматических процессов.

Как видно из вышеизложенного, в процессе кристаллохимической дифференциации в глубинных зонах земной коры существовали благоприятные условия для интенсивной миграции рассеянных элементов в расплаве, которая приводила к деконцентрации урана и тория в одних минералах (по отношению к расплаву) и к концентрации в других, преимущественно в акцессориях. Это обусловило резко контрастное распределение урана и тория в породах, при котором содержание элементов в минералах с крайними значениями радиоактивности отличается в 1000 раз и больше.

Содержание урана и тория в одних и тех же минералах интрузивных пород разного состава неодинаково и зависит от целого ряда факторов: особенностей кристаллохимической дифференциации, содержания урана и тория в расплаве, наличия редкоземельных элементов и т. д. Существенно различаются и ряды минералов, упорядоченные по степени их радиоактивности.

Вместе с тем для всех типов интрузивных пород существуют и некоторые общие закономерности распределения урана и тория по минералам. Так, в гранитоидах, сиенитах, габбро, перидотитах

и других глубинных магматических образованиях минимальные количества радиоактивных элементов устанавливаются в наиболее распространенных для данного типа пород породообразующих

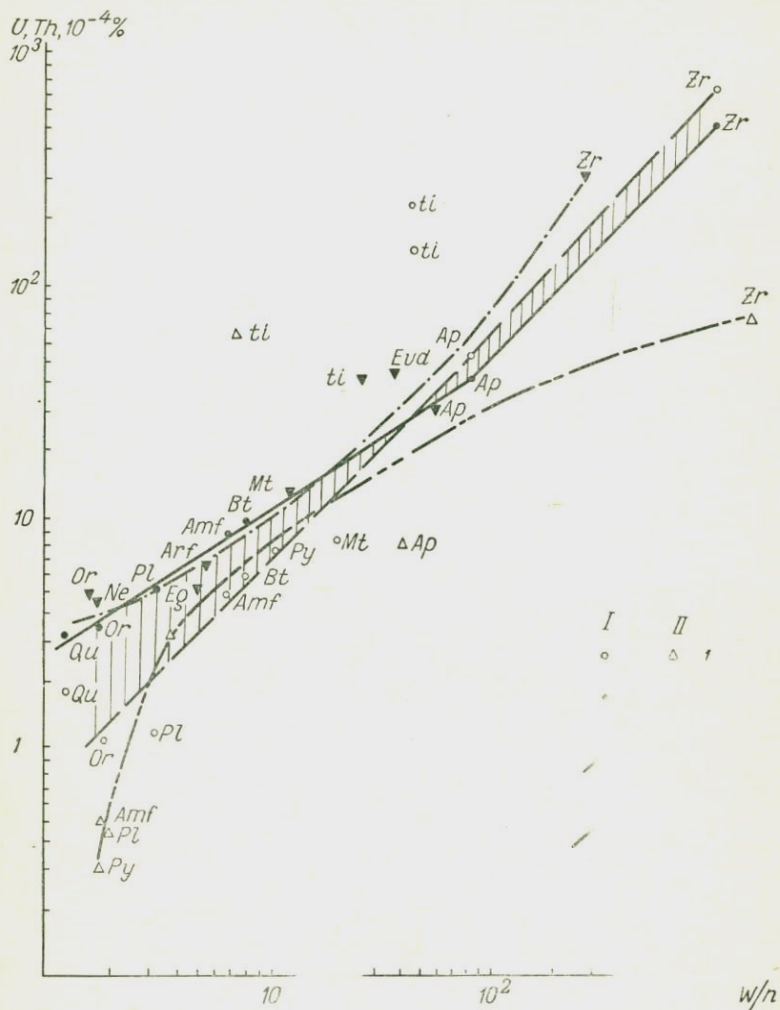


Рис. 17. Корреляционная зависимость между содержанием урана и тория в минералах и значением удельной минералообразующей работы  $W/n$  (составили Е. В. Плющев и А. А. Смыслов).

Минералы: I — гранитоидов, II — габброидов.  
Содержание: 1 — урана, 2 — тория; линии соотношений  $W/n$  и содержания элементов: 3 — урана, 4 — тория.

минералах, а максимальные — в самых редких акцессорных. Таким образом, чем больше распространенность минерала в интрузивной породе, тем меньше в нем содержание урана и тория.

Эта наиболее характерная радиогеохимическая особенность минералов проявляется вне зависимости от состава пород и первичного содержания элементов в расплаве. Ее трудно объяснить с позиций изоморфизма; по-видимому, это легче сделать, исходя из представлений о деконцентрации и концентрации атомов разных, и прежде всего петрогенных, элементов в процессе минералообразования [200] и механическом захвате при этом элементов-примесей.

Магматогенное минералообразование может быть представлено как процесс создания центров кристаллизации, где благодаря концентрации одних элементов и деконцентрации других из гомогенных расплавов формируются в основном «очищенные» от посторонних примесей кристаллические постройки минералов. Чем больше в расплаве породообразующих элементов, слагающих тот или иной минерал, тем меньше энергетических затрат и времени требуется на его формирование. Наилучшую сходимость с рядами породообразующих и акцессорных минералов, упорядоченных по содержанию радиоактивных элементов, имеют ряды, построенные по относительной величине удельной минералообразующей работы [200] (рис. 17).

Некоторые исследователи считают, что уран и торий концентрируются в ранних по времени образования фемических и акцессорных минералах. Но это не согласуется с хорошо установленным фактом обогащения ураном и торием поздних дифференциатов магматических комплексов (остаточных расплавов). Анализ показывает, что обогащение минералов радиоактивными элементами зависит не от времени их выделения, а от продолжительности формирования. В геохимическом смысле длительность кристаллохимической дифференциации магматических расплавов приводит не к выравниванию концентраций урана и тория, а к резко контрастному дифференцированному распределению элементов. Характер распределения радиоактивных элементов между минералами интрузивных пород свидетельствует о том, что наряду с изоморфизмом не меньшую роль в геохимическом балансе урана и тория играет механический захват чуждых элементов, тем больший, чем длительнее формируется минерал.

### **Минералы и основная масса вулканогенных пород**

В интрузивных породах, кристаллизация которых происходит в глубинных условиях сравнительно медленно, существуют благоприятные предпосылки для интенсивной миграции элементов в ходе кристаллохимической дифференциации и формирования резко дифференцированного распределения урана и тория по минералам. Вулканогенные породы (в первую очередь эффузивные) формировались из гетерогенных неравновесных систем, в которых кристаллизация могла остановиться в любой момент. Можно

выделить несколько этапов кристаллизации вулканитов: глубинная (интрателлурическая) — выделение вкрапленников; поверхностная — формирование микрофельзитовых, сферолитовых или иных структур и перекристаллизация (девитрификация) стекол.

В отличие от глубинных условий, в приповерхностной обстановке при резко ограниченном времени застывания пород возможности длительной миграции урана и тория и, следовательно, концентрация их атомов в одних минералах и деконцентрация в других резко ограничены. Последнее наиболее характерно для процессов формирования вулканических стекол, которые, по мнению ряда исследователей, представляют собой переохлажденные расплавы. Поэтому в них создаются благоприятные условия для «захоронения» (сохранения) воды, углекислого газа, галоидов и других летучих компонентов, в том числе многих редких и рассеянных элементов, в частности урана и тория [333]. Своеобразие условий кристаллизации магматических расплавов в приповерхностной обстановке является причиной принципиально иного поведения и распределения урана и тория в вулканогенных породах по сравнению с интрузивными.

Образующиеся в результате процессов глубинной кристаллизации вкрапленники плагиоклаза, полевого шпата и кварца (табл. 9, рис. 18, 19) содержат незначительные количества урана и тория, обычно на порядок (возможно, на два порядка) ниже общего содержания элементов в породе [20]. Доля урана, приходящаяся на вкрапленники кварца и полевых шпатов, обычно не превышает 5—10%.

В отличие от полнокристаллических интрузивных пород, содержание урана и тория в биотите несколько меньше, чем общее содержание элементов в породе и основной массе. На долю акцессорных минералов (апатит, сфен, циркон) в вулканогенных породах приходится незначительная часть от общего количества элементов (первые проценты) при относительно высоком абсолютном содержании. Некоторые авторы [333] связывают сравнительно низкий уровень радиоактивности акцессорных минералов с повышенным содержанием в расплаве галогенов (F и Cl), которые, по их мнению, препятствуют вхождению металла в кристаллические структуры акцессорных минералов. Не исключено также, что решающую роль в таком балансе элементов играет прежде всего низкое содержание акцессориев в вулканических породах. Это объясняется большой скоростью застывания расплавов, при которой ограничены геохимическая дифференциация и концентрация малых элементов (Ti, P, Zr, Ta, Nb, U, Th), необходимых для формирования акцессорных минералов.

Минералого-геохимическое изучение вулканогенных пород кислого, среднего и основного состава на территории Казахстана, Забайкалья [333] и других регионов показывает, что подавляющая часть урана и тория ( $> 60 \div 70\%$ ) сосредоточена в основной массе вулканитов. В одних случаях уран и, по-видимому,

ТАБЛИЦА 9

Содержание и распределение урана и тория в минералах и основной массе вулканогенных пород  
(по Л. Н. Шатковой, И. Б. Савиновой, А. А. Смыслову)

Компоненты	Забайкалье						Казахстан				
	Трахиллипарит (U = 3,2 · 10 <sup>-4</sup> %)		Липарит с микрофелъзитовой основной массой (U = 7,1 · 10 <sup>-4</sup> %)		Липарит с гнаблиновой основной массой (U = 12,0 · 10 <sup>-4</sup> %)		Миндалекаменный андезитобазальт (U = 1,1 · 10 <sup>-4</sup> %, Th = 5,0 · 10 <sup>-4</sup> %)		Кварцевый порфир (U = 4,4 · 10 <sup>-4</sup> %, Th = 38,5 · 10 <sup>-4</sup> %)		Фельзит-порфир (U = 5,2 · 10 <sup>-4</sup> %, Th = 41,8 · 10 <sup>-4</sup> %)
	Содержание основной массы и минерала в породе, %	Уран	Содержание основной массы и минерала в породе, %	Уран	Содержание основной массы и минерала в породе, %	Уран	Уран	Торий	Уран	Торий	
Вкрапленники:											
санидин	13,8	$\frac{1,0}{4,3}$	30,0	$\frac{1,7}{7,2}$	20,0	$\frac{1,2}{2,0}$	—	—	—	—	
плагноклаз	—	—	—	—	—	—	$\frac{0,3}{5,0}$	—	—	—	
кварц	—	—	7,0	$\frac{3,1}{3,1}$	10,0	$\frac{2,5}{2,1}$	—	—	1,6	1,6	
биотит	5,2	$\frac{1,6}{2,6}$	0,5	$\frac{6,8}{0,4}$	0,5	$\frac{10,0}{0,4}$	—	—	—	—	
Основная масса	80,2	$\frac{3,3}{82,7}$	62,0	$\frac{7,6}{66,3}$	69,4	$\frac{15,5}{89,7}$	$\frac{1,2}{90,0}$	5,0	4,3	3,0	
Аксессуары:											
магнетит + титано-магнетит	0,3	$\frac{47,0}{4,4}$	0,5	$\frac{40,0}{3,0}$	0,1	$\frac{40,3}{0,3}$	—	—	—	—	
гематит, ильменит	0,5	$\frac{38,0}{5,9}$	—	—	—	—	—	—	—	—	
циркон, флюорит, апатит	0,1	$\frac{270,0}{0,8}$	—	—	—	—	—	—	—	—	

Примечание. В числителе — содержание урана (тория) в основной массе или минерале, 10<sup>-4</sup>%; в знаменателе — количество урана, приходящееся на основную массу или минерал, %.

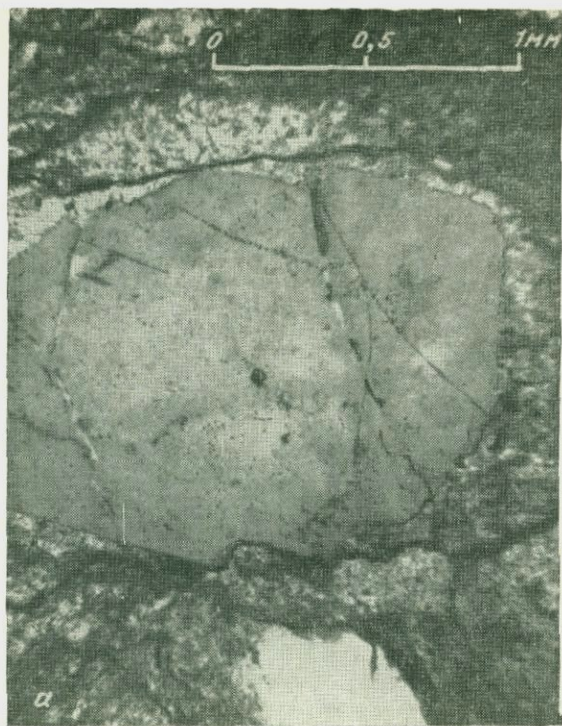


Рис. 18. Распределение урана в вулканогенных породах кислого состава (кварцевый порфир) (по И. Б. Савиновой).

*a* — шлиф; *b* — треки.  
Ув. 200, николи +.



Рис. 19. Распределение урана в вулканогенных породах основного состава (андезит-базальт) (по И. Б. Савиновой).

*a* — шлиф; *б* — треки.  
Ув. 200, николи +.

торий распределены равномерно в стекловатой основной массе, что связано с быстрым механическим захватом атомов элементов. В других случаях в микрофельзитовой и микрокристаллической основной массе наблюдаются центры концентрации урана, что существенно уменьшает содержание и равномерность распределения урана в породе [333].

В пределах отдельных вулкано-тектонических структур, где развиты породы, обогащенные ураном, торием и другими литофильными, а также летучими (F, Cl) элементами, намечается зависимость между содержанием урана и степенью кристалличности пород. При этом в микрофельзитовых разностях липаритов по сравнению с гялиновыми фиксируется существенное уменьшение содержания урана, фтора, хлора и резкое увеличение торий-уранового отношения (до 5—10 и выше). Треки индуцированного деления урана в вулканитах с разной основной массой и радиоактивность пород указывают на то, что при фельзитизации стекол (наряду с некоторым стяжением урана в центрах кристаллизации) значительная часть урана уходит вместе с летучей фазой при сохранении содержания тория. Поэтому высокое торий-урановое отношение в породах отдельных вулканических центров может свидетельствовать о частичном выносе урана в условиях приповерхностной кристаллизации и вовлечении его в гидротермальную постмагматическую миграцию.

Так же как и в интрузивных породах, в вулканитах по трекам индуцированного деления фиксируется приуроченность некоторой части урана к трещинам, выполненным лимонитом, карбонатом, иногда гематитом и другими минералами. Эта форма нахождения урана связана, вероятно, с наложенными гидротермально-метасоматическими или гипергенными процессами.

Таким образом, принципиально иные условия кристаллизации вулканогенных пород приводят к значительно более равномерному распределению подавляющей части урана и тория. В отличие от интрузивных образований, в вулканитах, особенно в обсидианах, перлитах и других гялиновых разностях, процессы геохимической миграции (концентрация и децентрация) урана и тория в ходе кристаллохимической дифференциации расплавов проявляются значительно слабее. Лучшая сохранность радиоактивных элементов в вулканических стеклах позволяет рассматривать их в качестве природных объектов, наиболее точно отражающих первичное содержание и характер распределения урана и тория в магматическом расплаве.

Равномерное рассеяние урана и тория в основной массе вулканитов связано, вероятно, с быстрым механическим захватом элементов в результате скоротечных процессов близповерхностной кристаллизации расплавов. Образующиеся при интрателлурической кристаллизации вкрапленники кварца, полевого шпата, плагиоклаза и даже темноцветных минералов (биотит) обеднены ураном и торием по отношению к основной массе. Формирование

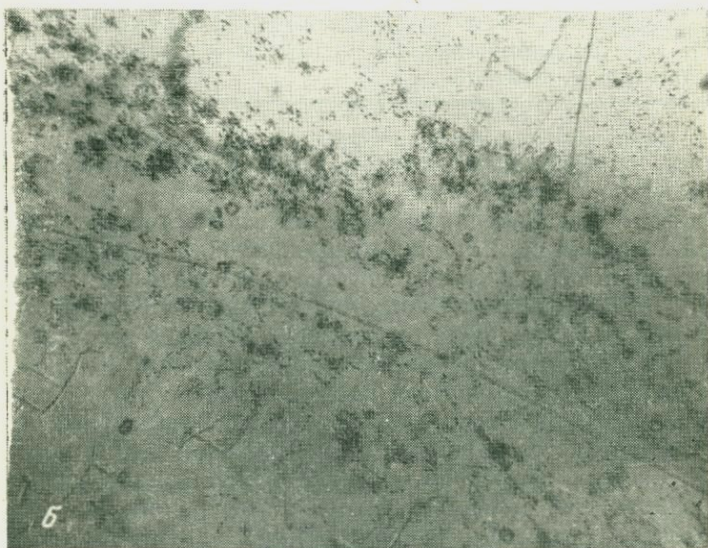
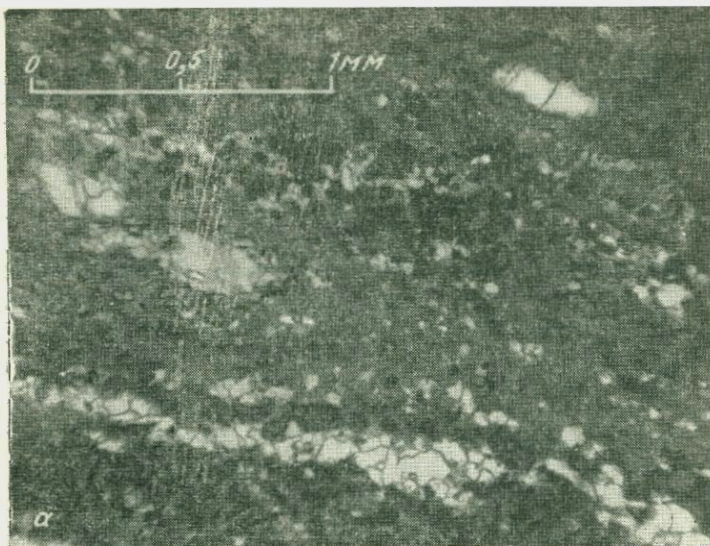
вкрапленников приводит к постепенному насыщению магматических расплавов летучими компонентами и некоторыми рудными элементами: ураном, литием, цезием, ниобием и др. [333]. При наиболее быстром застывании таких расплавов в виде обсидианов, перлитов и других эффузивных пород со стекловатой основной массой уран и торий сохраняются в них вместе с летучими. Именно с этим и связана, вероятно, повышенная радиоактивность вулканических стекол по сравнению с раскристаллизованными разновидностями, что отмечалось еще Дж. Адамсом [3] и другими исследователями.

Особенности поведения урана и тория в вулканических стеклах и слабо раскристаллизованных вулканитах заставляют критически отнестись к попыткам оценить истинное содержание этих элементов в расплаве по результатам исследования полнокристаллических интрузивных пород, сформировавшихся в глубинных условиях. Подобного рода оценки должны проводиться, вероятно, с очень большой осторожностью.

### Минералы метаморфических пород

Данные о содержании и соотношении урана и тория в минералах, возникающих в результате процессов регионального метаморфизма и ультраметаморфизма, самые малочисленные. Можно отметить лишь несколько работ [21, 168], где имеются относительно полные сведения о содержании урана в минералах метаморфических образований. Кроме того, в литературе приводятся результаты определения концентраций радиоактивных элементов в отдельных акцессорных минералах (преимущественно в цирконе и монаците) метаморфических пород в связи с оценкой их радиологического возраста. Сведения о содержании тория в метаморфических минералах практически отсутствуют. По опубликованным материалам в совокупности с данными, полученными по Северному Казахстану на основе регистрации треков спонтанного деления в гнейсах и анализа содержания урана и тория в отдельных минералах кристаллических сланцев, можно сделать лишь предварительные выводы о распределении урана и тория по минералам метаморфических пород (рис. 20, табл. 10).

Из приведенных данных видно, что наименьшие количества урана ( $n \cdot 10^{-5}\%$ ) фиксируются в главнейших минералах метаморфических пород (кварц, полевые шпаты), а также в высокоглиноземистых (кордиерит, силлиманит и др.). К этой же группе минералов может быть отнесен и гранат. Несколько выше уровень радиоактивности темноцветных и рудных минералов (биотит, роговая обманка, ильменит, магнетит, апатит). И наконец, значительная часть урана и тория в метаморфических породах разных фаций метаморфизма сосредоточена в цирконе и монаците. В полосчатых полевошпатовых гнейсах и кристаллических сланцах уран имеет тенденцию концентрироваться в темноцветных



**Рис. 20.** Распределение урана в кварцево-сланцевых сланцах позднепротерозойского возраста (по И. Б. Савиновой).

а — шлиф, б — треки.  
Ув. 100, николи ||.

ТАБЛИЦА 10

Содержание урана в минералах докембрийских метаморфических пород, 10<sup>-4</sup>%

Минералы	Горный Алтай [168]			Апабарский щит [21]	
	Гнейсы (эпидот-амфиболовая фацция)	Пегматоидные обособления	Оторочки минералов	Гранат-сапфировые породы (гранулитовая фацция)	Амфибол-двушпоровые гранулитовые кристаллические сланцы (гранулитовая фацция)
Порода в целом	1,5	0,5	—	0,13	0,68
Кварц + полевой шпат	0,4	0,3	—	—	—
Бiotит	0,9	—	1,4	—	—
Роговая обманка	—	—	—	—	0,23
Гранат	0,2	—	—	0,16	0,15
Ильменит	1,5	—	—	—	—
Магнетит	1,3	—	—	—	—
Гиперстен	—	—	—	0,1	0,11
Диопсид	—	—	—	—	0,09
Апатит	1,4	—	14,7	—	—
Кордиерит	—	0,4	—	0,07	—
Андалузит	—	0,5	—	—	—
Дистен	—	0,1	—	—	—
Силлиманит	—	0,3	—	0,09	—
Ильменит с гематитом	—	—	3,7	—	—
Ильменомagnetит	—	—	4,5	—	—
Ильменит с подчиненным количеством гематита и магнетита	—	—	9,5	—	—

прослоях, обогащенных биотитом, роговой обманкой и, вероятно, рудными минералами.

При формировании порфиробластов в пегматоидных обособлениях метаморфических толщ, находящихся в локальных зонах смятия, уран совместно с титаном и железом концентрируются [168] в периферических частях зоны (в биотите и акцессорных минералах: ильмените, рутиле) при общей деконцентрации элемента в ее центре, сложенном порфиробластами андалузита, кордиерита, полевого шпата и кварца. Таким образом, в результате перекристаллизации метаморфических толщ в зонах проявления порфиробластеза происходит направленная миграция урана от центра зоны к периферии и формирование в апикальных частях пегматоидных обособлений, обогащенных ураном, который концентрируется преимущественно в рудных минералах: ильмените, рутиле и др.

В ильменитах переменного состава, образующих тонкие сростания с магнетитом и гематитом (вероятно, в результате распада твердых растворов), плотность треков и, следовательно, содержание урана зависят от количества ильменитового компонента. При рутилизации ильменита наряду с петрогенными элементами

происходит перераспределение урана, который концентрируется преимущественно в рутиле. В случае новообразования агрегатов менее радиоактивных минералов, например силлиманита за счет биотита, общая деконцентрация урана в фибролитовых агрегатах сопровождается образованием рудных минералов (вероятно, ильменита) со значительно большей концентрацией элемента.

По данным И. Г. Берзиной [24], в высокометаморфизованных (гранулитовая фация) архейских породах глубинных горизонтов гранитно-метаморфического слоя земной коры устанавливается несколько форм нахождения урана.

1. Равномерно-рассеянный в породообразующих минералах, укладываемых в ряд возрастающей радиоактивности: роговая обманка → гранат → гиперстен → диопсид.

2. Сконцентрированный в микровключениях акцессорных минералов (циркон, монацит). Очень часто микровключения фиксируются в породообразующих минералах.

3. Приуроченный к трещинам и межзерновым ограничениям. Аналогичные формы нахождения урана устанавливаются и в менее метаморфизованных гнейсах и кристаллических сланцах протерозоя (Кокчетавская глыба и другие районы).

Таким образом, в метаморфических породах в целом, так же как и в интрузивных образованиях, наименее радиоактивными являются главные породообразующие минералы, в роли которых наряду с кварцем и полевым шпатом выступают гранат, кордирит, силлиманит, гиперстен, роговая обманка.

ТАБЛИЦА 11  
Содержание урана и тория в экзогенных минералах  
и минеральных агрегатах

Минералы или минеральные агрегаты	Тип пород и район	Количество анализов	U, 10 <sup>-4</sup> %	Th, 10 <sup>-4</sup> %	Th/U
Алунит	Кора выветривания	2	2,5	12,1	4,9
Гипс	»	4	0,8	2,0	2,5
Барит	»	2	1,0	2,1	2,1
Гетит	»	2	5,7	2,0	0,5
Цеолит	»	2	0,5	2,0	—
Каолинит	Тихвинское месторождение бокситов	1	2,1	72,0	20
Боксит	То же	1	1,7	23,6	13,2
Сильвин	Осадочные отложения формации Броли, США [359]	2	0,1—1,0	—	—
Галит	То же	5	0,6	—	—
Кальцит	»	2	1,0	—	—
Гипс	»	3	1,0	—	—
Ангидрит	»	4	2,0	—	—
Глауконит	Осадочные отложения платформ	46	2,9	—	—

## Экзогенные минералы и минеральные компоненты

Сведения о радиоактивности экзогенных минералов осадочных отложений и кор выветривания весьма скудные [359]. Среднее содержание урана и тория в некоторых наиболее распространенных минералах преимущественно хомогенных осадочных отложений и кор выветривания (табл. 11) определено по результатам единичных анализов (за исключением глауконитов), и эти данные не могут считаться достаточно надежными.

Наименьшей радиоактивностью отличаются сульфаты (гипс, ангидрит, барит), карбонаты (кальцит) и галлоиды (сильвин, галит, полигалит). Несколько выше содержание урана и тория в некоторых слоистых алюмосиликатах кор выветривания (алунит, каолинит), а также в бокситах и гидроокислах железа (гетит). Для некоторых из них (алунит, каолинит) характерно высокое торий-урановое отношение (5—10 и больше).

Содержание урана в глауконитах, выделенных из песчано-глинистых отложений мела, юры и девона Русской платформы, колеблется в достаточно широких пределах. Повышенная радиоактивность этих минералов связана, вероятно, с их сорбционными свойствами и наличием органического вещества. Вместе с тем форма нахождения урана и особенно тория в этих минералах остается неясной.

## УРАН И ТОРИЙ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

Большинство исследований по региональной радиогеохимии посвящено изучению содержания урана и тория в горных породах. Статистическая устойчивость ассоциаций и структурных взаимоотношений минералов, входящих в состав горных пород, простота опробования осадочных, магматических и метаморфических образований позволяют рассматривать радиогеохимические исследования на уровне породы как наиболее доступные и достоверные для получения разносторонней информации о радиоактивности земной коры при построении радиогеохимических карт и разработке критериев ураноносности геологических формаций и структур.

Ниже по материалам исследований автора в Казахстане и других регионах, а также на основе многочисленных опубликованных работ приводятся данные о среднем содержании и характере распределения урана и тория в главнейших типах горных пород: осадочных, метаморфических и магматических. Наиболее подробно рассмотрены геохимические особенности и условия формирования горных пород с повышенным содержанием радиоактивных элементов. Анализируется зависимость содержания урана и тория от вещественного состава и структуры горных пород.

### Осадочные отложения

Осадочные породы играют существенную роль в геохимическом балансе радиоактивных элементов, особенно урана,

большая часть которого в приповерхностной зоне земной коры теснейшим образом связана с песчано-глинистыми и другими отложениями. Данные о содержании урана и тория в отдельных разновидностях осадочных пород опубликованы в многочисленных работах советских и зарубежных исследователей [17, 50, 59, 77, 116, 436, 440, 442, 456]. Обобщения сделаны по Североамериканской [351] и Русской платформам [225], по складчатым областям палеозоя [266].

Результаты радиогеохимического изучения осадочных отложений свидетельствуют о широком диапазоне содержания урана и тория и о наличии ряда геохимически специализированных

ТАБЛИЦА 12

Содержание урана и тория в главнейших типах осадочных отложений

Группы и типы пород	Платформенные области			Подвиж		
				Меогеосинклинали		
	U, 10 <sup>-4</sup> %	Th, 10 <sup>-4</sup> %	Th/U	U, 10 <sup>-4</sup> %	Th, 10 <sup>-4</sup> %	Th/U
<i>Терригенные (песчано-глинистые)</i>						
Конгломераты, гравелиты	2,7	—	—	2,1	7,0	3,3
Песчаники, алевриты	2,5	8,0	3,2	2,7	9,0	3,3
Аргиллиты, глинистые сланцы, глины	3,3	11,1	3,6	4,0	8,0	2,0
Кварцевые конгломераты	—	—	—	—	—	—
Углеродисто-глинистые сланцы	До 100—200	15	<0,5	До 100—200	10—20	0,5
<i>Кремнистые</i>						
Кремнистые сланцы, кварциты	—	—	—	2,0	2,5	1,2
Глинисто-кремнистые сланцы	—	—	—	2,8	6,2	2,2
Углеродисто-кремнистые сланцы	До 20—50	10	0,5	—	—	—
<i>Карбонатные</i>						
Известняки	1,7	1,8	1,1	1,5	0,7	0,5
Мергели	1,2	3,0	2,5	2,8	2,0	0,7
Доломиты	2,2	2,6	1,2	—	—	—
Битуминозные известняки	—	—	—	—	—	—
<i>Соленосные</i>						
Ангидриты	1,3	0,7	0,5	—	—	—
Каменная соль	0,9	1,0	1,1	—	—	—
<i>Каустобиолиты</i>						
Каменный уголь	3,1	4,6	1,5	—	—	—
Торф	2,0—5,0	5,2	1,8	—	—	—
Горючие сланцы	До 100—200	10—15	<0,5	—	—	—

(обогащенных радиоактивными элементами) комплексов пород. Закономерное появление этих комплексов в истории геологического развития подвижных поясов и чехла платформ отмечает эпохи сингенетического накопления урана и тория, имеющие, по мнению некоторых исследователей, важное металлогеническое значение [7, 301].

Формирование первично обогащенных ураном осадочных отложений (углеродисто-кремнистые сланцы, битуминозные известняки, каустобиолиты и др.) тесно связано с распределением и накоплением в зоне литогенеза органического вещества  $C_{орг}$ . Среди осадочных пород с нормальным содержанием  $C_{орг}$  ( $< 0,3 \div \div 0,5\%$ ) по радиоактивным свойствам выделяют пять групп:

(с нормальной радиоактивностью) континентальной части земной коры

Эвгеосинклинали			Посторогенные впадины			Краевые прогибы			Среднее для континентов		
U, 10 <sup>-4</sup> %	Th, 10 <sup>-4</sup> %	Th/U	U, 10 <sup>-4</sup> %	Th, 10 <sup>-4</sup> %	Th/U	U, 10 <sup>-4</sup> %	Th, 10 <sup>-4</sup> %	Th/U	U, 10 <sup>-4</sup> %	Th, 10 <sup>-4</sup> %	Th/U
—	—	—	2,4	11,0	4,6	—	—	—	2,4	9,0	3,7
1,6	4,5	2,8	2,3	10,7	4,2	3,9	13,8	3,5	2,9	10,4	3,6
—	—	—	4,0	9,6	2,4	4,7	17,3	3,7	4,0	11,5	2,4
—	—	—	—	—	—	6,3	31,0	—	6,3	31,0	5—10
—	—	—	—	—	—	—	—	—	>10—20	15	<1
1,5	2,0	1,3	—	—	—	—	—	—	1,7	2,2	1,2
—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,8	6,2	2,2
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	1,4	1,8	1,3	1,8	2,3	1,3	1,6	1,8	1,1
—	—	—	2,8	2,0	0,7	3,5	—	—	2,8	2,5	0,9
—	—	—	—	—	—	5,2	3,0	0,6	3,7	2,8	0,8
—	—	—	—	—	—	7,8	11,9	1,5	—	—	—
—	—	—	—	—	—	0,8	1,4	1,8	1,0	1,0	1,0
—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,9	1,0	1,1
—	—	—	—	—	—	3,7	4,9	1,3	3,4	4,8	1,4
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

терригенные, кремнистые, карбонатные, соленосные отложения и каустобиолиты.

Наиболее высокое первичное содержание урана и тория (близкое к кларку) характерно для терригенных осадков: конгломератов, песчаников, глинистых сланцев (табл. 12). В терригенных осадках, формирующихся в разных геоструктурных зонах земной коры (рис. 21), обнаруживается зависимость содержания урана (и в меньшей степени тория) от гранулометрического состава пород, выражающаяся в постепенном увеличении содержания урана в ряду: конгломераты → песчаники → алевролиты → аргиллиты\*.

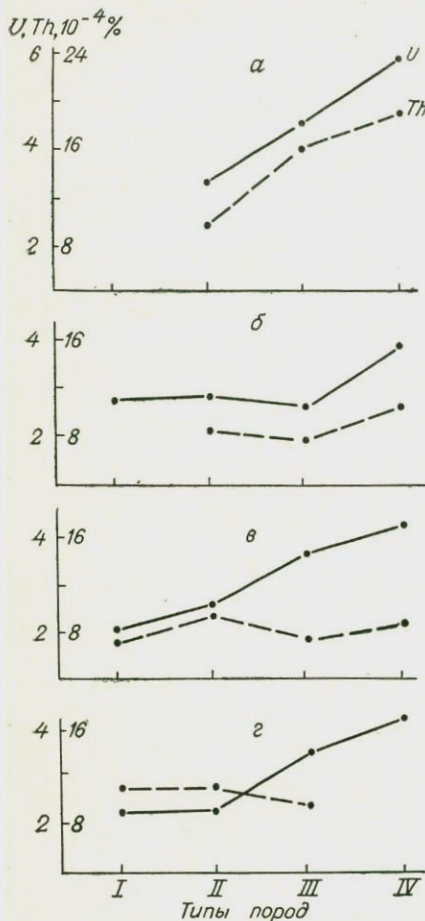


Рис. 21. Зависимость содержания урана и тория от гранулометрического состава терригенных отложений.

а — краевые прогибы; б — чехол платформ; в — геосинклинали; г — посторогенные впадины.

I — конгломераты и гравелиты; II — крупно- и среднезернистые песчаники; III — алевролиты; IV — аргиллиты.

Прямая связь содержания урана и тория с количеством глинистых частиц обусловлена, вероятно, их ролью переносчиков тория и сорбентов урана. Соотношение и содержание урана и тория в аргиллитах зависят от их минералогического состава. В частности, установлено, что максимальное содержание тория свойственно гидрослюдистым, а урана — каолинитовым аргиллитам. По-видимому, большая часть тория переносится в бассейн седиментации адсорбированной на частицах глины или гидроокислах железа [116].

Наряду с гранулометрическим составом большое влияние на распределение и содержание урана в терригенных осадках оказывает органическое вещество, хотя четкая корреляция между ним и ураном в породах с нормальной радиоактивностью наблюдается не

\* Некоторое исключение составляют, по-видимому, терригенные осадки краевых прогибов, в которых часто фиксируются два максимума в содержании урана — в конгломератах и глинистых сланцах.

всегда. Связь урана и органического вещества подтверждается результатами радиографических исследований треков индуцированного деления. В терригенных осадках мелководных фаций отмечаются сгустки треков, в то время как в породах глубоководных фаций (преимущественно глинистых сланцах) треки распределены сравнительно равномерно. Подобная закономерность может быть увязана с особенностями размещения органического вещества в морских осадках.

А. Б. Ронов и В. В. Вебер установили, что в фациях открытых бассейнов органический материал формируется из планктона

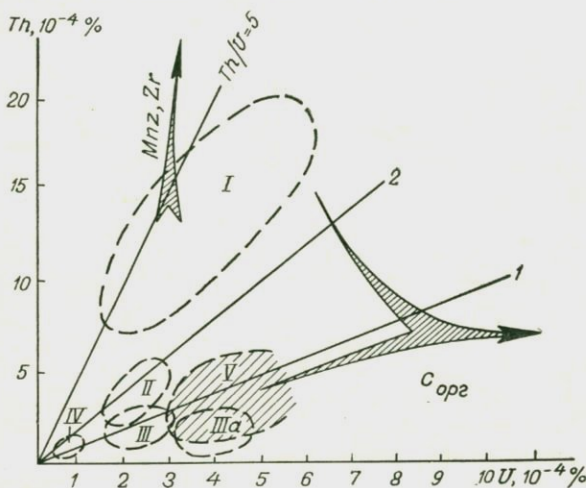


Рис. 22. Поля реализации содержания урана и тория в осадочных отложениях земной коры с нормальной радиоактивностью.

I — терригенные; II — кремнистые; III — карбонатные (IIIa — доломиты); IV — солевые; V — каустиболиты.

Стрелки показывают повышение содержания: урана — во всех типах осадков (кроме ангидритов) при увеличении количества органического вещества, тория — при обогащении терригенных отложений акцессорными минералами.

и бентоса и накапливается в основном равномерно. В прибрежно-морских фациях сосредоточена основная масса органического вещества (главным образом, гумуса), связанная с разложением растительных остатков, распределяющихся по всей массе породы крайне неравномерно. Поэтому приуроченность урана к терригенным отложениям прибрежных фаций и неравномерность его распределения объясняются, по-видимому, прежде всего размещением органического вещества, а не гранулометрическим составом пород.

Торий-урановое отношение в терригенных осадках колеблется в широких пределах (от 2—3 до 5—10, иногда выше). Ряд авторов [116, 351] допускают возможность использовать этот параметр для определения фацальной принадлежности пород,

считая, что его высокие значения характерны для грубозернистых осадков прибрежных фаций, где накапливаются устойчивые к выветриванию торийсодержащие акцессорные минералы. Вместе с тем увеличение торий-уранового отношения в окисленных песчаниках и конгломератах может объясняться частичным выносом урана при эпигенетическом преобразовании пород.

Кремнистые и глинисто-кремнистые отложения (кремнистые сланцы, яшмы, кварциты) содержат значительно меньше урана и тория и отличаются пониженным торий-урановым отношением (рис. 22). Низкие содержания урана и, в особенности, тория характерны также для известняков и мергелей. Исключение составляют лишь битуминозные известняки платформенных (Сибирская платформа), геосинклинальных (Забайкалье) и других областей, где уран, до  $(5 \div 10) \cdot 10^{-4}\%$  иногда выше, ассоциирует с битумами. В этих породах между ураном и органическим веществом устанавливается прямая корреляционная связь

По сравнению со слабобитуминозными известняками доломиты отличаются повышенной ураноносностью, причина которой пока неясна. Незначительные количества тория в карбонатных породах полностью связаны с примесью песчано-глинистых обломков. Как правило, известняки чистой линии содержат ничтожную долю тория,  $\leq (0,5 \div 1,0) \cdot 10^{-4}\%$ . По мере увеличения глинистости известняков закономерно растет содержание тория, что установлено на примере известняков: карадокских Казахстана (данные автора), верхнепротерозойской свиты «карточка» Енисейского кряжа, юрских Предкавказья и др.

Наименьшей радиоактивностью среди осадочных отложений выделяются ангидриты и каменная соль, в которых содержание урана и тория практически не превышает  $1 \cdot 10^{-4}\%$ . Незначительное повышение их содержания в соленосных отложениях (соляные глины, галопелиты) связано с присутствием глинистого материала. Более сложно распределены радиоактивные элементы в каустобиолитах (угли, торфы, горючие сланцы). Наряду с низким содержанием радиоактивных элементов в углях (табл. 13) и торфах часто фиксируются и повышенные концентрации урана и радия [48, 318]. Высокое содержание радиоактивных элементов,  $U > (2 \div 4) \cdot 10^{-4}\%$ , в каустобиолитах связано, по мнению многих исследователей, с наложенными процессами инфильтрации подземных и поверхностных вод, из которых уран высаживается органическим веществом при восстановлении шестивалентного урана.

О наложенном происхождении высоких количеств урана свидетельствует обратная зависимость концентрации от зольности углей, отсутствие равновесия с продуктами распада и пространственная приуроченность аномальных содержаний к зонам эпигенетического преобразования углей и к выходам поверхностных и подземных вод в торфяники. По данным А. П. Лопаткиной и Н. А. Титаевой, степень эпигенетического обогащения торфов

ТАБЛИЦА 13

## Содержание урана и тория в каменном угле

Район, бассейн	Количество анализов	U, 10 <sup>-4</sup> %	Th, 10 <sup>-4</sup> %	Th/U
Донецкий	11	1,8	2,8	1,5
Львовско-Волынский	12	$\frac{3,0}{1,2-6,7}$	$\frac{2,5}{1,2-8,0}$	0,8
Экибастузский	6	$\frac{3,7}{2,6-6,1}$	$\frac{4,1}{2,1-8,5}$	1,1
Тунгусский	9	$\frac{2,4}{1,2-5,0}$	$\frac{3,7}{1,2-6,8}$	1,5
Тувинский	9	$\frac{2,5}{1,6-6,5}$	$\frac{2,6}{1,2-8,5}$	1,0
Приморский	20	$\frac{4,7}{2,8-10,8}$	$\frac{7,4}{3,7-15,7}$	1,8
Кузбасский	9	$\frac{4,2}{1,4-7,2}$	$\frac{8,9}{2,8-20,0}$	2,1
Печорский	7	$\frac{2,7}{1,2-7,9}$	$\frac{5,5}{1,3-11,5}$	2,0
Подмосковный	10	$\frac{6,8}{4,6-13,7}$	$\frac{8,1}{3,7-19,6}$	1,2
Иркутский	7	3,5	4,4	1,3
Южно-Уральский	6	2,9	4,4	1,8
Кизеловский	4	2,2	1,9	0,8

Примечание. В числителе — среднее содержание элемента, в знаменателе — пределы колебаний.

зависит не только от их вещественного состава, но и от гидрогеологического режима, состава подземных и поверхностных вод, радиоактивности окружающих пород. Чем выше содержание урана в водах, тем выше его концентрация в торфах. За счет кларковых содержаний урана в окружающих породах, равных  $(1 \div 4) \times 10^{-4}\%$ , в торфах его накапливается, как правило, не больше  $(20 \div 30) \cdot 10^{-4}\%$ . Низинные илы и торфы обычно обогащены ураном по сравнению с продуктами их разложения. Экспериментальные исследования приводят к выводу о связи урана с органическими компонентами углей — с органическими и фульвокислотами, а радия — с нерастворимым в щелочах органоминеральным комплексом.

Интенсивное разделение в зоне литогенеза урана и тория, концентрирующихся в разных типах осадков, является характернейшей чертой осадочной геохимии радиоактивных элементов,

которая особенно отчетливо проявляется в формировании геохимически специализированных комплексов.

Среди осадочных отложений, первично обогащенных радиоактивными элементами, выделяется два резко различных радиогеохимических типа пород.

1. Существенно ториеносные и урано-ториеносные грубообломочные породы (конгломераты, гравелиты, песчаники) аллювиальных, прибрежноморских и иных фаций.

2. Существенно ураноносные обогащенные фосфором или органикой породы разнообразного состава (известняки, сланцы, песчаники), формирующиеся в разных фациальных обстановках морских или иных бассейнов.

Примером ториеносных осадочных отложений являются древние кварцевые конгломераты, а также современные и консолидированные россыпи, обогащенные некоторыми устойчивыми к выветриванию акцессорными минералами магматических и метаморфических пород (монацитом, цирконом, пиррохлором, эвксенитом и др.).

Повышенные содержания урана до  $(10 \div 50) \cdot 10^{-4}$ , тория до  $0,05 \div 0,02\%$  и целого ряда других элементов (Zr, Ti, La, Nb) в конгломератах и грубозернистых песчаниках наиболее характерны для докембрийских отложений, формирующихся в

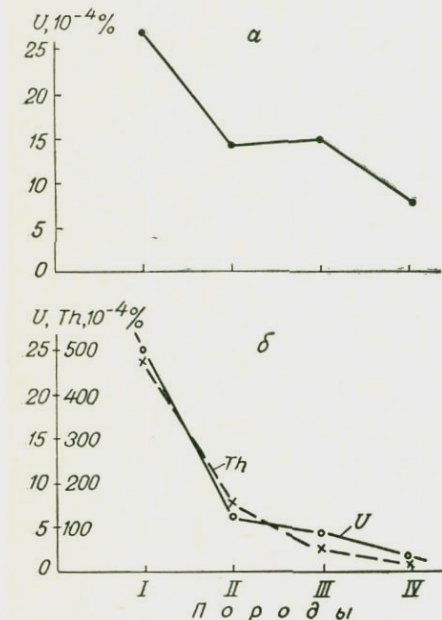


Рис. 23. Содержание урана и тория в радиоактивных прибрежноморских и мелководноморских отложениях разной зернистости.

*a* — нижняя терригенная формация; *b* — го-  
намская свита.

*I* — кварцевые конгломераты; песчаники;  
*II* — грубозернистые кварцевые, *III* — круп-  
нозернистые, *IV* — мелкозернистые.

краевых прогибах или в краевых зонах геосинклиналей [75]. В грубозернистых радиоактивных осадках обнаруживается зависимость содержания урана и тория от гранулометрического состава пород. По мере перехода к более мелкозернистым разностям (рис. 23) существенно снижается содержание урана и тория и уменьшается торий-урановое отношение.

Результаты минералогических исследований свидетельствуют о приуроченности урана и тория к обломкам высокордиоактивных устойчивых к выветриванию акцессорных минералов: циркона, монацита, торита, которые обогащают главным образом класти-

ческую часть цемента. Содержание урана и тория в кварцевой гальке обычно не превышает  $5 \cdot 10^{-4}\%$ . Количество аксессуарных минералов тяжелой фракции снижается от конгломератов к мелкозернистым песчаникам с десятых долей процента до сотых и тысячных. Постоянный (кварцевый) состав гальки, ее хорошая окатанность и отсортированность свидетельствуют о глубоком химическом выветривании пород областей сноса и о мелководных условиях формирования песчано-конгломератовых толщ с монацитом, цирконом и торитом. В кварцевых песчаниках, обогащенных эпигенетическим антраксолитом [50], резко увеличивается содержание урана при сохранении количества тория.

Наряду с кварцевыми песчаниками и конгломератами, имеющими относительно убогие концентрации урана и тория, в разных районах земного шара (Африка, Северная и Южная Америка и др.) известны урано- и золотоносные конгломераты, в которых содержание урана достигает 0,1% и выше. Ряд данных (наличие настурана и тухолита, замещение настураном цемента и др.) свидетельствует об эпигенетическом характере рудного вещества, но не исключает, по-видимому, общего сингенетического заражения пород ураном.

О генезисе радиоактивных кварцевых песчаников и конгломератов докембрия имеются разные точки зрения. Одни авторы объясняют слабоповышенные содержания урана и тория в конгломератах процессами механического выветривания и накоплением в прибрежноморских зонах устойчивых тяжелых минералов, другие — восстановлением органикой шестивалентных соединений урана до четырехвалентного состояния. Максимум содержания урана обусловлен, по их мнению, обогащением органическим веществом осадков преимущественно прибрежной зоны.

Наиболее вероятным представляется совместное влияние процессов механического обогащения ураном и торием грубозернистых осадков (с помощью аксессуариев) и осаждения урана в результате восстановления и сорбции органическим веществом. На возможное участие процессов механического обогащения указывают радиогеохимические особенности некоторых современных аллювиальных и прибрежноморских россыпей. В последних повышенная радиоактивность связана главным образом с присутствием редких аксессуарных минералов, для которых характерно наиболее высокое содержание урана и тория (монацит, пирохлор, циркон). Подобного рода россыпи, обогащенные монацитом, цирконом, ильменитом, рутилом и другими минералами, развиты вдоль морских побережий Северной и Южной Америки, Индии и в других местах. Содержание урана и тория в этих породах (при общем количестве тяжелых минералов 2,5—7%) колеблется от 0,001 до 0,01%.

В платформенных и геосинклинальных областях широко распространены существенно ураноносные фосфатные и углеродистые образования. Повышенные содержания урана в пластовых фосфо-

ритах зафиксированы как среди платформенных отложений в осадках эпиконтинентальных бассейнов (фосфориты Флориды, Марокко), так и среди геосинклинальных. Среди фосфоритоносных формаций наиболее обогащены фосфорным ангидритом, органическим веществом, ураном и многими другими редкими и рассеянными элементами фосфориты и фосфорсодержащие темные аргиллиты формации Фосфория в Северной Америке [50]. Продуктивные горизонты фосфоритов развиты здесь в западной части Североамериканской платформы и в примыкающей к ней с запада миогеосинклинальной зоне.

В составе ураноносных фосфоритов преобладают окислы  $\text{CaO}$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$ , в меньшем количестве содержатся  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , постоянно присутствуют углекислый газ (1—3%) и фтор (3—4%). По химическому составу и результатам рентгеноструктурного анализа можно считать, что фосфатное вещество фосфоритов представлено фторкарбонат-апатитом (франколитом). Характерной особенностью многих платформенных и миогеосинклинальных фосфоритов является повышенное содержание органики (до 5—10%). И наоборот, в фосфоритах вулканогенно-кремнистых формаций эвгеосинклиналей органического вещества, как правило, меньше 1%.

Содержание урана в фосфоритах и фосфорсодержащих породах колеблется в широких пределах (от 0,002 до 0,03%, иногда выше). Обычно содержание урана возрастает с увеличением количества фосфора (рис. 24). В фосфоритах, бедных органическим веществом, связь между ураном и фосфором близка к функциональной (коэффициент корреляции около +1). В платформенных и миогеосинклинальных фосфоритах с высоким содержанием органики связь между ураном и фосфором сложная. Вероятно, в таких породах лишь часть урана тесно ассоциирует с фосфатом, остальной же приурочен к органическому веществу. Содержание тория в фосфоритах, как правило, не превышает  $(5 \div 10) \cdot 10^{-4}\%$ . Низкое содержание тория является характерной особенностью осадочных фосфоритов и резко отличает их от апатитсодержащих гидротермальных тел, которым иногда необоснованно приписывается осадочный генезис.

Многие авторы считают [50, 327], что четырехвалентный уран входит в кристаллическую решетку фторкарбонат-апатита, изоморфно замещая кальций при одновременной компенсации иона  $2(\text{F}, \text{OH})^-$  ионом  $2\text{O}^{2-}$  или при другой замене. Однако ряд данных свидетельствует о сорбированном состоянии урана в фосфатном веществе. Это подтверждается существенным выносом урана при выветривании фосфатного вещества и образованием вторичных фосфоритов, резко обедненных ураном. Наиболее вероятным способом обогащения фосфоритов ураном представляется его сорбция фосфатным или органическим веществом из морских вод.

Широко распространены в разных частях земного шара (табл. 14) первично-ураноносные углеродисто-кремнистые и угле-

родисто-глинистые сланцы разного возраста: от протерозойских до мезозойских и кайнозойских. Первично-ураноносные черные углеродистые сланцы встречаются как среди типично геосинклинальных образований, так и среди платформенных осадков эпиконтинентальных бассейнов. Состав этих сланцев колеблется

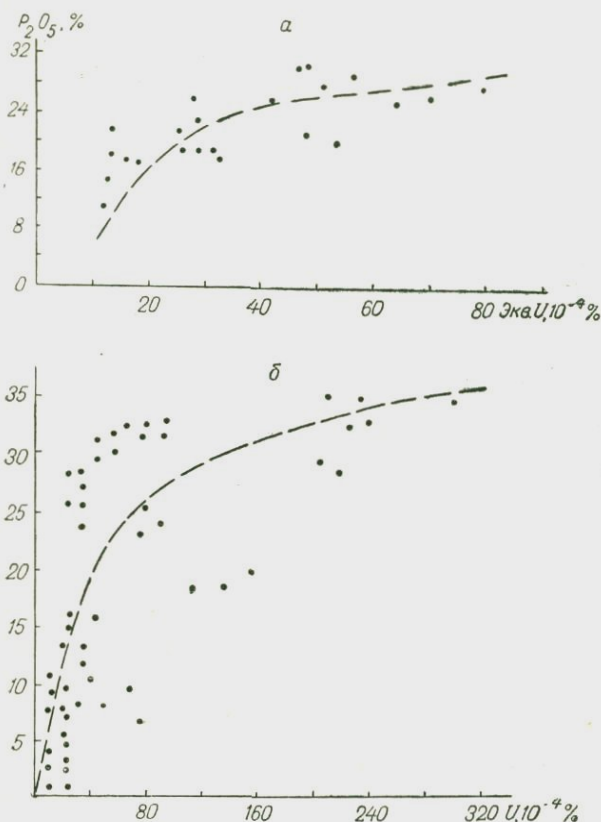


Рис. 24. Зависимость содержания урана в фосфоритах от содержания фосфорного ангидрита (по А. Л. Добросердову, Р. Ш. Харитоновой и Г. Гульбрандзену).

а — Среднее Поволжье; б — формация Фосфория, разрез Коол-Каньона.

в широких пределах. Наиболее существенно по содержанию главных петрогенных компонентов и рудных элементов различаются углеродисто-глинистые и углеродисто-кремнистые сланцы (табл. 15).

Типичные представители углеродисто-глинистых сланцев Чаттануга [50] и других районов состоят из зерен кварца и полевого шпата, слюдяных и глинистых минералов, в основном иллита с некоторым количеством каолинита, пирита и органического

ТАБЛИЦА 14

Радиогеохимические особенности черных углеродисто-кремнистых и углеродисто-глинистых сланцев Евразийского континента (по М. Н. Альтгаузену, Т. Бейтсу, Г. Н. Шапошникову и др.)

Породы	Возраст	Радиогеохимическая характеристика			C <sub>орг</sub> , %	C <sub>орг</sub> /U	Элементы с повышенным содержанием
		U, 10 <sup>-4</sup> %	Th, 10 <sup>-4</sup> %	Th/U			
<i>Геосинклинальные</i>							
Сланцы:							
углеродисто-глинистые	PR <sub>3</sub>	30—50	15—35	0,5	5—7	1000	V
то же	Є	35—50	15—35	0,5	3—4	—	P, V, Mo, Pb
углеродисто-кремнистые	Є <sub>2</sub>	100—200	15—35	<0,5	—	—	P, V, Mo
то же	Є	100—300	15—35	<0,5	20—30	—	V, Re, Mo, TR
»	Є	100—200	15—35	<<0,5	2 (?)	1000	V, Mo
»	Є	100—150	15—35	<<0,5	13	1000	V
»	S <sub>1</sub>	100	15—35	<<0,5	13	1000	—
углисто-глинистые и углисто-кремнистые	S <sub>1</sub>	10—15	15—35	>0,5	9	1000	—
<i>Платформенные</i>							
Квасцовые сланцы	O	150—170	5—10	<0,2	17	—	V, P
Черные глины	P <sub>2</sub>	40—50	5—10	<0,2	8	—	Se

ТАБЛИЦА 15

Химический состав углеродистых отложений

Компоненты	Содержание компонентов, %		
	Углистые (углеродистые) породы	Углеродисто-глинистые сланцы	Углеродисто-кремнистые сланцы
SiO <sub>2</sub>	21,20	37,40	72,0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> и Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,18	15,36	5,04
CaO и MgO	1,28	2,10	2,41
Na <sub>2</sub> O и K <sub>2</sub> O	1,16	2,10	0,91
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,59	0,53	0,69
S	5,18	6,40	2,94
S <sub>общ</sub>	63,50	31,50	14,74
U	> 0,02	~ 0,02	0,00 <sub>n</sub>
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,38	3,44	0,08
Mo	0,032	0,025	0,038
TR	0,10	0,075	0,01

вещества (рис. 25). В качестве второстепенных компонентов присутствуют коллофан (иногда до 0,5—3%  $P_2O_5$ ), хлорит, гидроксиды железа, карбонаты и аксессуарные минералы (турмалин, циркон, апатит). Изучение органического вещества показало различие между углистыми и битуминозными сланцами: в углистых органическое вещество находится в виде скопления отдельных небольших черных частиц, в битуминозных — представлено красителем коричневатого цвета, покрывающим минералы (кварц, полевые шпаты) и глинистые частицы.

Степень метаморфизма первично-ураноносных углеродистых сланцев различна. На платформах сланцы неметаморфизованные,

Огайо									
Чаттануга									
Вудфорд									
Сент-Ипполит									
Аллегейни									
Канзас									
	20	10	20	30	60	16	16	10	0,2%
	Пале- вые шпаты	Кварц	Каоли- нит	Иллит	Органи- ческий углерод	Пирит	Карбо- наты	Окислы железа	Уран

Рис. 25. Средний вещественный состав углеродисто-глинистых сланцев некоторых районов Североамериканского континента (по Т. Бейтсу и Э. Строну).

в протерозойских и палеозойских складчатых областях геосинклинальные углеродистые осадки метаморфизованы в разной степени (фашия зеленых сланцев и, возможно, эпидот-амфиболитовая).

Содержание урана в углеродистых сланцах колеблется в широких пределах — от тысячных до сотых долей процента. Максимальное количество элемента, достигающее иногда 0,02—0,03%, устанавливается в существенно углеродистых породах (см. табл. 14), наиболее обогащенных органическим углеродом. Несколько меньшее содержание урана (0,005—0,01%) фиксируется в углеродисто-глинистых сланцах, минимальное ( $\sim 0,00n\%$ ) — в углеродисто-кремнистых.

Первично-ураноносные породы слагают в основном горизонты тонкого переслаивания ритмично чередующихся рудных и нерудных прослоев. Рудные прослои (мощностью 10—20 см) представлены глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, интенсивно

обогащенными углеродистым веществом, пиритом и фосфоритами. Безрудные прослои (мощностью единицы — десятки сантиметров) сложены в основном кремнистыми породами (лидитами, фтани- тами). В результате сла- бого регионального ме- таморфизма черные уг- леродистые сланцы мо- гут превращаться в аспидные графитизи- рованные. В одних слу- чаях в таких сланцах повышается содержание урана как результат метаморфогенного пере- распределения (напри- мер, аспидные сланцы докембрийского воз- раста штата Колорадо); в других — сохраняется относительно невысо- кое содержание урана,  $< (50 \div 100) \cdot 10^{-4}\%$ , но возрастает концентра- ция тория.

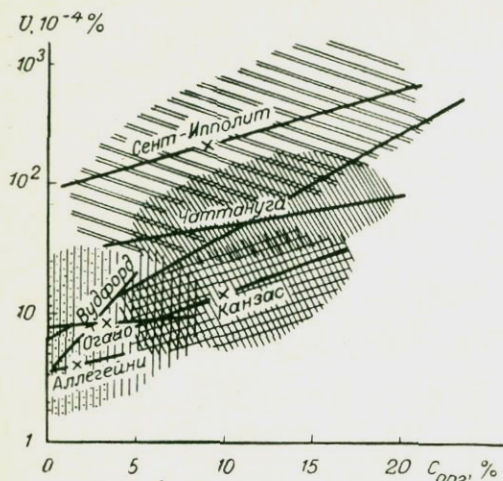


Рис. 26. Соотношение между содержаниями урана и органического вещества в углеродисто-глинистых и углеродисто-кремнистых сланцах Североамериканского континента (по Т. Бейтсу и Э. Строну).

Уран в углеродисто- кремнистых и других сланцах находится в рассеянном состоянии и тесно связан с органическим веществом (рис. 26, 27, табл. 16). Некоторые авторы склонны считать отношение  $C_{орг}/U$  постоянным и равным  $\sim 1000$ . Однако, как следует из графиков, зависимость между ураном и органическим веществом более сложная и определяется рядом причин: физико-химическими особенностями бассейнов седиментации,

ТАБЛИЦА 16  
Коэффициенты парной корреляции

Компоненты	Окислы же- леза	Карбонаты кальция и магния	Пирит	Органиче- ское веще- ство	Силикаты	Уран	Фосфорный ангидрид
Окислы железа	1,0	0,23	-0,54	0,68	0,41	-0,29	
Карбонаты кальция и ма- гния		1,0	-0,43	0,43	-0,20	-0,17	
Пирит			1,0	0,67	-0,55	0,27	
Органическое вещество				1,0	-0,65	0,54	
Силикаты					1,0	-0,40	
Уран						1,0	0,5

диа- и эпигенетическими преобразованиями пород, степенью их метаморфизма и т. д. Приближение кривых к асимптотам позволяет считать, что пределом сингенетического накопления урана в углеродистых сланцах являются, по-видимому, значения 0,01—0,03%. В неметаморфизованных ураноносных сланцах каких-либо первичных урановых минералов не обнаружено, при этом большая часть урана находится в кислоторастворимой форме.

Концентрация урана в сланцах зависит также от содержания в них пирита и коллоидального водного фосфата кальция — кол-

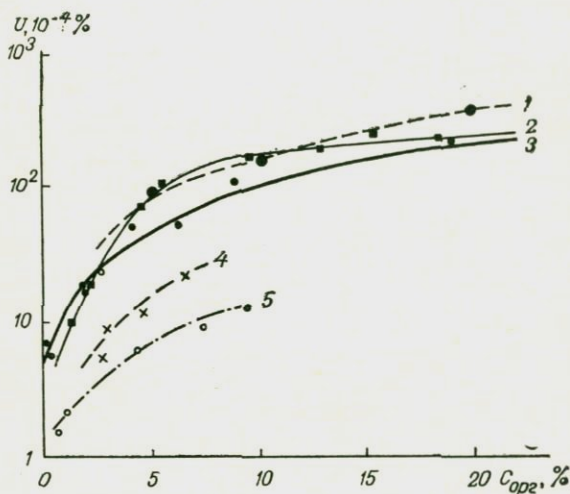


Рис. 27. Соотношение между содержаниями урана и органического вещества в углеродисто-глинистых и углеродисто-кремнистых сланцах Евразийского континента.

Углеродисто-глинистые сланцы: 1 —  $O_1$ , платформенные, 2 —  $\epsilon_1$ , миогеосинклинальные; 3 — углеродистые известковистые глины,  $P_2$ , платформенные; сланцы: 4 — углеродистые известковистые,  $PR_3$ , миогеосинклинальные, 5 — углеродисто-кремнистые,  $\epsilon_1$ , эвгеосинклинальные.

лофана [50], с которыми уран имеет положительную корреляционную связь. С другими компонентами породы (силикатами, карбонатами кальция и магния, окислами железа) уран находится в обратной зависимости.

Распределение треков осколков индуцированного деления урана-235 в бомбардируемых тепловыми нейтронами шлифах показывает, что уран присутствует в тех или иных количествах во всех компонентах углеродисто-кремнистых и углеродисто-глинистых сланцев. Однако наиболее высокие содержания урана фиксируются в органика-пирит-глинистых комплексах. Результаты выщелачивания урана показывают, что он свободно удерживается на органических и неорганических поверхностях. По данным изучения треков, химического состава сланцев и дифференцированного выщелачивания можно выделить три главнейшие

формы нахождения урана в черных сланцах: 1) изоморфное замещение ураном [50] кальция в коллофане, 2) ионы урана, адсорбированные на поверхности коллоидальных глинистых и других частиц, 3) ураноорганические соединения в органическом веществе сланцев.

В некоторых сланцах, обычно в той или иной степени метаморфизованных, отмечаются густые треки от локальных скоплений элемента. В таких породах наряду с ураном, сравнительно равномерно распределенном на поверхностях органических и неорганических компонентов, часто фиксируются микро- и макроскопические выделения как вторичных урановых минералов (отенит, торбернит), так и первичных (настуран, урановые черни). Большинство авторов [50] рассматривают такие скопления как результат наложенных процессов метаморфизма или инфильтрации подземных и поверхностных вод. Вместе с ураном в углеродистоглинистых и других сланцах концентрировались ванадий, молибден, фосфор, лантаноиды, медь, свинец, цинк, хром, иногда никель и серебро. Наиболее благоприятны для накопления ураноносных отложений области концентрации органического вещества в зонах формирования кремнистых и глинистых илов в разных фациальных условиях: лагунных, прибрежноморских и морских.

### Современные океанические и морские осадки

Радиогеохимическим особенностям современных осадочных отложений морей и океанов посвящено большое количество публикаций [50, 328]. По материалам этих работ, содержание урана в разрезе изученных океанических и морских осадков (табл. 17) колеблется в довольно широких пределах (от  $0,2 \cdot 10^{-4}$  до  $100 \times 10^{-4}\%$  и выше), что свидетельствует о высокой миграционной способности элемента в связи с возросшей геохимической активностью биогенных факторов. Вместе с тем в большей части донных отложений, бедных органическим веществом и омывающихся кислородсодержащими водами, уран находится в количестве, близком к кларку,  $(1-4) \cdot 10^{-4}\%$ . При этом, как видно из табл. 17, его содержание остается примерно постоянным, не зависящим от гранулометрического состава пород. Как справедливо отмечают В. И. Баранов и Л. А. Христианова [16], этот факт показывает, что поступление элемента на морское дно определяется не состоянием осадка, а формой нахождения урана в морской воде, где преобладают его шестивалентные соединения в виде устойчивых карбонатных комплексов.

Наряду с породами, имеющими нормальные (кларковые или повышенные) содержания урана, установлены донные отложения с повышенной радиоактивностью. Высокое содержание урана, до  $(10 \div 20) \cdot 10^{-4}\%$ , фиксируется, в частности, в верхних горизонтах осадков из зараженной сероводородом зоны Черного и Бал-

ТАБЛИЦА 17

## Содержание урана и тория в донных отложениях морей и океанов

Породы	Радиогеохимическая характеристика			Компоненты с повышенным содержанием
	U, 10 <sup>-4</sup> %	Th, 10 <sup>-4</sup> %	Th/U	
Пески	3,0	1,3	0,4	—
	7,0	—	—	C <sub>орг</sub>
Алевриты	2,3	2,8	1,2	—
Алеврито-глицистые илы	2,7	4,8	1,8	H <sub>2</sub> S, C <sub>орг</sub>
	5,0—9,0	—	—	—
Известково-фораминиферовые алевриты	1,5	3,9	2,6	H <sub>2</sub> S, C <sub>орг</sub>
	1,4	—	—	—
Ракушьяки	1,5	—	—	—
	4,2	—	—	P, C <sub>орг</sub>
Слабокремнистые и кремнистые диатомовые илы	5,2	2,1	0,4	P
	31	—	—	P, C <sub>орг</sub>
Красные глубоководные глины	4,0	6,6	1,8	—
Железо-марганцевые конкреции	4,5	—	—	—

Примечание. Составлена по результатам радиогеохимического изучения современных осадков Черного, Каспийского и Карибского морей, Тихого и Атлантического океанов.

тийского морей. Обогащение илистых осадков этой части бассейнов, по мнению большинства исследователей, связано с восстановлением урана, находящегося в виде карбонатного комплекса, до четырехвалентного состояния. Это происходит в придонной зоне (в верхней части иловых вод), где резко изменяется потенциал Eh. Возможно также, что значительная часть урана сорбируется органическим веществом, о чем свидетельствуют корреляционная связь между ними (рис. 28), степень подвижности урана, определенная по результатам выщелачивания содой, и сходный изотопный состав элемента в осадках и водах.

Ураноносные океанические осадки, содержащие уран до  $n \cdot 10^{-3}$ — $n \cdot 10^{-2}$ %, встречены также у побережий материков в зонах подъема вод. В этих зонах ураном обогащены практически все разновидности пород (терригенные пески и алевриты, илистые отложения, ракушьяки и др.), расположенные у границы распространения диатомовых илов. Последние отличаются наиболее высоким содержанием урана, до  $(30 \div 60) \cdot 10^{-4}$ %. Характерной особенностью диатомовых илов является их обогащенность аморфным кремнеземом (50—67%), органическим веществом (10—14%) и фосфором (1,5—3, иногда до 15—20%).

Фосфор присутствует в диатомовых илах в виде равномерно-рассеянной разности, органогенно-фосфатного детрита (кости и чешуя рыб) и диагенетических фосфатных зерен и стяжений. Обогащение осадков органогенно-фосфатным детритом связано с массовыми заморами фауны в результате сероводородного заражения.

Биогенный фосфатный материал содержит от  $4 \cdot 10^{-4}$  до  $700 \cdot 10^{-4}\%$  урана. При этом в слабофоссилизированных фосфатных остатках и стяжениях много органического вещества (4—7%). По мере уплотнения и фоссилизации фосфатных остатков содержание органики снижается (до 0,5—1%), а урана резко возрастает (до 0,01%). Общее количество урана, приходящегося на фосфатный детрит и стяжения, в большей части пород не превышает 5—10%. Лишь в отдельных разновидностях грубозернистых фосфатных осадков значительная часть урана связана с фосфатом кальция. В остальных случаях подавляющая часть урана в том или ином виде приурочена к органическому веществу, так же как и в районах глубоководного сероводородного заражения.

По мнению большинства исследователей, накопление урана в обогащенных органикой осадках происходит как при их седиментогенезе, так и при диагенезе. Миграция битуминозной части органического вещества приводит к перемещению урана и некоторых других элементов (молибден, редкие земли). Распределение урана по мощности разрезов свидетельствует об обратной зависимости радиоактивности осадков от скорости их накопления. Чем меньше мощность осадков, образовавшихся за определенный промежуток времени, тем выше в них содержание органического вещества и урана.

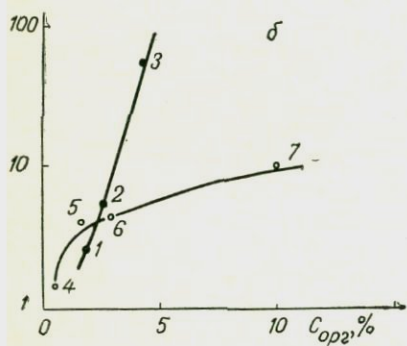
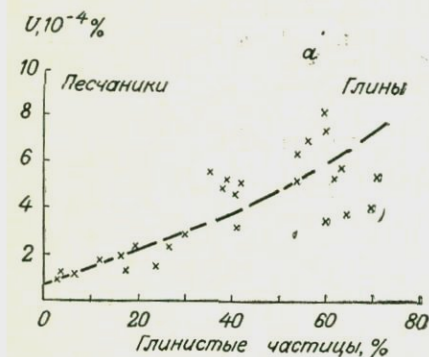


Рис. 28. Зависимость содержания урана в океанических и морских осадках от глинистости пород (а) (по А. Мицуно, Т. Мохицуки) и от содержания органического вещества (б) (по Г. Н. Батуриву).

Современные илы: 1 — однородные глинистые, 2 — микрослоистые известково-глинистые, 3 — микрослоистые известковистые; древнечерноморские новоэксинские илы: 4 — глинистые, 5 — однородные глинистые, 6 — микрослоистые глинистые, 7 — сапропелевидные.

Большинство авторов связывают накопление урана в илесто-глинистых отложениях морских бассейнов с сероводородным заражением придонных частей. Однако имеются примеры обогащения илестых осадков ураном, до  $(10 \div 20) \cdot 10^{-4}\%$ , и в морях, где такого заражения нет (Средиземное, Каспийское). Высокое содержание урана, до  $(10 \div 20) \cdot 10^{-4}\%$ , устанавливается, в частности, в илах оз. Иссык-Куль, обогащенных органикой за счет

отмирания харовых водорослей. Повышенное содержание урана, до  $(5 \div 10) \cdot 10^{-4}\%$ , фиксируется также в железо-марганцевых конкрециях. Наиболее вероятный путь обогащения конкреций ураном и другими компонентами — сорбция их гидролизных или ионных форм коллоидными частицами гидроокисей железа и марганца. Во всех случаях (и в халистатических зонах с сероводородным заражением и вне их) аномальные концентрации урана тесно связаны с повышенными количествами органического или фосфатного вещества.

В отличие от урана, торий находится в донных осадках океанов и морей в сравнительно низких и одинаковых количествах (в 3—4 раза ниже кларка). Бедность современных осадков торием вполне объяснима его низким содержанием и слабой способностью к миграции в водах. В связи с этим большая часть тория концентрируется в прибрежноморских россыпях или в алевролитоглинистых отложениях прибрежных зон. Низкое содержание тория и пониженное торий-урановое отношение — характерная радиогеохимическая особенность современного осадконакопления в открытых частях морей и океанов. Наличие механического барьера для тория в береговой зоне полностью предопределяет его преимущественное накопление в россыпях и в некоторых глинистых осадках дельтовых зон. Некоторое исключение составляют глубоководные красные глины открытых частей океанических впадин, в которых фиксируется повышенное содержание не только урана, но и тория, до  $(10 \div 15) \cdot 10^{-4}\%$ .

### Коры выветривания

Радиогеохимические особенности продуктов кор выветривания рассматривались А. П. Виноградовым [50], В. И. Барановым [17], Ф. П. Кренделевым и В. А. Бобровым [90] и другими исследователями. Несмотря на сравнительно большой круг работ, посвященных этой проблеме, конкретные данные о распределении урана, радия и тория в разных горизонтах кор выветривания весьма ограничены. Имеющиеся материалы свидетельствуют о широком диапазоне содержания урана, радия и тория, что связано с разной первичной радиоактивностью выветривающихся горных пород и перераспределением элементов по вертикальному разрезу коры.

В зависимости от типа выветривающихся пород, в соответствии с классификацией И. И. Гинзбурга и других исследователей, могут быть выделены четыре типа кор выветривания: 1) сиалитно-магнезиальный по породам ультраосновного и основного состава, 2) выщелоченных карбонатных пород, 3) выщелоченных кремнеземистых пород по кварцевым и полимиктовым песчаникам, 4) сиаллитный, развивающийся преимущественно по наиболее радиоактивным силикатным горным породам.

В каждом из этих типов достаточно отчетливо проявлена вертикальная зональность, которая выражена в закономерном

присутствии трех горизонтов: нижнего — дезинтеграции; среднего — гидрослюдисто-каолинитового по гранитоидам, сланцам, песчаникам; верхнего — глинистого (каолинитового). Содержание урана, радия и тория в горизонтах разных типов коры выветривания достаточно разнообразно. Вместе с тем можно отметить и ряд общих радиогеохимических особенностей продуктов кор выветривания. В частности, намечается известная преемственность между содержанием радиоактивных элементов в коре выветривания и в исходных материнских породах. Применительно к изверженным породам это проявляется в максимальной радиоактивности продуктов коры выветривания сиаллитного типа и минимальной — сиаллитно-магнезиального.

При выветривании разнотипных по составу и радиоактивности пород отмечается некоторое (в целом незначительное) уменьшение (по отношению к материнским породам) содержания урана, радия и тория в нижнем горизонте коры выветривания (зоне дезинтеграции). Это связано, вероятно, с изменением формы нахождения элементов, увеличением пористости дезинтегрированных пород и некоторым выносом вследствие этого урана и радия в процессе механического и частично химического преобразования. Наиболее характерной особенностью этого горизонта является значительное изменение формы нахождения урана, проявляющееся в резком увеличении содержания его легкорастворимой (подвижной) разности.

По сравнению с зоной дезинтеграции в среднем гидрослюдисто-каолинитовом горизонте фиксируется повышенное содержание урана, радия и значительно реже тория. Обычно радиоактивных элементов (особенно, урана) в среднем горизонте больше по отношению не только к другим горизонтам, но и к материнским породам. Относительное обогащение этого горизонта ураном и радием, а также многими другими элементами (Mo, Cu, Pb, Zn, V) обусловлено их сорбцией гидрослюдистым, гидрохлоритовым и монтмориллонитовым материалом.

В верхнем (каолинитовом) горизонте кор выветривания, как правило, фиксируется значительное уменьшение содержания урана и радия, в то время как количество тория несколько увеличивается. В латеритной коре, резко обогащенной гидроокислами алюминия и железа (бокситы Тихвина, Енисейского края и др.), часто отмечается повышенное содержание тория, до  $(50 \div 70) \times 10^{-4}\%$ , что связано с накоплением в горизонтах выноса устойчивых к разрушению акцессорных минералов и сорбцией тория глинистыми частицами. По данным Л. М. Гофмана, количество тория в глинистом горизонте значительно увеличивается (до  $63 \times 10^{-4}\%$ ) на конечной стадии корообразования.

Характерной радиогеохимической особенностью продуктов кор выветривания является нарушение радиоактивного равновесия в урано-радиевом ряду — смещение в сторону избытка радия. Коэффициент равновесия между ураном и радием (Ra/U)

колеблется от единицы в зоне дезинтеграции до 1,7 — в глинистых продуктах каолинитового горизонта. Подсчеты баланса радиоактивных элементов, выполненные В. И. Васильевой с учетом плотности и пористости пород, свидетельствуют о значительном общем дефиците урана и радия в образованиях кор выветривания.

### Метаморфические образования

В результате проявления разного рода наложенных процессов (автометаморфизм, региональный и контактовый метаморфизм, ультраметаморфизм, гидротермальный метасоматоз и др.) первично-осадочные и магматические породы претерпевают интенсивные изменения, в ходе которых резко меняются их химический состав и радиоактивность. Наиболее значительными по масштабам и направленности миграции урана и тория в земной коре являются процессы регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Их продукты — главная составная часть гранитно-метаморфического слоя земной коры, в котором собственно гранитоиды, возникающие в результате плавления и метасоматической переработки метаморфических толщ, играют подчиненную роль. Формирование метаморфических докембрийских и более молодых пород охватывает самый длительный интервал геологической истории земной коры. Совершенно очевидно поэтому, что оценка распределения урана и тория в метаморфических породах имеет первостепенное значение в изучении радиогеологической зональности земной коры и эволюции ее химического состава.

До последнего времени имелись единичные данные о содержании урана и тория в метаморфических породах. Лишь с 1963 г. в периодической печати публикуются работы, специально посвященные распределению урана, тория и калия в кристаллических породах докембрия и закономерностям миграции элементов при региональном метаморфизме и ультраметаморфизме [64, 75, 77, 89, 90, 209, 225, 266, 373, 387, 390, 391, 414, 440]. Несмотря на сравнительно большой объем аналитических данных, оценка среднего содержания урана и тория в метаморфических образованиях представляет сложную задачу, так как их радиоактивность зависит не только от состава и геохимических особенностей первично-осадочных или магматических пород, но также от степени метаморфизма и метасоматической переработки (табл. 18).

Среди метаморфических пород, слагающих области докембрийской складчатости, срединные массивы и геантиклинальные поднятия, по содержанию урана и тория выделяют две группы образований: слаборадиоактивные (мафические силикатные породы: амфиболиты, амфиболитовые сланцы, аподиабазы; кварциты и карбонаты: мраморы, кальцифиры) и породы с нормальной или слабо повышенной радиоактивностью (фельсические гнейсы, кристаллические сланцы, порфиroidы, метаморфизованные песчаники). Различие радиоактивных свойств этих групп пород

## Содержание урана и тория в метаморфических породах

Породы	Фации магматизма	Районы	Радиогеохимическая характеристика		
			U, 10 <sup>-4</sup> %	Th, 10 <sup>-4</sup> %	Th/U
<i>Фельсические</i>					
Гнейсы:					
пироксеновые	Гранулитовая	Балтийский щит	0,4	0,9	2,2
»	»	Украина, Енисейский кряж, Воронежский массив	0,6	2,1	3,5
гранат-пироксеновые и гранат-биотитовые	Амфиболитовая, гранулитовая	То же	1,9	7,0	3,7
биотит-плагиоклазовые, биотит-амфиболовые	Амфиболитовая	Балтийский щит, Украина	1,6	8,0	5,0
то же	Эпидот-амфиболитовая	То же	2,8	10,1	7,1
биотит-плагиоклазовые и др.	Эпидот-амфиболитовая, амфиболитовая	Кокчетавский массив	4,6	30,0	6,7
Гранулиты (биотит-пироксеновые) и гранулитовые гнейсы	Гранулитовая	Кольский полуостров	1,0—3,0	5,0—10,0	—
Кристаллические сланцы:					
кордиерит-силлиманитовые	»	Алдан	1,3	4,2	3,2
диопсид-амфиболовые	Амфиболовая	»	1,6	7,0	4,4
кварц-хлорит-серицитовые	Зеленосланцевая, эпидот-амфиболитовая	Все районы	2,8	12,5	4,8
кварц-хлорит-серицитовые углеродистые	То же	Енисейский кряж, Кокчетавский массив	4,9	12,8	2,6
Песчаники	»	То же	3,0	13,5	4,5
Кварциты	»	»	1,0	4,0	4,0
Магнезиально-железистые кварциты	Зеленосланцевая	»	0,2	—	—
<i>Мафические</i>					
Амфиболиты, амфиболитовые сланцы	Гранулитовая	Украинский, Алданский щиты	0,5	2,0	4,0
То же	Амфиболитовая	Австралия	1,0	4,0	4,0
»	Эпидот-амфиболитовая	»	1,0	4,0	4,0
Гиперстеновые гнейсы, кристаллические сланцы основного состава	Гранулитовая	Алдан, Украина	0,6	1,7	3,0
Аподиабазовые порфириты	»	Украинский щит	0,9	2,7	3,0
<i>Карбонатные</i>					
Мергели	Зеленосланцевая	Енисейский кряж	0,7	1,8	2,6
Мраморы, мраморизованные известняки	Зеленосланцевая, амфиболитовая	Все районы	1,1	1,8	1,6
Кальцифиры	Амфиболитовая	Алдан	1,0	3,0	3,0
<i>Продукты ультраметаморфизма</i>					
Гранито-гнейсы	Амфиболитовая	Алдан, Украинский щит	1,0—5,0	5,0—30,0	3—10
Мигматиты	»	То же	3,2	16,1	5,0
Чарнокиты	Гранулитовая	Украинский щит	0,8	2,3	2,9

хорошо увязывается с различием их первичного химического состава.

Характерной особенностью продуктов метаморфизма второй радиогеохимической группы является избыточное содержание окислов  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$ , что приводит к появлению таких минералов, как калиевый полевой шпат, биотит, серицит. В фельсических гнейсах и кристаллических сланцах наряду с петрогенными элементами важным фактором, определяющим уровень содержания радиоактивных элементов, является степень метаморфизма пород, т. е. структурные особенности минеральных парагенезов, возникающих в разных термодинамических обстановках.

Наиболее высокие содержания радиоактивных элементов, но не превышающие обычно  $6 \cdot 10^{-4}\%$  урана и  $(25 \div 30) \cdot 10^{-4}\%$  тория (рис. 29), фиксируются в фельсических метаморфических породах, богатых калием: в биотит-полевошпатовых гнейсах и кварц-серицитовых сланцах эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Среди высокорadioактивных метаморфических пород выделяются существенно ураноносные ( $\text{Th}/\text{U} < 2$ ) углеродистые или графитоносные сланцы, в которых повышенное содержание урана связано с процессами его сингенетического накопления, и ториеносные ( $\text{Th}/\text{U} > 4 \div 5$ ) биотит-плагиоклазовые ортогнейсы и порфиroidы (Австралия, провинция Рам Джангл).

Уровень радиоактивности роговообманковых и биотит-роговообманковых гнейсов и кристаллических сланцев амфиболитовой фации несколько ниже; минимум содержания урана и тория в фельсических породах фиксируется в гиперстеновых и гиперстен-плагиоклазовых гнейсах и сланцах гранулитовой фации. Закономерное уменьшение содержания урана и тория в гнейсах и кристаллических сланцах в разных фациальных зонах метаморфизма отчетливо фиксируется как по средним значениям элементов для метаморфических пород щитов и массивов, так и по результатам изучения отдельных толщ, породы которых метаморфизованы от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой фаций [388]. Уменьшение уровней содержания урана и тория происходит на фоне меньшего по интенсивности понижения концентрации калия (рис. 29, 30).

Падение радиоактивности фельсических пород тесно увязывается также с потерей породами воды и углекислоты при дегидратации минералов («высушивание», по Н. Г. Судовикову) и возникновении минеральных парагенезов с повышенной плотностью кристаллических структур [105]. Таким образом, общей радиогеохимической особенностью продуктов прогрессивного регионального метаморфизма является уменьшение радиоактивности с увеличением степени метаморфизма. При этом существенного повышения содержания урана и тория в породах эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций не наблюдается. Уровень их радиоактивности в лучшем случае не выше, чем для неметаморфи-

зованных осадочных пород и вулканитов. Осадочные отложения с повышенным содержанием органики при метаморфизме несколько обедняются ураном.

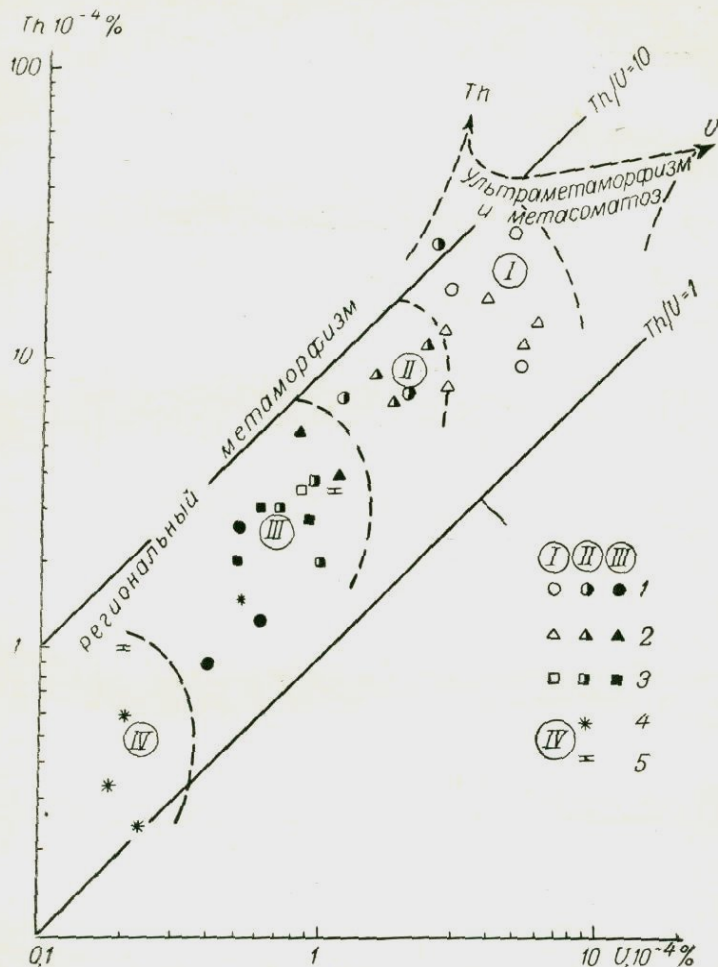


Рис. 29. Содержание урана и тория в метаморфических породах.

Фации метаморфизма (цифры в кружках): I — зеленосланцевая и эпидот-амфиболитовая  
 II — амфиболитовая, III — гранулитовая, IV — эклогитовая.  
 Породы: 1 — гнейсы, 2 — кристаллические сланцы, 3 — амфиболиты, 4 — эклогиты,  
 5 — метаморфизованные карбонаты.

Радиоактивность фельсических горных пород падает также в процессе прогрессивного контактового метаморфизма в зонах ороговикования и скарнирования [89, 302]. Особенно велика потеря урана породами на фоне отторжения углекислоты и воды

и выгорания органического вещества при контактовом метаморфизме первично-обогащенных рудными элементами битуминозных и углеродистых осадков (рис. 31). Содержание урана и тория в мафических породах (амфиболиты, амфиболовые гнейсы

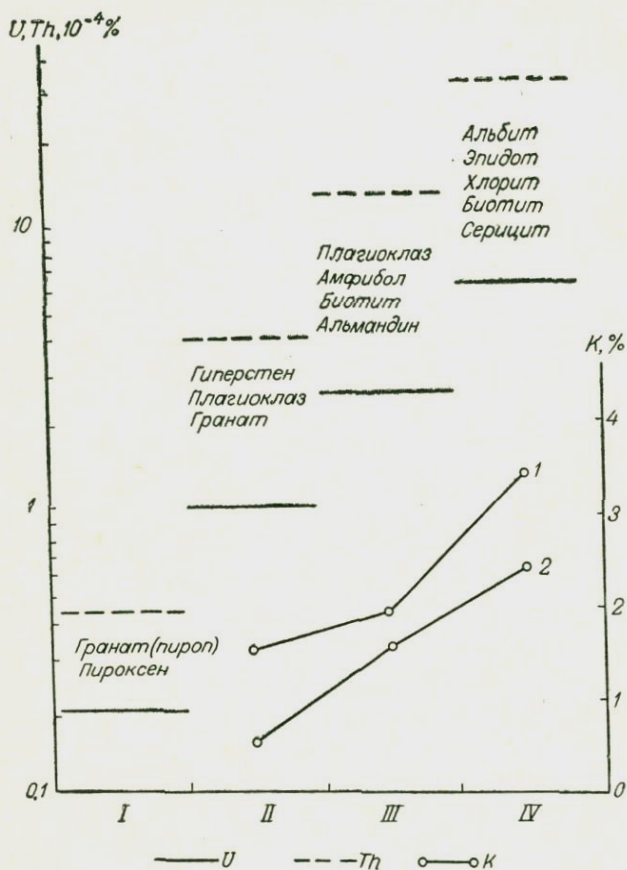


Рис. 30. Примерные уровни содержаний урана, тория и калия в минеральных парагенезисах метаморфических образований с нормальной радиоактивностью.

Фации: I — эклогитовая, II — гранулитовая, III — амфиболитовая, IV — эпидот-амфиболитовая и зеленосланцевая.

1 — Балтийский щит; 2 — Енисейский край.

и сланцы, аподиабазовые порфириты), возникающих при метаморфизме главным образом вулканитов основного состава, повсеместно низкое и не зависит от фаций метаморфизма. По-видимому, содержание радиоактивных элементов в продуктах последовательных стадий метаморфизма (вплоть до гранулитовых фаций) по отношению к первичным минеральным парагенезисам и минеральным ассоциациям является недосыщенным (см. рис. 30).

Низкое содержание урана и тория характерно также для кварцитов и карбонатных пород (мергели, мраморизованные известняки и кальцифиры). Исключение составляют графитсодержащие кварциты и битуминозные мраморизованные известняки.

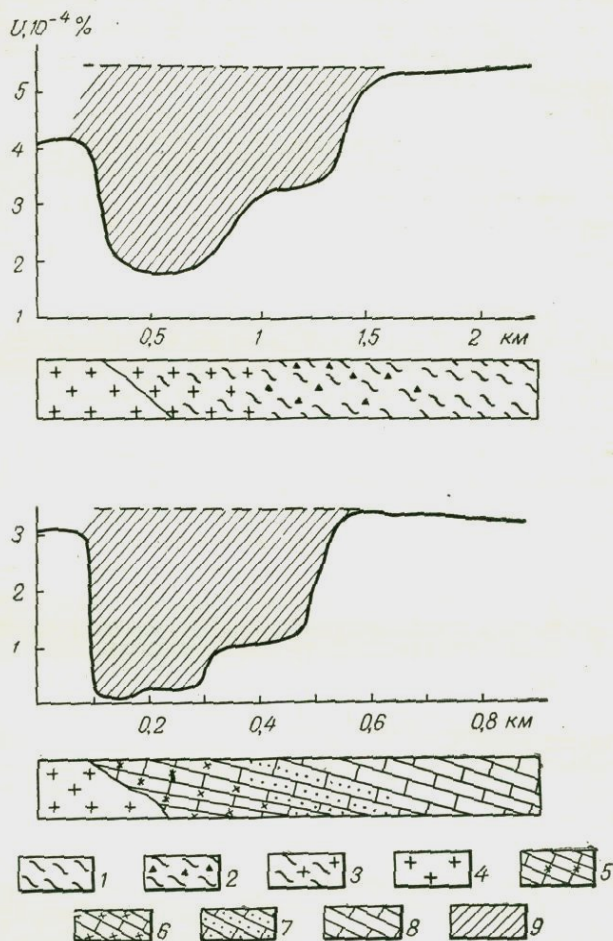


Рис. 31. Распределение урана в ороговикованных породах из зон контактового изменения гранитоидных интрузий Средней Азии [88].

Сланцы: 1 — углеродисто-кремнистые, 2 — слабоороговикованные (биотит-хлоритовые роговики); 3 — интенсивно ороговикованные породы; 4 — гранодиориты; мраморы: 5 — интенсивно перекристаллизованные, 6 — доломитизированные; известняки: 7 — окварцованные и частично скарпированные, 8 — неизменные битуминозные; 9 — области выноса урана при контактовом метаморфизме.

Минимальными среди метаморфических пород количествами урана и тория отмечаются эклогиты [385].

В целом среди метаморфических пород — продуктов регионального динамотермального и контактового метаморфизма — по

содержанию урана и тория различаются лишь образования, метаморфизованные в условиях амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. В продуктах более высоких ступеней метаморфизма (гранулитовые фации) содержание радиоактивных элементов практически выравнивается во всех типах пород.

В отличие от продуктов прогрессивного метаморфизма образования регрессивной стадии изучены менее детально. Некоторые авторы приводят данные о весьма низком содержании урана и тория в диафоритах (кварцево-альбит-серпичитовые сланцы по гнейсам). Однако эти данные не увязываются с более поздними результатами и фактом значительного привноса в регрессивную стадию углекислоты и воды.

Существенное изменение радиоактивности горных пород вызывают процессы ультраметаморфизма и гранитизации [75, 77]. В разных фациальных зонах метаморфизма фиксируется обычно проявление нескольких стадий ультраметаморфизма и гранитизации, с которыми связано возникновение мигматитов и разных по составу метасоматических гранитов с закономерно понижающейся основностью и повышающейся щелочностью пород от древних к более молодым.

В ряде регионов (Балтийский, Алданский щиты и др.) в разные эпохи архейского и протерозойского диастрофизма фиксируются обычно две стадии ультраметаморфизма. С первой стадией анатектической гранитизации (в условиях высшей амфиболитовой и гранулитовой фаций при ограниченной роли процессов калишпатизации) связано формирование преимущественно гиперстеновых гранодиоритов и плагiogранитов и мигматитов чарнокитового комплекса, богатых кальцием и бедных радиоактивными элементами. Содержание урана и тория в чарнокитах обычно не выше, чем в гиперстеновых и других гнейсах и кристаллических сланцах гранулитовых фаций.

Во вторую стадию гранитизации и мигматизации метаморфических пород, протекающую обычно в несколько фаз, формируются неравновесные минеральные парагенезы с существенным привносом ряда компонентов, в частности калия (в результате проявления процессов кремне-калиевого метасоматоза). При этом происходит дальнейшая мобилизация вещества (в том числе и радиоактивных элементов) предшествующих фаз ультраметаморфизма и избирательное перемещение в расплав наиболее кислых разностей гранитоидов. В результате этих процессов продукты микроклинизации — палингенно-метасоматические и интрузивно-анатектоидные образования последних стадий — наиболее обогащены калием, ураном и торием (см. табл. 17, рис. 29). В калишпатизированных порфиробластических гнейсах, аляскитовых гранитах и, особенно, в пегматитах, как правило, резко увеличивается торий-урановое отношение благодаря большому количеству ториеносных аксессуариев (торита и монацита).

## Магматические породы

Радиогеохимические особенности магматических пород складчатых и платформенных областей изучены наиболее достоверно. Детально исследован целый ряд интрузивных массивов [1, 2, 61, 62, 120, 127, 128, 138, 146, 147, 156, 171, 207, 265, 288, 380, 391], составлены сводки по содержанию урана и тория как в отдельных телах интрузивных и эффузивных пород [66, 73, 144], так и в магматических образованиях земной коры в целом [49, 66, 289, 304, 409]. Детальность и тщательность освещения радиогеохимических

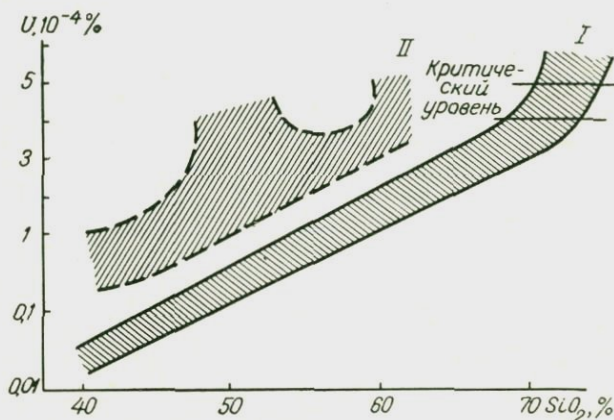


Рис. 32. Зависимость содержания урана от содержания кремнезема в разных сериях изверженных пород.

Серии: I — известково-щелочная, II — щелочная.

особенностей интрузивных и эффузивных пород земной коры позволяют нам ограничиться краткой сводкой среднего содержания урана и тория в магматических образованиях разного состава.

Для изверженных пород известково-щелочной серии наиболее характерной радиогеохимической особенностью является постепенное возрастание содержания урана и тория в ряду

ультраосновные породы → основные → средние → кислые

пропорционально увеличению кремнезема и калия (рис. 32). При этом количество урана и тория в отдельных группах (типах) изверженных пород различается практически на порядок (табл. 19). Среди магматических образований известково-щелочной серии повышенное содержание урана и тория, превышающее кларк, и избыточные формы элементов характерны лишь для кислых пород (граниты и липариты).

Наиболее сложным является распределение урана и тория в гранитоидных породах (рис. 33), среди которых Л. В. Комлев

ТАБЛИЦА 19

Среднее содержание урана и тория в магматических породах известково-щелочной серии (по А. А. Смыслову, Г. А. Шаткову, Л. В. Комлеву и др.)

Породы, район	U, 10 <sup>-4</sup> %	Th, 10 <sup>-4</sup> %	Th/U
<i>Интрузивные</i>			
Перидотиты, пироксениты	0,03	0,08	2,7
Габбро, диабазы	0,6	1,8	3,0
Диориты	1,8	6,0	3,3
Кварцевые диориты, гранодиориты	2,1	8,3	4,0
Плагiogраниты (K < Na)	2,7	9,6	4,0
Граниты (K ≈ Na)	4,5	18,0	4,0
Щелочные граниты (K > Na)	~6	~25	4,0—5,0
<i>Эффузивные</i>			
Диабазы, базальты	0,7	2,3	3,2
Андезиты	1,2	4,0	3,3
Дациты	2,5	10,0	4,0
Липариты			
Северный Казахстан	4,6	28,0	6,1
Забайкалье	4,5	22,0	4,9
Центральный Казахстан	4,0	19,0	4,7
Каратау	5,0	16,0	3,2
Алтае-Саянская область	5,3	11,4	2,1
Среднее	4,7	19,0	4,0

Примечание. Для каждого типа пород использованы, как правило, результаты сотен анализов урана и тория.

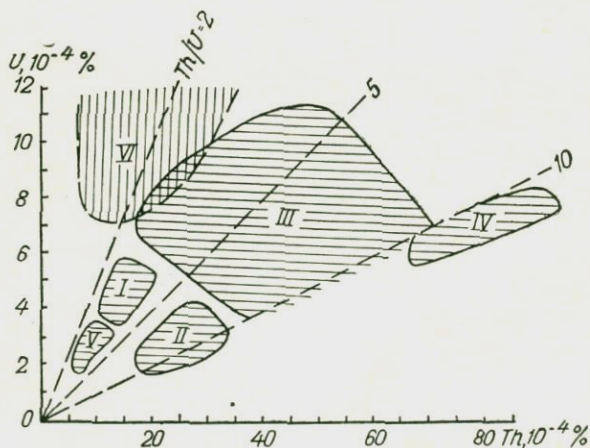


Рис. 33. Главнейшие радиогеохимические типы гранитов.

I—V — типы по Л. В. Комлеву; VI — существенно ураноносные (Th/U ≈ 1 ÷ 2) лейкократовые граниты эвгеосинклиналильных (?) зон.

еще в 50-х годах выделил несколько радиогеохимических типов, главные из которых следующие.

1. Нормально радиоактивные граниты ( $K \approx Na$ ) с близким к кларку содержанием урана и тория и средним торий-урановым отношением (2,5—4,5).

2. Повышенно радиоактивные граниты при ясно выраженном недостатке урана ( $Th/U > 6 \div 10$ ). Подобного рода граниты часто бывают приурочены к метаморфическим выступам, сложенным породами карбонатного состава (Восточный Саян).

3. Высокорадиоактивные лейкократовые граниты редко-металльного типа с повышенным содержанием урана, тория, бериллия, молибдена, вольфрама. Торий-урановое отношение в гранитах варьирует в широких пределах. Наиболее распространены лейкократовые граниты с повышенным (5—10) торий-урановым отношением (Кукульбейский, Акчатауский, Дальненский и другие комплексы).

4. Высокорадиоактивные существенно ториеносные аляски-товые граниты ( $Th/U > 10$ ) — граниты Срединного Тянь-Шаня, Восточного Саяна и др.

5. Слаборадиоактивные граниты (гранодиориты, плагиограниты), богатые кальцием и натрием ( $K < Na$ ) и бедные ураном и торием ( $Th/U < 2 \div 3$ ). В настоящее время среди слаборадиоактивных плагиогранитов установлены разности с повышенным торий-урановым отношением ( $> 5$ ).

Самое высокое содержание урана и тория, до  $(50 \div 100) \times 10^{-4}\%$ , фиксируется в щелочных эгириновых и других гранитах посторогенных стадий развития подвижных поясов, включая периоды тектоно-магматической активизации. Наиболее резкая разница в радиоактивности намечается между гранитами, богатыми кальцием, — плагиограниты,  $U \approx (1,5 \div 3,0) \cdot 10^{-4}$ ,  $Th \approx (5 \div 15) \cdot 10^{-4}\%$  — и бедными кальцием с высоким содержанием калия,  $U \approx (4 \div 10) \cdot 10^{-4}$ ,  $Th \approx (20 \div 50) \cdot 10^{-4}\%$ .

В вулканогенных породах известково-щелочной серии тенденция к росту радиоактивности с увеличением кислотности проявлена еще отчетливее. Это связано с более устойчивым содержанием урана в однотипных по составу вулканогенных породах (см. табл. 18). Следует лишь отметить постоянно повышенное содержание урана и тория и несколько пониженное торий-урановое отношение в вулканических стеклах по сравнению с раскристаллизованными разностями вулканитов. И наконец, для отдельных слабо дифференцированных блоков континентальной части земной коры (Камчатка, Курильские острова) и океанических впадин типичны пониженное содержание урана и тория и низкое торий-урановое отношение (1—2) в изверженных породах разного состава: базальтах, андезитах, дацитах.

Магматические образования (интрузивные и эффузивные) повышенной щелочности в общем случае характеризуются более высокой радиоактивностью по сравнению с близкими по кислот-

ности породами известково-щелочной серии (табл. 19, 20), что отмечается как в ультраосновных — щелочных породах (меймечитах, мельтейгитах и др.), так и в трахитах и трахилипаритах. Возможно, в ряде случаев повышенная радиоактивность щелочных

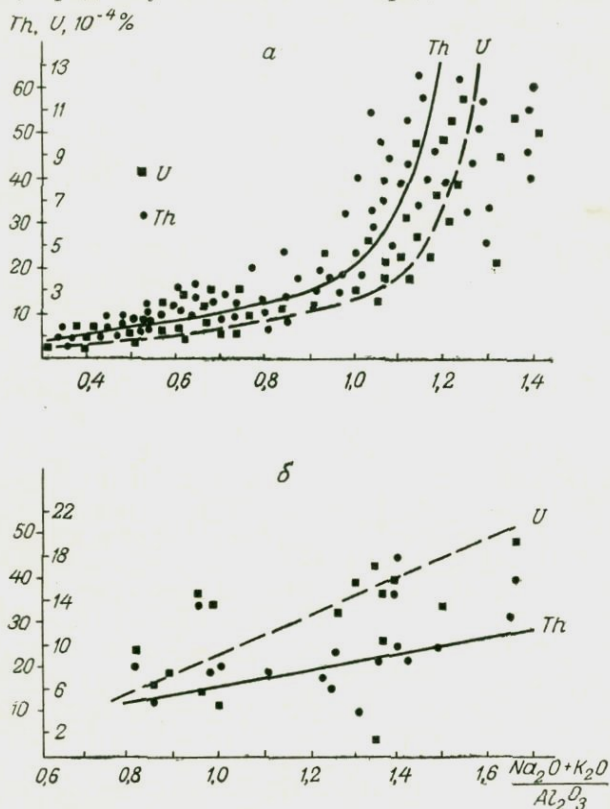


Рис. 34. Зависимость содержания урана и тория в щелочных породах от коэффициента агпаитности (по В. И. Герасимовскому, А. И. Полякову, Л. Л. Леоновой и др.).

Породы: а — докембрийские, б — фанерозойские.

пород обусловлена широко проявленными постмагматическими процессами (главным образом щелочным метасоматозом).

В щелочных породах нет прямой корреляционной зависимости между содержанием урана и тория, с одной стороны, и калия, с другой. Для петрогенных компонентов наиболее четкая связь радиоактивности фиксируется с коэффициентом агпаитности (рис. 34). Как правило, миаскитовые нефелиновые сиениты отличаются от агпаитовых меньшим содержанием урана и, в особенности, тория.

ТАБЛИЦА 20

Содержание урана и тория в некоторых типах магматических пород щелочной серии (по В. И. Герасимовскому, А. И. Полякову, Л. Л. Леоновой и др.)

Породы	U, 10 <sup>-4</sup> %	Th, 10 <sup>-4</sup> %	Th/U
<i>Интрузивные</i>			
Миаскитовые нефелиновые сиениты	4,1	7,2	1,8
Агпаитовые нефелиновые сиениты	10,3	28,3	2,8
<i>Эффузивные</i>			
Трахибазальты	2,4	8,0	3,3
Трахиандезиты	3,5	15,0	4,2
Трахиты, трахилицариты	3—8	30—50	4—5, до 10

В целом среди магматических комплексов намечается несколько типов пород, содержание урана в которых выше критического уровня,  $\sim (4,5 \div 5,0) \cdot 10^{-4}\%$ . Это тот уровень, до которого сохраняется прямая пропорциональная зависимость содержания элемента от петрогенных компонентов ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и др.). В подобного рода породах фиксируются, как правило, высокое содержание легкоизвлекаемого урана [2, 238], наличие его свободных форм (вне кристаллических структур породообразующих и акцессорных минералов). С такими породами [лейкократовые и рибекитовые граниты, ультраосновные — щелочные породы (мельтейгиты, меймечиты), нефелиновые сиениты, трахиты и трахилицариты, кислые вулканические стекла] связаны интенсивное перераспределение урана и тория при грейзенизации (лейкократовые граниты), щелочном метасоматозе (нефелиновые сиениты, меймечиты) и других типах изменений, появление постмагматических локальных концентраций урана и тория и другие признаки, свидетельствующие о геохимической специализации интрузивных и вулканогенных образований.

## УРАН И ТОРИЙ В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЯХ И РЯДАХ ФОРМАЦИЙ

Разработанное советскими геологами (Ю. А. Билибин, Ю. А. Кузнецов, Н. С. Шатский, В. И. Драгунов и др.) учение о геологических формациях, а также составленные формационные карты разного масштаба позволили приступить к оценке геохимических характеристик конкретных типов формаций.

По сравнению с минералами и горными породами геологические формации и ряды формаций отличаются значительно меньшей конвергентностью. Это позволяет исследовать на формационном уровне геохимические характеристики вещества, слагающего тектонические структуры разных этапов (стадий) развития геосинклинально-складчатых и платформенных областей. В частности, изучение геохимии геологических формаций позволяет наиболее объективно и правильно выделить геохимические эпохи накопления рудных элементов и увязать их с общим ходом тектонического развития регионов и эволюцией вещества земной коры.

Определение среднего содержания элементов и других параметров геологических формаций и рядов формаций представляет наибольшие трудности из-за отсутствия четких границ и суждений об объеме входящих в их состав конкретных типов горных пород. В связи с этим на современной стадии изученности геологических формаций автором применялись разные способы оценки среднего содержания элементов: по средневзвешенному с учетом объема всех разновидностей

горных пород, входящих в состав формаций; по средней радиоактивности главного типа пород; по сборным точечно-валовым пробам из разрезов осадочных и осадочно-вулканогенных формаций.

Радиогеохимическая характеристика разных типов геологических формаций складчатых и платформенных областей земной коры приведена в следующей главе. Здесь даны лишь обобщенные сведения по некоторым основным типам формаций, главным образом по формациям подвижных поясов (табл. 21).

Характерной геохимической особенностью геологических формаций геосинклинально-складчатых областей является более высокое содержание урана и тория в терригенных и кремнисто-терригенных формациях миогеосинклиналей по сравнению с эвгеосинклинальными отложениями. Для первых характерны, в частности, углеродисто-кремнистые и углеродисто-глинистые субформации, существенно обогащенные ураном, ванадием, фосфором и другими элементами.

Радиогеохимическое различие осадочных и осадочно-вулканогенных формаций разных стадий развития подвижных поясов наиболее четко проявляется в содержании тория и в торий-урановом отношении, которое достигает максимума в посторогенных терригенных и вулканогенно-терригенных формациях верхней молассы (рис. 35). Специфическая радиогеохимическая особенность молассоидных формаций обусловлена повышенным содержанием обломков ториеносных акцессорных минералов и частичным выносом урана из хорошо проницаемых осадочных отложений. Терригенные, галогенно-терригенные и карбонатные формации краевых прогибов и субплатформенных наложенных впадин отличаются, как правило, пониженным содержанием урана и тория и низким торий-урановым отношением. Для подвижных поясов в целом намечается тенденция к постепенному уменьшению радиоактивности осадочных формаций от геосинклинальной стадии к посторогенной и субплатформенной.

Для магматических формаций геосинклинально-складчатых областей типично увеличение содержания урана и тория с уменьшением возраста интрузий и вулканитов. В частности, наименьшей радиоактивностью отличаются интрузивные (гипербазитовые, габбро-плагиогранитовые) и эффузивные (спилито-диабазовая и спилито-кератофировые) формации геосинклинальной стадии развития подвижных поясов земной коры (см. табл. 21). Низкое содержание урана и тория и слабо проявленное их накопление в конечных (более кислых) продуктах магматической дифференциации характерны в том числе и для габбро-плагиогранитовых формаций, завершающих геосинклинальную стадию развития.

Богатые кальцием кварцевые диориты, плагиограниты и другие породы данной формации почти повсеместно отличаются повышенным содержанием глинозема, весьма низкой щелочностью при явно выраженной натриевой специализации, а также

## Среднее содержание радиоактивных элементов в магматических формациях фанерозойских складчатых областей

Период развития	Формации	Главнейшие типы изверженных пород	SiO <sub>2</sub>	Радиоактивные элементы			
				K, %	Th, 10 <sup>-4</sup> %	U, 10 <sup>-4</sup> %	Th/U
Геосинклинальный	Гипербазитовая	Пироксениты, перидотиты, серпентиниты	—	0,07	<1	0,05—0,3	<3
	Спилито-кератофировая	Диабазы, диабазовые порфиры	51,0	—	$\frac{2,0}{1,0-3,0}$	$\frac{0,8}{0,7-1,1}$	2,5
		Альбитофиры, кварцевые порфиры	72,0	—	$\frac{3,0}{2,0-5,0}$	1,8	1,6
	Андезитовая	Андезиты, андезитовые порфиры	—	—	$\frac{3,0}{2,0-5,0}$	$\frac{1,4}{1,0-1,7}$	2,2
Инверсионный	Габбро-плагногранитовая и диорит-гранодиоритовая	Габбро, габбро-диориты	51,5	0,8	$\frac{4,0}{3,0-5,0}$	$\frac{1,0}{0,6-1,2}$	$\frac{4,0}{3,0-7,0}$
		Диориты, кварцевые диориты	61,6	1,2	$\frac{4,8}{3,0-7,8}$	$\frac{1,5}{1,2-2,0}$	$\frac{3,2}{1,9-5,2}$
		Плагнограниты, гранодиориты	71,0	1,9	$\frac{6,4}{3,0-11,8}$	$\frac{2,1}{1,5-2,5}$	$\frac{3,0}{1,2-5,4}$
	Гранитовая и гранит-гранодиоритовая	Микроклиновые порфиридные биотитовые граниты (главная фаза)	71,0	1,9	$\frac{28,5}{9,0-38,0}$	$\frac{4,7}{3,3-0,7}$	$\frac{6,0}{3,0-7,0}$
		Мелкозернистые лейкократовые граниты (дополнительная фаза)	74,0	—	$\frac{36,7}{30,0-44,0}$	$\frac{7,6}{5,8-10,7}$	$\frac{4,8}{3,0-5,0}$
	Андезито-дацитовая	Базальтовые порфиры и их пирокласты	—	—	6,0	$\frac{1,5}{1,3-2,8}$	4,0
Постинверсионный	Андезито-дацитовая	Андезитовые и трахиандезитовые порфиры и их туфы	—	—	$\frac{9,0}{6,0-14,0}$	$\frac{2,5}{1,5-4,0}$	3,6
		Дацитовые порфиры	64	—	$\frac{14}{7,0-20,0}$	$\frac{3,5}{2,0-4,0}$	4,0
		Липаритовая	Кварцевые порфиры, фельзиты	—	—	$\frac{19,0}{11,4-28,0}$	$\frac{4,7}{4,0-5,3}$
	Гранит-лейкогранитовая	Лейкократовые и аляскитовые граниты	—	—	48,0	9,0	5,4
	Дайковая	Дайки диоритовых и диабазовых порфиритов	—	—	$\frac{5,0}{3,0-13,0}$	$\frac{3,3}{2,6-10,0}$	$\frac{1,5}{1,0-1,7}$

Примечания. 1. Используются результаты радиогеохимических исследований, проводившихся главным образом в пределах палеозойских складчатых областей Казахстана [261], Урала [156], Средней Азии [120], Алтае-Саянской горной области [2]. 2. В числителе — среднее содержание элемента, в знаменателе — пределы колебаний среднего для пород отдельных регионов.

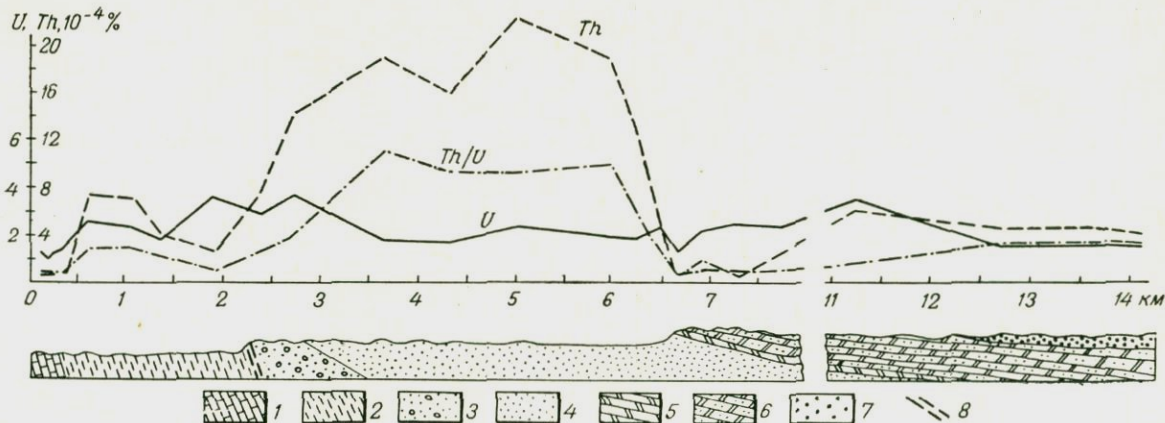


Рис. 35. Радиоактивные элементы в палеозойских осадочных формациях разных стадий развития подвижного пояса (Северный Казахстан).

Флишиоидная позднегеосинклинальная формация: 1 — известняки, 2 — полимиктовые песчаники; молассоидная позднеорогенная формация: 3 — базальные красноцветные конгломераты, 4 — кварц-полевошпатовые преимущественно среднезернистые красноцветные окисленные песчаники; карбонатная субплатформенная формация: 5 — известняки, 6 — мергели; 7 — терригенная субплатформенная формация, грубозернистые пестроцветные песчаники; 8 — разломы.

пересыщенностью гранитных разновидностей кремнеземом. В разных регионах эти породы имеют близкое содержание урана, в то время как концентрация тория меняется в широких пределах: от  $(5 \div 15) \cdot 10^{-4}\%$  в интрузиях Северного Казахстана до  $(2 \div 3) \times 10^{-4}\%$  в массивах Алтае-Саянской складчатой области.

Общей радиогеохимической особенностью магматических формаций геосинклинальной стадии развития подвижных поясов является низкое первичное содержание урана и тория в ультраосновных, основных и умеренно кислых магмах, близкий характер поведения урана и тория и слабо проявленное накопление элементов в конечных продуктах магматической дифференциации. Инертность геохимического поведения урана и тория может быть объяснена низким первичным содержанием элементов в расплаве, общее количество которых, как правило, ниже того предела, который может быть достигнут при их вхождении в кристаллические структуры породообразующих минералов.

В орогенную (инверсионную) стадию развития подвижных поясов формируются крупные многофазные интрузии (батолиты) гранитоидов нормального ряда (Сусамырский батолит, Зерендинский плутон) гранодиорит-гранитовой и гранитовой формаций. Для этих формаций характерно нормальное (близкое к кларку) или слабо повышенное содержание урана и тория (см. табл. 21).

В генетически связанных сериях биотитовых и других гранитов, входящих в состав этих формаций, наблюдается в большинстве случаев четко выраженная концентрация урана и тория в самых молодых породах (главным образом лейкократовых гранитах второй или третьей фазы внедрения и пегматитах). Можно отметить некоторые главнейшие особенности этого процесса.

1. Обогащение ураном и торием конечных дифференциатов синорогенных интрузий гранитов наблюдается на фоне относительно небольшого увеличения кислотности пород и содержания калия.

2. Накопление урана происходит, как правило, быстрее тория, в связи с чем в более поздних продуктах магматической дифференциации отмечается уменьшение торий-уранового отношения.

3. Увеличение концентрации радиоактивных элементов ослабевает в самые заключительные стадии образования гранитоидных формаций (дайки аплитов и гранит-порфиров).

Среди магматических образований завершающих периодов развития подвижных поясов наибольшим распространением пользуются вулканогенные породы разных фаций глубинности, которые объединяются в несколько формаций: базальто-андезитовую, трахиандезитовую или андезитовую, андезито-дацитовую, липаритовую и др. Общей радиогеохимической особенностью вулканических и вулкано-интрузивных формаций постинверсионной стадии развития является значительно более высокий уровень содержания урана, тория и калия по сравнению с аналогичными по кислотности геосинклинальными эффузивами (см. табл. 21).

Анализ данных о содержании урана и тория в позднеорогенных вулканитах в зависимости от времени их формирования показывает, что постинверсионная стадия подвижных поясов имеет ряд специфических особенностей в поведении радиоактивных элементов, которые совершенно нехарактерны для предшествующих периодов и находятся в противоречии с хорошо известными закономерностями, неоднократно освещавшимися в литературе. Так, не наблюдается увеличения содержаний урана и тория в эффузивах и тесно связанных с ними экструзивных и интрузивных образованиях молодых эпох. По имеющимся данным, наиболее радиоактивными являются вулканиты липаритовой формации из зон байкальской складчатости, в то время как в дацитах и липаритах некоторых герцинских (Восточный Казахстан) и даже кайнозойских (Камчатка) складчатых областей урана и тория на порядок меньше.

Наиболее высокое содержание урана и тория характерно для постинверсионной гранит-лейкогранитовой формации (Акчатауский, Дальненский, Кукульбейский и другие комплексы). Среди пород этой формации выделяется два радиогеохимических типа: с высоким торий-урановым отношением ( $\geq 5 \div 10$ ) и пониженным ( $\leq 2 \div 3$ ). В общем виде поведение урана и тория в зависимости от времени образования магматических формаций подвижных поясов свидетельствует о наличии ряда радиогеохимических ритмов, в каждом из которых постепенно увеличивается содержание урана и тория к более молодым изверженным породам, отражая закономерную смену состава пород от основных к кислым.

Первый, наиболее продолжительный, радиогеохимический ритм охватывает изверженные породы геосинклинальной и раннеорогенной стадий. С более поздними (поздне- и посторогенными)

ТАБЛИЦА 22  
Среднее содержание урана и тория в магматических формациях платформенных областей

Породы	Платформа	U, 10 <sup>-4</sup> %	Th, 10 <sup>-4</sup> %	Th/U
<i>Трапповая формация</i>				
Базальты и их туфы	Сибирская (PZ-MZ)	0,65	2,8	4,3
	Русская	1,0	3,0	3,0
	Африканская (Эфиопия)	1,1	3,0	3,0
Долериты, габбро-долериты	Индийская (траппы Декана)	0,7	2,9	4,1
	Сибирская	0,65	3,3	5,1
	Африканская (траппы Карру)	0,42	—	—
<i>Трахибазальтовая формация</i>				
Трахибазальты, трахандезиты	Сибирская	2,3	8,3	3,6
Кимберлиты	»	2,9	12,5	4,3

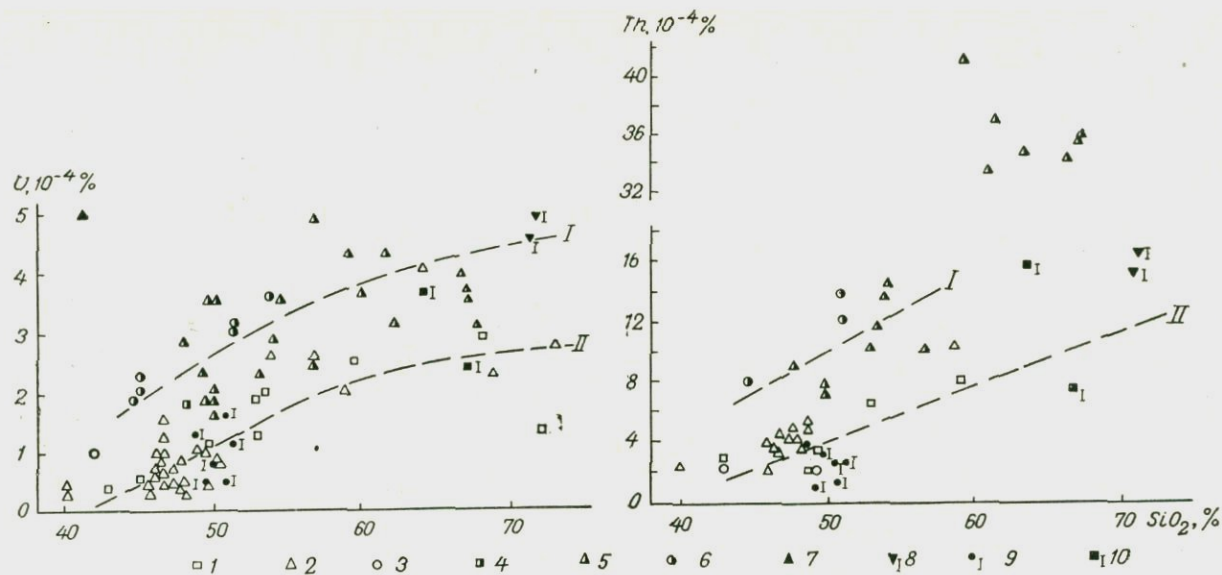


Рис. 36. Зависимость содержания урана и тория в магматических формациях от содержания в них кремнезема.

Серии: I — щелочная, II — известково-щелочная.

Трапповая формация: 1 — протерозойская (диабазы, габбро-долериты), 2 — среднепалеозойская (базальты, долериты), 3 — верхнепалеозойско-мезозойская (базальты, долериты); трахибазальтовая формация: 4 — протерозойская (сиениты), 5 — среднепалеозойская (трахибазальты, трахиандезиты, трахиты), 6 — верхнепалеозойско-мезозойская (трахибазальты, трахиты); 7 — ультраосновная-щелочная формация среднепалеозойская; лавы Эфиопии: 8 — трахиты, 9 — базальты, 10 — риолиты.

проявлениями магматизма связаны один или несколько непродолжительных, но более сложных ритмов, в которых фиксируются геохимические эпохи накопления урана и тория в вулканогенных (липаритовой и трахитовой) и интрузивных (гранит-лейкогранитовой) формациях. Характерные радиогеохимические ритмы [2] находят подтверждение не только в большинстве изученных палеозойских складчатых областей, но и на щитах [294].

Наиболее распространенная магматическая формация платформенной стадии развития земной коры (трапповая в разных частях континентов имеет близкие содержания урана и тория

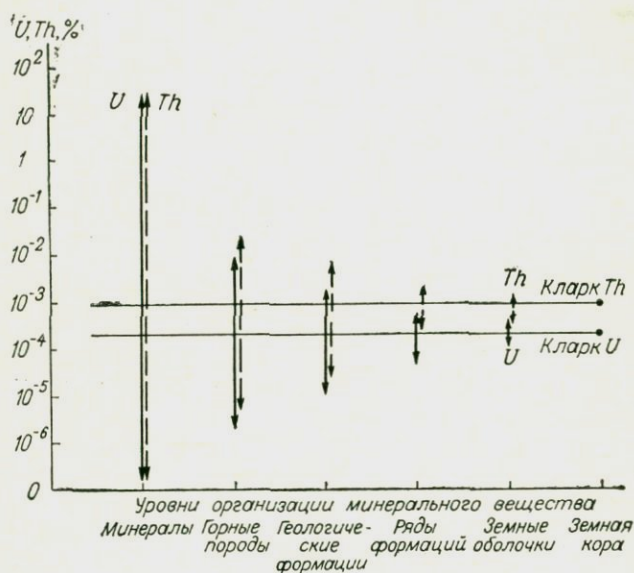


Рис. 37. Диапазоны содержания урана и тория в веществе земной коры разных уровней организации.

(табл. 22), что свидетельствует о значительной однородности вещественного состава областей питания магм, расположенных, по-видимому, в пределах базальтового слоя [27]. Более высокий уровень радиоактивности (рис. 36) характерен для вулканитов повышенной щелочности (трахибазальтовая формация), отдельные представители которых (трахилипариты) имеют высокое торий-урановое отношение.

Распределение урана и тория в геологических формациях свидетельствует о еще большей, чем для пород, зависимости содержания радиоактивных элементов от кремнезема и калия, а для осадочных формаций — от фосфора и органического вещества. Следует отметить также значительно меньший диапазон колебаний среднего содержания элементов (табл. 23) в геологи-

ТАБЛИЦА 23

## Уровни организации вещества литосферы, их радиогеохимическая характеристика и цель изучения

Уровни организации	Содержание урана и тория, %	Связь с петрогенными компонентами	Некоторые решаемые вопросы
Минеральный	$n \cdot 10^{-7} - 10n$	Отсутствует	Изучение формы нахождения урана и тория. Оценка руд
Породный	$n \cdot 10^{-6} - n \cdot 10^{-2}$	Средняя ( $\text{SiO}_2$ , $\text{K}_2\text{O}$ , $\text{C}_{\text{орг}}$ и др.)	Выделение геохимически специализированных комплексов
Формационный (формации и ряды формаций)	$n \cdot 10^{-5} - n \cdot 10^{-4}$	Сильная ( $\text{SiO}_2$ , $\text{K}_2\text{O}$ )	Выделение геохимических эпох (формации) и провинций (ряды формаций)
Оболочечный	$n \cdot 10^{-4}$	Прямая функциональная ( $\text{SiO}_2$ , $\text{K}_2\text{O}$ )	Определение кларка элементов и изучение вертикальной зональности земной коры

ческих формациях и рядах формаций по сравнению с минералами и горными породами.

В целом анализ среднего содержания и неоднородности распределения урана и тория в минеральном веществе разных уровней организации (рис. 37, табл. 23) приводит к выводу, что от минералов к земным оболочкам постепенно сужается диапазон радиоактивности и усиливается связь радиоактивных элементов с главными петрогенными компонентами: кремнием, кислородом, калием и др.

## ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ УРАНА И ТОРИЯ В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЯХ РАЗНЫХ СТРУКТУР ЗЕМНОЙ КОРЫ

Накопленный в последние десятилетия материал о содержании и форме нахождения урана и тория в минералах, горных породах и геологических формациях, а также результаты радиогеохимического картирования позволили выяснить пространственно-временные закономерности распределения радиоактивных элементов в разных структурах земной коры (главным образом в континентальных блоках).

В соответствии с основными тектоническими подразделениями в настоящей главе изложены данные об особенностях распределения и эволюции во времени урана и тория в докембрийских и фанерозойских складчатых областях и чехлах платформ. Подобного рода описание стало возможным благодаря систематическим радиогеохимическим исследованиям в ряде крупных регионов. Отличительной особенностью этих исследований, выполненных автором и другими геологами, является последовательное освещение особенностей распределения радиоактивных элементов в магматических [2, 61, 261], осадочных [225, 263] и метаморфических [266] образованиях земной коры, закономерно возникающих в ходе направленного развития подвижных и платформенных областей.

### Докембрийские складчатые области

Эволюция докембрийских складчатых областей охватывает наиболее длительный интервал геологической истории, имеющий важнейшее значение в истории раз-

вития Земли, формировании ее главнейших структур и их металлогенического облика. В связи с этим изучение радиохимии древних сооружений земной коры представляется особенно важным не только для познания процессов миграции урана и тория в докембрии, но и для понимания всей последующей геохимической эволюции элементов.

Анализ данных по распределению урана и тория в древних (докембрийских) складчатых областях, выделение в их границах геохимических эпох и провинций сопряжены со значительными трудностями, так как первичная радиохимическая зональность осадочных и магматических формаций во многом замаскирована более поздними процессами регионально прогрессивного и регрессивного метаморфизма, ультраметаморфизма и метасоматоза, а также проявлениями тектоно-магматической активизации в позднем протерозое, палеозое, мезозое и иногда кайнозое.

Изучение геохимии урана и тория в метаморфических и магматических образованиях докембрийских складчатых областей было начато еще в 30-х годах [59], однако обобщающие работы по этому вопросу появились относительно недавно [88, 89, 266, 387]. Значительный материал по геохимии радиоактивных элементов в разных по составу и возрасту метаморфических толщах получен для Алданского [89, 293], Украинского [64, 75, 133], Балтийского [210, 294], Австралийского [387], Канадского [373] и других щитов. Схемы радиохимического районирования для отдельных щитов и их частей были составлены Ю. Г. Герасимовым [64] и другими авторами.

Ниже приводится краткая характеристика геохимических особенностей метаморфических и магматических формаций щитов в возрастной последовательности и дается описание главнейших закономерностей пространственного распределения элементов.

Для докембрийских складчатых областей по геологическим, металлогеническим и радиологическим данным Т. В. Билибина, Л. И. Салоп [239] и другие исследователи выделяют несколько существенно разных по геохимическим чертам эпох: архейскую (древнее 2800 млн. лет), ранне- (1900—2800 млн. лет), средне- (1600—1900 млн. лет) и позднепротерозойскую (600—1600 млн. лет). Последующая история развития докембрийских складчатых областей связана с установлением платформенного режима и проявлением эпох тектоно-магматической активизации в палеозое, мезозое и кайнозое. Каждая из эпох характеризуется образованием специфических структурно-формационных комплексов, различающихся вещественным составом, металлогенической и геохимической специализацией.

Среди кристаллических образований архея наиболее широко развиты высокометаморфизованные (гранулитовая и высшая амфиболитовая фации) пара- и ортопороды, а также мигматиты и граниты (продукты ультраметаморфизма и гранитизации) с существенно натриевой специализацией (чарнокиты, плагιοграниты).

Все эти породы отличаются низким (редко превышающим кларк) и ровным содержанием урана и тория (табл. 24, рис. 38).

На примере обобщения обширных материалов по геохимии урана и тория разных щитов земного шара видно, что в архее решающее влияние на миграцию урана и тория и специализацию

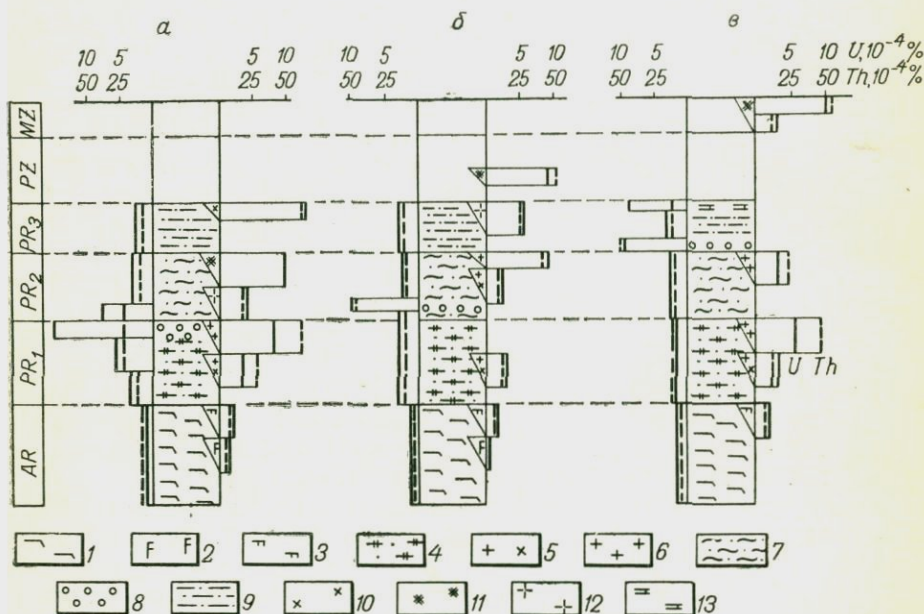


Рис. 38. Вертикальная геохимическая зональность метаморфических толщ докембрийских складчатых областей (щитов) (по Т. В. Билибиной, В. К. Титову, А. А. Смыслову и др.).

Щиты: а — Украинский, б — Балтийский, в — Алданский.

1 — пироксеновые гнейсы, амфиболиты гранулитовой фации; 2 — чарнокиты; 3 — плагиоклазовые мигматиты, плагиограниты; 4 — гнейсы, кристаллические сланцы, песчаники амфиболитовой фации; 5 — микроклиновые граниты и мигматиты; 6 — пегматитовые микроклиновые граниты; 7 — кристаллические сланцы, песчаники, кварциты зеленосланцевой фации; 8 — конгломераты, гравелиты; 9 — песчаники, аргиллиты, известняки; 10 — граносyenиты; 11 — нефелиновые сyenиты и другие щелочные породы; 12 — граниты рапакиви; 13 — битуминозные известняки.

геохимического облика пород имели процессы регионального метаморфизма и ультраметаморфизма, которые в значительной степени снивелировали содержание урана и тория в глубинных зонах и привели к формированию слабоконтрастных радиогеохимических зон и провинций. Процессы ультраметаморфизма и гранитизации, захватывающие глубокометаморфизованные породы архея, сопровождаются обычно незначительным привнесением урана и тория в мигматит-плагиогранитовые и чарнокитовые комплексы, который не искажает общей равномерной картины распределения относительно низких количеств урана и тория.

ТАБЛИЦА 24

Радиогеохимические особенности геологических формаций архея докембрийских складчатых областей  
(по В. К. Титову, Н. П. Ермолаеву, Л. В. Комлеву и др.)

Формации	Породы	Балтийский щит							Украинский щит							Алданский щит						
		Уран			Торий				Th/U	Уран			Торий				Th/U	Уран		Торий		
		n	$\bar{x}, 10^{-4} \%$	$V_x, \%$	n	$\bar{x}, 10^{-4} \%$	$V_x, \%$	n		$\bar{x}, 10^{-4} \%$	$V_x, \%$	n	$\bar{x}, 10^{-4} \%$	$V_x, \%$	n	$\bar{x}, 10^{-4} \%$		$V_x, \%$	n	$\bar{x}, 10^{-4} \%$	$V_x, \%$	Th/U
Офиолитовая	Амфиболиты Биотитовые и амфибол- биотитовые гнейсы	10	0,7	50	9	2,5	—	3,6	30	0,7	60	21	1,2	40	1,5	38	1,5	12	5,2	3,5		
		33	1,6	35	16	5,0	55	3,1	20	1,3	40	15	6,6	35	5,0	64	1,9	16	7,1	3,7		
Аргиллит- песчаниковая	Биотитовые гнейсы Кварциты	65	1,1	40	—	—	—	—	67	2,2	45	33	6,8	55	3,1	23	1,2	3	3,0	2,5		
		—	—	—	—	—	—	—	15	1,7	65	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
Мигматит- плаггиограни- товая	Плаггиограниты Мигматиты	49	0,9	70	15	5,5	—	6,0	52	1,2	40	22	4,5	—	3,8	13	2,2	5	8,1	3,7		
		42	2,2	80	29	10,0	—	4,6	200	1,1	100	200	9,0	50	8,0	—	—	—	—	—		
Чарнокитовая	Гиперстеновые диориты и мигма- титы Чарнокиты	51	0,3	70	5	1,2	—	4,0	30	0,6	50	20	3,0	70	5,0	—	—	—	—	—		
		12	0,3	60	5	1,2	—	4,0	100	1,0	75	66	10,5	75	10,5	—	—	—	—	—		

ТАБЛИЦА 25  
Радиогеохимические особенности геологических формаций  
(по Л. В. Комлеву, В. К. Ти

Формации	Породы	Балтийский щит						
		Уран			Торий			Th/U
		n	$\bar{x}, 10^{-4} \%$	$V_x, \%$	n	$\bar{x}, 10^{-4} \%$	$V_x, \%$	
Аргиллит-песчаниковая	Биотитовые гнейсы	—	—	—	—	—	—	—
	Биотитовые и другие сланцы	—	1,5—3,4	—	—	10—16	—	3—5
Филлит-кварцито-конгломератовая	Филлиты	7	4,4	—	5	9,0	—	2,0
	Кварциты	9	0,7	—	—	—	—	—
	Крупнозернистые песчаники, конгломераты	—	—	—	—	—	—	—
Мигматит-гранитовая	Аплит-пегматитовые граниты	—	—	—	—	—	—	—
	Микроклиновые граниты	50	3,0	40—50	16	12,3	55	4,1
	Мигматиты	15	2,3	35	3	8,0	—	3,5
Гранитовая	Аплит-пегматитовые граниты	—	—	—	—	—	—	—
	Микроклиновые граниты	—	—	—	—	—	—	—

На современном уровне эрозионного среза слабо дифференцированные провинции приурочены к выходам глубокометаморфизованных (в условиях эклогитовой и гранулитовых фаций) пород (амфиболитовых и пироксеновых гнейсов и др.), мигматит-плаггиогранитовых, чарнокитовых и апортозитовых комплексов (Винницко-Подольский блок на Украинском щите, восточная часть Алданского щита, гранулитовый пояс Балтийского и Канадского щитов и др.). В глубокометаморфизованных породах архея доля легкоизвлекаемых соединений урана незначительна, так как имеющиеся низкие количества элемента закреплены в кристаллических структурах породообразующих и аксессуарных минералов.

С протерозойскими и более поздними эпохами развития докембрийских складчатых областей связаны появление значительной геохимической неоднородности метаморфических толщ и ультраметаморфических образований и формирование геохимически спе-

нижнего протерозоя докембрийских складчатых областей  
тову, Б. А. Горлицкому и др.)

	Украинский щит							Алданский щит				
	Уран			Торий			Th/U	Уран		Торий		Th/U
	n	$\bar{x}, 10^{-4} \%$	$V_x, \%$	n	$\bar{x}, 10^{-4} \%$	$V_x, \%$		n	$\bar{x}, 10^{-4} \%$	n	$\bar{x}, 10^{-4} \%$	
300	3,2	30—40	200	11,8	40	3,6	200	1,6	103	8,2	5,1	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
60	5,6	80	56	21	—	3,7	—	—	—	—	—	
70	6,2	100	40	22	—	3,4	74	1,0	20	6,0	6,0	
150	17,0	50	5	21	—	1,2	—	—	—	—	—	
343	2,8	80	279	10,0	90	3,6	—	—	—	—	—	
600	3,2	30—40	600	30,8	30—35	9,5	82	5,2	41	64,7	11,8	
234	3,4	50	167	16,0	45	4,7	100	3,4	20	26,3	7,6	
21	9,6	—	21	137	—	14,2	—	—	—	—	—	
50	7,2	—	17	73,4	—	10,2	—	11,2	—	22	2,0	

циализированных и дифференцированных комплексов пород и провинций. Наиболее существенную роль в геохимической дифференциации элементов играли процессы миграции урана и тория в раннепротерозойскую эпоху (см. рис. 38). Для отдельных щитов фиксируется повышенное содержание урана и тория в метаморфизованных осадочных и осадочно-вулканогенных породах (филлитах, кварцитах, песчаниках, конгломератах и др.). Обогащение этих пород радиоактивными элементами связано главным образом с процессами осадконакопления в древних геосинклинальных прогибах. Оно обусловлено либо сорбцией шестивалентных соединений урана осадками с повышенным содержанием органического вещества (графитсодержащие аспидные и другие сланцы) и железа (джеспилиты), либо накоплением урана и тория в форме обломков уран- и торийсодержащих аксессуарных минералов в песчаниках и конгломератах [75, 294].

На других щитах первично-осадочные и осадочно-вулканогенные формации нижнего протерозоя, как правило, обеднены ураном и торием (табл. 25), за исключением отдельных разновидностей кристаллических сланцев (Северное Приладожье), содержащих уран в количестве, близком к кларку.

Существенное перераспределение радиоактивных элементов в раннем протерозое происходило при формировании ультраметаморфических комплексов: мигматитов и гранитов. Раннепротерозойская эпоха гранитизации в условиях амфиболитовой фации [266, 294], сопровождавшаяся формированием геохимически специализированных и неоднородных комплексов, проявилась относительно синхронно в пределах всех щитов, но с разной степенью интенсивности. С этой эпохой связано становление высоко-радиоактивных гранитоидных комплексов мигматит-гранитовой и гранитовой формаций (Украина, Балтийский щит). Уже на ранних стадиях гранитизации заметно увеличивается содержание урана и тория и возрастает роль подвижных составляющих. Наиболее радиоактивные поздние продукты гранитизации: микроклиновые, пегматоидные и другие граниты. Повторное наложение процессов гранитизации приводит к резкому увеличению содержаний урана и тория [294].

Таким образом, процессы ультраметаморфизма, гранитизации и магматической дифференциации в раннем протерозое, с которыми связано образование гранитоидов мигматит-гранитовой и гранитовой формаций, приводят к существенному накоплению урана и тория в калиевых разностях гранитов.

В целом в раннепротерозойскую эпоху развития докембрийских складчатых областей (щитов) геохимическая дифференциация и миграция урана и тория в земной коре и геохимические эпохи экзогенного и эндогенного накопления металлов проявились наиболее ярко. При этом, если процессы эндогенной дифференциации радиоактивных элементов в результате ультраметаморфизма и гранитизации в условиях амфиболитовой фации проявились практически повсеместно, то существенное накопление урана и тория, связанное с осадконакоплением, происходило лишь на отдельных щитах (Африканский, Канадский).

Для среднепротерозойской эпохи развития докембрийских складчатых областей (табл. 26) характерна дальнейшая геохимическая дифференциация вещества в связи с осадконакоплением и эндогенными процессами метаморфизма и магматизма. Во многих зонах шло накопление урана и тория (совместно с золотом и лантаноидами) в грубозернистых породах (гравелиты, конгломераты) благодаря обогащению этих пород высокордиоактивными акцессорными минералами (циркон, монацит, турмалин), а также в меденосных алевроит-песчаниках, филлитовидных обогащенных углистым веществом сланцах и др.

В ходе магматических процессов в среднепротерозойскую эпоху формировались как слаборадиоактивные породы (габбро,

ТАБЛИЦА 26

Радиогеохимические особенности геологических формаций среднего и верхнего протерозоя  
(по В. К. Титову, В. М. Терентьеву, Б. Е. Кудрявцеву и др.)

Формации	Породы	Балтийский щит							Украинский щит							Алданский щит						
		Уран			Торий				Th/U	Уран			Торий				Th/U	Уран		Торий		Th/U
		n	$\bar{x}$ , $10^{-4}$ %	$V_x$ , %	n	$\bar{x}$ , $10^{-4}$ %	$V_x$ , %	n		$\bar{x}$ , $10^{-4}$ %	$V_x$ , %	n	$\bar{x}$ , $10^{-4}$ %	$V_x$ , %	n	$\bar{x}$ , $10^{-4}$ %		n	$\bar{x}$ , $10^{-4}$ %			
Сланцево-гравелито-песчанниковая	Песчаники								20	1,0	30	17	3,3	—	3,3	100	4,0	45	9,5	2,4		
	Сланцы Гравелиты, конгломераты															34	2,8	5	10,0	3,3		
Доломит-кварцит-диабазовая	Диабазы	100	0,6	42	5	1,8	—	3,0								114	3,0	4	19,5	6,5		
	Кварциты	—	1,0	—	—	2,7	—	2,7														
	Доломиты, мраморы	50	0,9	—	6	1,5	—	2														
Гранитовая	Филлиты, углистые фил- литы	36	5,0	58	—	—	—	—														
	Граниты ра- пакиви	19	5,6	60	18	28	70	5,8	250	4,1	40	150	16,2	35	4,0							
Сленит-граноспелитовая	Граниты								25	4,8	—	—	—	—	—							
	Граноспелиты Нефелиновые слениты								30	4,3	30	30	18,0	—	4,2							
									25	16,4	—	—	—	—	—							

анортозиты, диориты), так и высокорadioактивные граниты рапакви (Коростенский и Корсунь-Новомиргородский массивы на Украинском щите)\* и образования сиенит-граносиенитовой формации. Для магматизма этой эпохи характерны накопление урана и в меньшей степени тория в конечных продуктах магматической дифференциации и интенсивное проявление постмагматических процессов. Наиболее высокое содержание урана и тория фиксируется обычно в экзо- и эндоконтактных частях массивов гранитов и граносиенитов, что объясняется широким развитием процессов гидротермального метаморфизма (главным образом грейзенизация и высокотемпературный щелочной метасоматоз — альбитизация).

В позднем протерозое и частично раннем палеозое докембрийские складчатые области переходят к протоорогенному и платформенному типу развития, поэтому наиболее существенную роль в миграции урана и тория начинают играть экзогенные процессы. В эту эпоху в краевых частях щитов уран и торий накапливаются в конгломератах и гравелитах (конгломерат-песчаниковая формация), уран — в углеродистых черных сланцах и битуминозных известняках [294]. Наличие разных типов осадочных формаций, обогащенных радиоактивными элементами, свидетельствует о двух формах переноса урана в бассейн седиментации: с обломками породообразующих и высокорadioактивных акцессорных минералов (конгломерат-песчаниковая формация,  $Th/U = 1 \div 20$ ) и в форме взвесей и растворов с последующим осаждением урана в восстановительной обстановке мелководноморских условий (углеродистые черные сланцы и битуминозные известняки).

Пространственное распределение урана и тория в метаморфических комплексах показывает, что существует четко проявленная радиогеохимическая зональность докембрийских складчатых областей, которую обусловили латеральная неоднородность вещественного состава, разная радиоактивность первично-осадочных и вулканогенных формаций, а также неодинаковая глубина эрозионного среза. Все это сказалось в ходе процессов мобилизации и перераспределения урана и тория при региональном метаморфизме, ультраметаморфизме, гранитизации и метасоматозе. В результате этих процессов в пределах докембрийских складчатых областей по степени геохимической дифференцированности могут быть выделены слабо дифференцированные, дифференцированные и интенсивно дифференцированные радиогеохимические провинции.

Среди слабо дифференцированных выделяются провинции двух типов: 1) первичные, в пределах которых развиты осадочные и вулканогенные формации с низким содержанием урана и тория (в разной степени метаморфизованные андезит-диабазовые, спи-

---

\* В пределах Балтийского щита высокорadioактивные массивы рапакви и связанные с ними метасоматиты формировались в позднем протерозое.

лит-диабазовые и другие формации, образовавшиеся, по-видимому, на месте древних эвгеосинклинальных прогибов); 2) вторичные, приуроченные к глубокоэродированным блокам земной коры, где выведены на поверхность высокометаморфизованные (в условиях гранулитовой фации) комплексы пород, а также ультраметаморфические образования натриевой специализации (чарнокиты, плагиограниты). Слабо дифференцированные провинции расположены, как правило, согласно с общим простираением метаморфических толщ (гранулитовый пояс Кольского полуострова, Винницко-Побужский блок и др.).

Дифференцированные радиогеохимические провинции приурочены к блокам терригенных отложений, метаморфизованных в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций без широкого развития процессов гранитизации. И наконец, интенсивно дифференцированные радиогеохимические провинции тяготеют к участкам многократно проявленных, накладывающихся процессов ультраметаморфизма и гранитообразования, протекающих в условиях амфиболитовой фации в терригенных отложениях с нормальным или повышенным содержанием урана и тория. Среди этих провинций имеются как согласные с общим простираением метаморфических толщ, так и секущие, приуроченные к активизированным в позднем протерозое, палеозое или мезозое блокам фундамента вдоль зон глубинных разломов (Северо-Австралийский блок, Центральный блок на Кольском полуострове и др.).

### Фанерозойские складчатые области

Радиогеохимические особенности фанерозойских складчатых областей рассмотрены на примере каледонских и герцинских геосинклинально-складчатых систем Советского Союза, в пределах которых получен достаточно обширный материал по радиоактивности горных пород на основе систематического геохимического опробования и гамма-спектрометрии [1, 2, 8, 61, 190, 246, 261].

Изученные складчатые сооружения каледонского и герцинского циклов орогенеза (Урал, Казахстан, Средняя Азия, Алтай-Саянская складчатая область и другие регионы) характеризуются сложным гетерогенным геологическим строением, что связано с особенностями тектонического развития, осадконакопления, магматизма и метаморфизма в отдельных частях этих регионов в протерозое, палеозое, мезозое и кайнозое. На рассматриваемых территориях выделяется несколько разновозрастных по времени заложения и главным фазам складчатости подвижных поясов земной коры: районы докембрийской складчатости (срединные массивы и геантиклинальные поднятия), каледонские (Северо-Тянь-Шань-Казахстанская, Алтай-Саянская) и герцинские (Уральская, Джунгаро-Балхашская, Зайсанская и Южно-Тянь-Шаньская) геосинклинально-складчатые системы.

В пределах этих систем фиксируются более мелкие тектонические структуры (структурно-формационные зоны) со специфическими особенностями осадконакопления в мио- и эвгеосинклинальных прогибах, орогенного магматизма и гидротермальной деятельности. Геотектонические и другие особенности геологического развития предопределили специфику геохимической зональности этих регионов и специализацию отдельных блоков, связанную с закономерно развивающимися процессами миграции урана и тория.

Геологическое строение, история геологического развития, геотектоническое и металлогеническое районирование геосинклинально-складчатых систем неоднократно рассматривались в работах В. М. Сергиевского, Н. Г. Кассина, Н. С. Шатского, Т. Н. Спизарского, Е. Д. Шлыгина, В. Ф. Беспалова, А. А. Богданова, А. И. Семенова, Е. Д. Карповой и других исследователей [36, 37, 113—115, 243]. Ниже приведены лишь некоторые общие особенности геотектонического развития территорий, необходимые для дальнейшего изложения радиогеохимических данных.

Зоны допалеозойской консолидации (байкальской или более древней складчатости) сложены главным образом протерозойскими кристаллическими толщами, терригенными или карбонатными, прорванными как докембрийскими, так и более молодыми интрузивными образованиями, которые связаны с активизацией жестких консолидированных глыб. Метаморфические образования, сформированные в докембрийскую стадию развития, на уровне современного эрозионного среза распространены ограниченно, участвуя в строении жестких выступов докембрийского фундамента и геоантиклинальных поднятий (Кокчетавский и Муюнкумский массивы, Сангиленский выступ и др.).

С конца протерозоя и в палеозое на метаморфическом складчатом основании развивались ниже- и среднепалеозойские геосинклинальные прогибы, на месте которых в каледонский и герцинский орогенные циклы сформировались складчатые системы. Время заложения отдельных прогибов и их последующее развитие в пределах рассматриваемых регионов были достаточно разнообразными. По условиям осадконакопления и магматизма в составе подвижных поясов может быть выделено несколько структурно-формационных зон.

1. Многеосинклинальные демиссионные, четко выражена тенденция к опусканию без значительного проявления эффузивного и интрузивного магматизма (Каратау, Улутау и др.).

2. Эвгеосинклинальные демиссионные, характерны интенсивная вулканическая деятельность и проявление интрузивного магматизма с натриевой специализацией пород (Ерментау-Чингиз-Тарбагатайская, Восточно-Уральская и др.).

3. С промежуточным типом развития, характерно как интенсивное накопление терригенных толщ, так и широкое проявление эффузивного магматизма.

4. Инверсионные, с широким проявлением гранитоидного и иного магматизма в инверсионную и постинверсионную стадии развития мио- и эвгеосинклинальных структур.

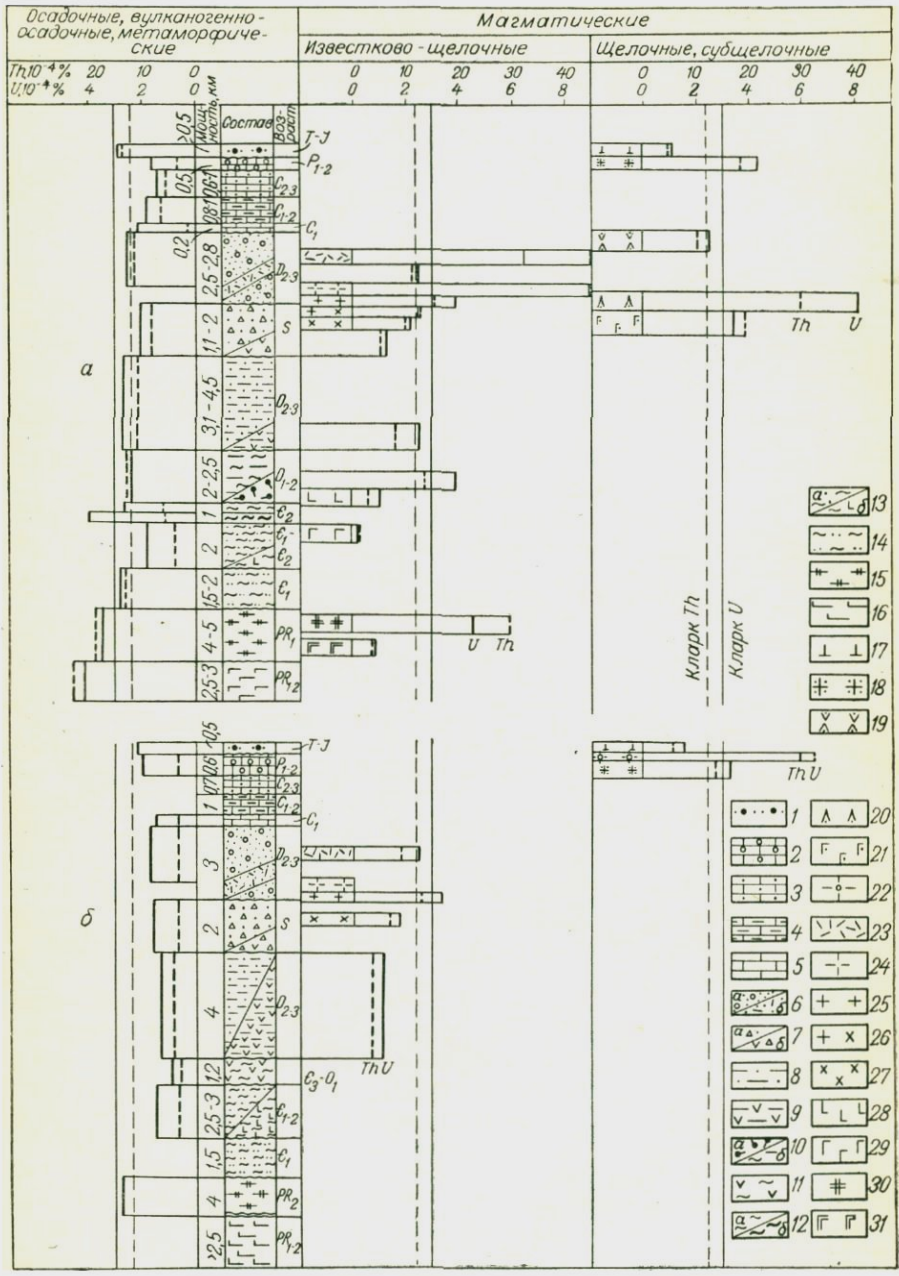
В истории развития большинства каледонских и герцинских складчатых систем можно выделить несколько периодов: ранне- и позднегеосинклинальный (начальные и ранние этапы развития подвижных поясов, по Ю. А. Билибину); орогенный, или инверсионный (средние этапы развития); посторогенный, или постинверсионный (поздние и конечные этапы развития). Некоторые авторы рассматривают постинверсионный период как самостоятельный, выделяя стадию автономной тектоно-магматической активизации в условиях жестких консолидированных структур.

В структурах складчатых областей наиболее существенными являются различия радиогеохимических характеристик мио- и эвгеосинклинальных демиссионных структур и возникших на их месте инверсионных зон. Особенности зон связаны со специфичностью развития в их пределах формационных комплексов.

Эвгеосинклинальным структурно-формационным зонам присущи интенсивное развитие вулканических образований преимущественно основного состава и накопление кремнистых и граувакковых формаций, содержащих незначительные равномерно распределенные количества урана и тория (рис. 39) при низком торий-урановом отношении. Углеродисто-кремнистые породы и фосфориты в эвгеосинклинальных зонах распространены незначительно и содержат гораздо меньше урана, чем близкие отложения миогеосинклинальных прогибов.

В составе осадочных отложений миогеосинклиналей наибольшей радиоактивностью отличаются фосфориты (благодаря повышенному содержанию урана) и углеродисто-кремнистые и углеродисто-глинистые сланцы (благодаря высокому содержанию урана и иногда тория). Формация (субформация) углеродисто-кремнистых и углеродисто-глинистых сланцев представляет собой тонкое чередование полос, существенно обогащенных органическим веществом, ураном и другими элементами, и преимущественно кремнистых слаборадиоактивных прослоев. Уран связан с органическим углеродом и находится в легко извлекаемой форме, при которой он может перераспределяться в результате наложения разного рода процессов: контактового метаморфизма, гидротермального метасоматоза, корообразования.

Таким образом, в демиссионных зонах радиогеохимически специализированные формации возникают в основном благодаря процессу седиментации, продукты же магматической дифференциации отличаются слабым накоплением урана и тория. В подвижных поясах на геосинклинальной стадии развития формируются два структурно-формационных комплекса пород, резко различающихся по вещественному составу и геохимической характеристике. Миогеосинклинальному комплексу с четко выраженной литофильной специализацией свойственно накопление



в терригенных отложениях не только урана, но и тория. Эвгеосинклинальный комплекс резко выделяется низким содержанием урана и, в особенности, тория.

Радиогеохимическая специфика инверсионных зон складчатых областей заключается в дальнейшей геохимической дифференциации вещества под действием постинверсионного магматизма (главным образом гранитоидного) и гидротермальных процессов. Максимальная радиоактивность характерна для геоантиклинальных поднятий, закладывающихся на миогеосинклинальных прогибах (рис. 39, 40). Вариации содержания урана в осадочных породах инверсионных и постинверсионных стадий менее значительны, чем в геосинклинальных осадочных отложениях, но вариации содержания тория такие же четкие. В частности, пестроцветно-терригенные породы прогибов, образованных при частной инверсии (раннеорогенная стадия), выделяются несколько пониженным торий-урановым отношением. Для красноцветных терригенных отложений, формирующихся после главной инверсии, характерно более высокое торий-урановое отношение, свидетельствующее о преимущественном переносе элементов в механической форме и, возможно, некотором выносе урана из окисленных песчаников и конгломератов.

В посторогенный период в инверсионных зонах формируются в основном тонкозернистые терригенные и в меньшей степени карбонатные отложения со слабой радиоактивностью. Содержание урана в терригенных образованиях разных формаций этого периода обычно не превышает  $2 \cdot 10^{-4}\%$ , несколько увеличиваясь лишь в известняках с органикой. Малое содержание тория (редко выше  $5 \cdot 10^{-4}\%$ ) и пониженное торий-урановое отношение указывают на преобладание химического выветривания и перенос микроэлементов в растворенной форме.

Рис. 39. Содержание урана и тория в геологических формациях инверсионных зон, возникших на месте миогеосинклинальных (а) и эвгеосинклинальных (б) прогибов.

Осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные формации: 1 — континентальная терригенная угленосная, 2 — эпиконтинентальная карбонатно-терригенная меленосная, 3 — континентальная пестроцветная терригенная меленосная, 4 — карбонатно-терригенная угленосная, 5 — терригенно-карбонатная, 6 — красноцветная моласовая, верхняя моласса (а — терригенная, б — вулканогенно-терригенная), 7 — пестроцветная моласовая, нижняя моласса (а — терригенная, б — вулканогенно-терригенная), 8 — флишoidная (верхняя терригенная), 9 — терригенно-вулканогенная, 10 — кератофиродиабазовая (а — кварцевых кератофиров, б — диабазо-кремнисто-терригенная, участками марганценовая), 11 — андезито-базальтовая, 12 — кремнисто-терригенная (а — кремнисто-сланцевая, б — углеродисто-кремнистая), 13 — кремнисто-диабазо-спилитовая (а — диабазо-кремнистая, б — кератофиро-спилитовая), 14 — нижняя терригенная аспидная; метаморфические образования: 15 — гнейсы, амфиболиты (верхняя серия), 16 — кристаллические сланцы (нижняя серия); интрузивные и вулканогенно-интрузивные формации: 17 — трахибазальт-липаритовая, 18 — гранит-граносиенитовая, 19 — трахиандезит-габбро-сиенитовая, 20 — щелочных базальтоидов, нефелиновых сиенитов, 21 — щелочно-ультраосновная, 22 — лейкократовых существенно калиевых гранитов (Р-Т?), 23 — липарит-гранитовая, 24 — лейкократовых существенно калиевых гранитов (D<sub>1-2</sub>?), 25 — гранитовая, 26 — гранодиорит-гранитовая, 27 — габбро-диорит-гранодиоритовая, 28 — габбро-плагиогранитовая, 29 — габбро-перидотит-пироксенитовая, 30 — гранито-гнейсы, 31 — габбро-амфиболиты.

Сравнительно равномерное распределение урана и тория в осадочных породах посторогенного периода несколько нарушается в прибортовых частях мульд, где часто отмечается некоторое увеличение содержания урана, а также молибдена, свинца и дру-

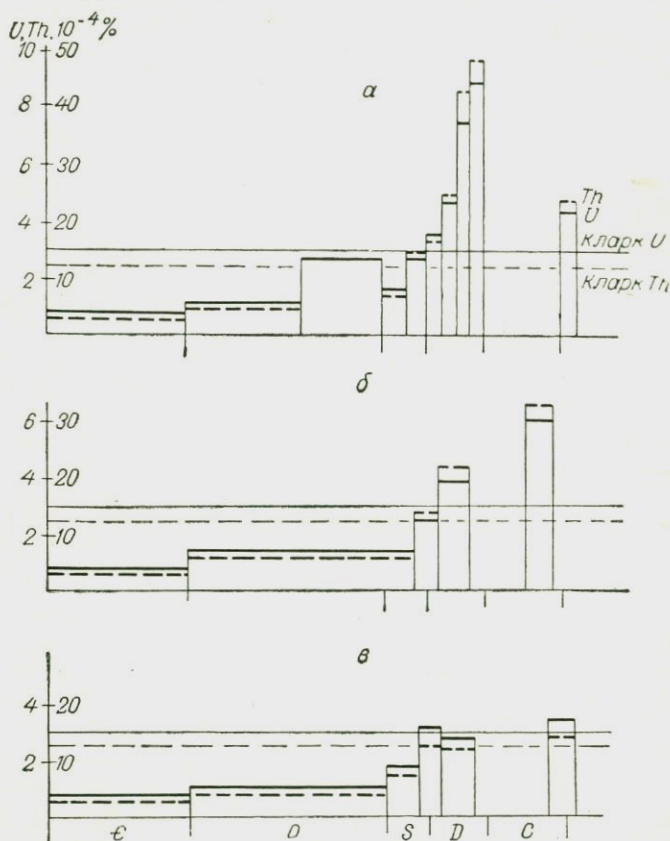


Рис. 40. Содержание и соотношения урана и тория в магматических породах каледонских складчатых областей.

Зоны: *а* — инверсионная на миегосинклиналих прогибах (Жокчетавское поднятие), *б* — промежуточная (Прибалхашье), *в* — инверсионная на эвгосинклиналих прогибах (Чингиз-Тарбагатай).

гих элементов. В инверсионных зонах в пределах геоантиклинальных поднятий складчатых областей иногда фиксируется высокая радиоактивность метаморфических комплексов, образовавшихся в предшествующие циклы тектогенеза или непосредственно в период развития складчатой области. Высокая радиоактивность метаморфических пород обусловлена, по-видимому, как первично повышенным содержанием радиоактивных элементов в осадочных и вулканогенных породах, так, вероятно, и некоторым общим

привнесом урана и тория в толщи метаморфических пород. Последний процесс является результатом калиевого и кремнекалиевого метасоматоза в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма, которые, по данным многих исследова-

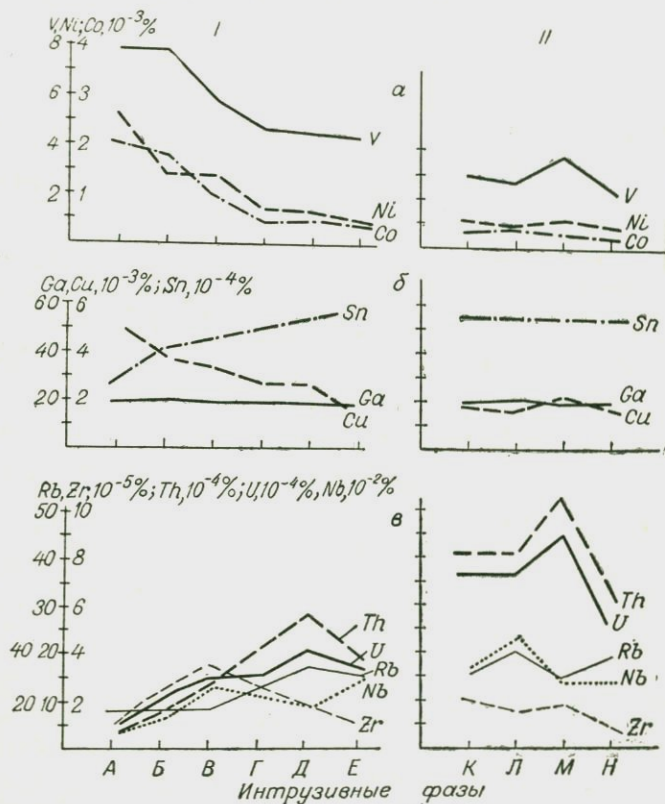


Рис. 44. Распределение сидерофильных (а), халькофильных (б) и литофильных (в) элементов в гранитоидах разных интрузивных фаз.

Формации: I — гранодиорит-гранитовая, II — Гранитовая.

Гранитоиды, фаза: А — диориты, первая, Б — кварцевые диориты и гранодиориты, вторая, В — гранодиориты, третья, Г — адамеллиты и граниты, третья, Д — граниты, четвертая, Е — граниты, жильная, К — лейкократовые граниты, аляскиты, первая, Л — аляскиты, вторая, М — лейкократовые мелкозернистые граниты, дополнительная, Н — граниты, жильная.

телей [88, 89, 266], наиболее благоприятны для накопления урана и тория при метаморфогенной миграции элементов.

В пределах геосинклинальных поднятий и иногда их ближайшего складчатого обрамления при развитии подвижного пояса формируются ряды гранитоидных и гранитных формаций часто с повышенным содержанием урана и тория. При этом, как правило, с каждым последующим периодом магмаобразования увеличиваются не только абсолютное содержание урана и тория, но

и доля их легкоподвижных соединений, а также петрохимическая и геохимическая дифференцированность формаций (рис. 41). Эндеогенная дифференциация вещества завершается формированием высокорadioактивных специализированных на уран, торий и другие литофильные элементы (Nb, Ta, Mo, Be, Li и др.) магматических комплексов, представляющих собой конечные члены эволюционных петрохимических рядов.

Повышенное среднее содержание радиоактивных элементов (больше кларка) в магматических комплексах фанерозойских складчатых областей связано как с изначальной обогащенностью ураном и торием магматических расплавов, так и с влиянием гидротермально-метасоматических процессов, нарушающих первично-конституциональное распределение металлов. Наибольший эффект миграционной подвижности урана и тория достигается при условии, что изменениям подвергаются породы, достигшие пределов первичного насыщения.

Рассматривая общий ход формирования радиогеохимического облика магматических формаций в процессе развития складчатых областей, можно выявить четкую тенденцию к обогащению ураном и торием все более молодых образований. Интрузивные породы геосинклинальной стадии развития подвижного пояса (габброиды, габбро-диабазы) имеют низкие содержания урана и тория и не отличаются по радиоактивности от своих эффузивных комагматов (базальтовых, диабазовых, андезит-базальтовых порфиритов и т. п.). Для семейства гранитоидных формаций раннеорогенной стадии (габбро-плагиигранитовой, габбро-диорит-гранодиоритовой, гранит-гранодиоритовой) характерны близкие в разных регионах концентрации урана (ниже кларка) и более широкие вариации в содержаниях тория.

Гранитные породы семейства гранитовых формаций (гранодиорит-гранитовая, гранитовая, гранит-лейкогранитовая) позднеорогенной стадии и периода активизации отличаются от близких по кислотности плагиигранитов более высоким содержанием урана и особенно тория. В процессе эволюции гранитоидного магматизма фанерозойских складчатых областей от слаборadioактивных плагиигранитов натриевой специализации до существенно калиевых лейкократовых редкометальных гранитов не только увеличивается общее содержание урана и тория, но и существенно изменяются формы нахождения этих элементов под влиянием кристаллохимической дифференциации магматических расплавов. От синорогенных диоритов и плагиигранитов к лейкократовым аляскитовым гранитам постоянно возрастает доля легкоподвижных форм урана, более многообразным становится состав радиоактивных аксессуарных минералов — концентраторов урана и тория, появляются в составе аксессуарий собственные урановые и ториевые минералы как результат избыточного содержания элементов в породе.

Наибольшее значение в геохимической специализации фанерозойских складчатых областей имеют геологические формации,

отличающиеся повышенным содержанием урана и (или) тория и аномальным торий-урановым отношением. Из этих формаций наиболее распространены следующие.

1. Углеродисто-кремнистые и углеродисто-глинистые сланцы с пониженным торий-урановым отношением и аномальным (превышающим кларк в десятки раз и больше) содержанием урана, фосфора, молибдена, бария, ванадия, свинца, стронция, серебра и других элементов.

2. Вулканогенно-кремнисто-фосфоритоносная формация, где в тесной корреляционной связи с повышенными содержаниями фосфора фиксируются аномальные концентрации урана. В доломитизированных известняках этой формации в повышенных по отношению к кларку количествах наблюдаются марганец, ванадий, мышьяк, стронций, серебро, кадмий, бериллий.

3. Формация лейкократовых редкометалльных существенно калиевых гранитов (гранит-лейкогранитовая) с повышенным относительно кларка содержанием урана и тория, высоким торий-урановым отношением и аномальным содержанием большой группы преимущественно литофильных элементов: лития, рубидия, молибдена, тантала, ниобия, лантана и др.

4. Вулканогенно-интрузивная липарит-гранитовая формация с резко повышенным содержанием тория и торий-урановым отношением больше 5—8. Для пород этой формации также характерны ассоциации элементов литофильной группы: лития, рубидия, лантана, иттрия и т. п.

5. Формация щелочных базальтоидов — фонолитов — нефелиновых сиенитов, менее распространенная в складчатых областях, но по содержанию радиоактивных и других рассеянных элементов близкая к упомянутым выше магматическим формациям. В целом породы этой формации характеризуются торий-урановым отношением, равным 3—4.

Учитывая величину геохимического фона, наличие специализированных на уран и торий комплексов пород, степень неоднородности распределения и формы нахождения радиоактивных элементов в геологических формациях и направленность миграции изотопов, в пределах фанерозойских складчатых областей можно выделить три группы радиогеохимических провинций: слабо дифференцированные, дифференцированные и интенсивно дифференцированные, которые в свою очередь могут быть подразделены на несколько подтипов в зависимости от роли геологических процессов, ответственных за миграцию урана и тория.

Слабо дифференцированные провинции фиксируются преимущественно в пределах эвгеосинклинальных зон, в которых развиты геологические формации с однообразным, пониженным или близким к кларку содержанием урана и тория (значительная часть Уральской складчатой системы, Алтае-Саянской горной области и др.). В дифференцированных провинциях представлены формации, характеризующиеся накоплением урана и тория

в результате проявления какого-либо одного из ведущих процессов — эндогенного (гранитоидные формации калиевого ряда и т. п.) или экзогенного (углеродистые сланцы и т. п.). К подобным провинциям принадлежат некоторые геосинклинальные поднятия и миогеосинклинальные зоны. К интенсивно дифференцированным относятся провинции, в которых распространены породы с наиболее высоким и неоднородным распределением урана и тория в результате наложения разного рода сингенетических и эпигенетических процессов.

### Чехлы древних и молодых платформ

Геохимические особенности осадочных отложений чехла платформ изучены неравномерно. Наиболее детально охарактеризовано распределение урана и в меньшей степени тория в осадочных отложениях древних платформ (Русской [17, 225], Североамериканской [350, 351]). В последние годы получены сведения о радиоактивности осадков молодых эпипалеозойских платформ [339, 340], а также магматических образований (главным образом на примере Сибирской платформы [308]).

Анализ материалов по геохимии урана и тория в осадочных отложениях чехла платформ свидетельствует о том, что в формировании их геохимического облика существенное значение имеют инфильтрационные процессы, происходящие в зоне катагенеза [339] и приводящие к эпигенетическому преобразованию пород и интенсивному перераспределению урана при сохранении первичного содержания тория. Поэтому наряду с характеристикой распределения урана и тория в осадочных отложениях приведем некоторые данные о геохимической зональности подземных вод, содержащих в них урана и других радиоактивных элементов (по материалам А. И. Перельмана [195, 196], Г. М. Шора [339], А. И. Германова и других исследователей).

### *Осадочные отложения*

Радиогеохимические особенности осадочных формаций чехла платформ охарактеризованы в работах А. Б. Ронова, А. А. Мигдисова, В. П. Воробьева, Г. В. Грушевого, Г. М. Шора, И. И. Плумана и других исследователей. В обобщенном виде данные о содержании урана и тория в платформенных осадках на примере Русской, Сибирской и Скифско-Туранской платформ приведены по их материалам (рис. 42, табл. 27). По данным А. Б. Ронова [225] и других исследователей, в осадочном чехле платформ преобладают терригенные отложения, в составе которых решающую роль играют глины, глинистые сланцы и песчаники. На отдельных участках платформ широко развиты карбонатные формации (преимущественно известняковые) и эвапориты (Русская платформа), а также кремнистые породы (Западно-Сибирская платформа).

Присутствие урана в осадочных формациях, сложенных слабо-проницаемыми породами (глинистые сланцы, карбонаты, соленосные отложения), обусловлено главным образом сингенетическими

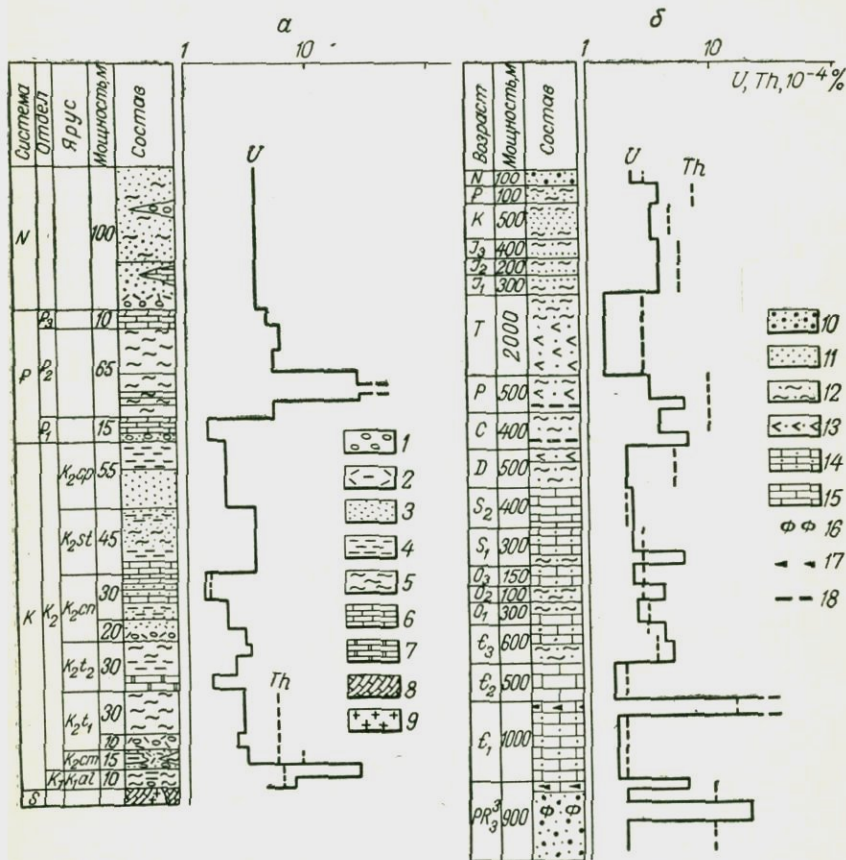


Рис. 42. Распределение урана и тория в осадочных отложениях чехла молодых и древних платформ (по В. П. Воробьеву, Г. М. Шору, М. Н. Колюн и др.). Платформы: а — Скифско Туранская, б — Сибирская, 1 — конгломераты; 2 — гравелиты; 3 — пески, песчаники; 4 — алевролиты; 5 — глины; 6 — известняки; 7 — доломиты; 8 — сланцы; 9 — граниты; 10 — песчаники, конгломераты; 11 — песчаники, алевролиты; 12 — алевролиты, аргиллиты, глинистые сланцы; 13 — туфы, туфо-песчаники; 14 — мергели, глинистые известняки; 15 — известняки, доломиты; 16 — фосфориты; 17 — битуминозность; 18 — угленосные отложения.

и диагенетическими процессами. В хорошо проницаемых толщах (песчаники, гравелиты, конгломераты) распределение урана во многом зависит от вторичных (эпигенетических) инфильтрационных процессов. В отличие от урана, содержание тория в этих породах не зависит от наложенных явлений в зоне катагенеза и отражает первичное сингенетическое распределение элемента.

В тектоническом развитии чехла платформ выделяется несколько циклов, в ходе которых в зависимости от фациальных,

ТАБЛ  
Радиогеохимические особенности основных фациалей  
(по Г. М. Шору, В.

Возраст пород	Угленосные			Терригенные						Терригенно-		
	Континентальные			Континентальные и морские прибрежные			Морские мелководные			Морские мелко-водные		
	U, 10 <sup>-4</sup> %	Th, 10 <sup>-4</sup> %	Th/U	U, 10 <sup>-4</sup> %	Th, 10 <sup>-4</sup> %	Th/U	U, 10 <sup>-4</sup> %	Th, 10 <sup>-4</sup> %	Th/U	U, 10 <sup>-4</sup> %	Th, 10 <sup>-4</sup> %	Th/U
I	1,4—2,5	3,3—10,3	2,4—5,0							1,5—1,9	5,4—10,7	3,6—5,6
K <sub>2</sub>				2,8—3,8	3,1—11,0	1,1—3,9				1,8	9,2	5,1
K <sub>2</sub>				1,8—4,8	2,6—11,7	0,8—4,5				1,2—3,0	1,2—10,9	1,0—5,4
P <sub>1</sub> <sup>1</sup>										2,6	1,9	0,7
P <sub>1-2</sub> <sup>2-3</sup>				2,4—2,6	6,6—9,4	2,5—3,9				3,1—>20,0	1,2—8,7	0,09—1,6
P <sub>3</sub>				2,3—3,0	4,5—12,2	1,8—5,2	1,9—2,2	9,8—12,0	5,2—5,5			
N				1,5—4,8	3,0—9,9	1,5—3,9						
Q				1,5—5,0								

климатических и других условий бассейнов осадконакопления, а также от химического состава пород областей сноса фиксируются существенные различия в распределении и поведении урана и тория в геологических формациях. Для древних платформ (Русской, Сибирской, Североамериканской) можно проследить несколько циклов седиментации: рифейский (позднепротерозойский), ранне-, среднепалеозойский, позднепалеозойский — раннемезозойский, позднемезозойский — кайнозойский.

Для рифейского цикла в чехле всех древних платформ характерно накопление существенно ториеносных преимущественно терригенных формаций с максимальным для платформенных осадков торий-урановым отношением ( $\geq 4 \div 5$ ). Эти формации наиболее широко развиты в краевых частях платформ и приурочены обычно к склонам щитов (Балтийского, Украинского, Анабарского) или областям протерозойской складчатости (Становая область, Енисейский кряж). Основной формой миграции урана и тория является их перенос с обломками породообразующих и высокорadioактивных акцессорных минералов (циркон, мона-

ИЦА 2  
но-формационных комплексов чехла Туранской плиты  
П. Воробьеву и др.)

карбонатные			Карбонатные			Соленосные, гипсоносные, карбонатные			Вулканогенно-терригенные		
Морские глубоководные			Морские глубоководные			Лагунные					
U, 10 <sup>-4</sup> %	Th, 10 <sup>-4</sup> %	Th/U	U, 10 <sup>-4</sup> %	Th, 10 <sup>-4</sup> %	Th/U	U, 10 <sup>-4</sup> %	Th, 10 <sup>-4</sup> %	Th/U	U, 10 <sup>-4</sup> %	Th, 10 <sup>-4</sup> %	Th/U
						2,0	7,4	3,7			
			1,0—1,7	1,2—5,8	1,0—4,8						
1,0—18,0	2,3—5,9	0,3—5,9				1,0—4,6	1,2—4,2	0,5—0,9	2,0—3,5	2,7—6,8	1,3—2,4
						1,5—2,6	3,2—9,7	2,1—4,3			
						0,9—3,8	1,2—11,7	1,3—4,7			

цит, торит) при ведущей роли механического выветривания высокорadioактивных пород докембрийских складчатых областей.

По мере перехода от грубообломочных к мелкозернистым породам (гравелитам и песчаникам) уровень радиоактивности, неравномерность распределения урана и тория и торий-урановое отношение постепенно уменьшаются. На отдельных участках в грубокластических хорошо проницаемых образованиях (конгломерат-песчаниковая формация) отмечаются также значительное перераспределение урана и некоторое уменьшение торий-уранового отношения в результате проявления инфильтрационных процессов. В отдельных краевых прогибах платформ под действием химического выветривания и хемогенных процессов осадконакопления образуются карбонатные толщи с повышенной битуминозностью и низким торий-урановым отношением ( $< 1$ ).

В раннепалеозойский цикл седиментации отмечаются существенно иные условия миграции и концентрации урана и тория. В этот период преобладает химическое выветривание кристаллических пород в областях сноса (докембрийские складчатые

области), происходит перенос соединений шестивалентного урана в растворах, в прибрежноморских и лагунных условиях формируются углеродисто-глинистые формации и формации битуминозных известняков, обогащенные органическим веществом и фосфором. Для таких формаций характерно повышенное содержание ряда микроэлементов (Mo, As, V, U и др.), пониженное торий-урановое отношение и тесная корреляционная связь урана с органическим веществом и фосфором. Максимальное накопление обогащенных органикой формаций приурочено к краевым прогибам платформ вблизи областей сноса. К центральным частям платформ радиоактивность глинистых и других отложений существенно падает.

Среднепалеозойские преимущественно морские карбонатные и соленосные формации отличаются пониженной радиоактивностью и низким торий-урановым отношением. В позднепалеозойский цикл седиментации вновь отмечается формирование преимущественно терригенных отложений, в составе которых выделяются угленосные формации с пониженным торий-урановым отношением ( $< 1,5$ ) и широким развитием процессов эпигенетического перераспределения (привноса) урана. Для бокситоносных формаций этого цикла характерно повышенное содержание урана и тория и высокое торий-урановое отношение ( $\geq 10$ ). Карбонатным и терригенным отложениям мезозоя и кайнозоя присущи монотонное содержание урана и тория и низкое торий-урановое отношение.

Для терригенных и карбонатных формаций чехла древних платформ в целом типично постепенное снижение содержания тория и уменьшение торий-уранового отношения к верхам разреза [225]. Для молодых платформ тенденция обогащения ураном и, особенно, торием краевых частей и низов разреза проявлена менее отчетливо. На примере Скифско-Туранской, Западно-Сибирской и других платформ видна обычная зависимость радиоактивности пород от их вещественного состава с максимальным содержанием урана и тория в терригенных формациях и минимальным — в карбонатных и соленосных (см. табл. 27). Терригенные отложения с нормальным содержанием органического вещества и фосфора имеют однообразное равномерное распределение радиоактивных элементов, близкое к кларку (табл. 28). Повышенные содержания урана в чехле молодых платформ связаны с накоплением осадков, обогащенных органическим веществом и кольным детритом (фосфором), и с развитием наложенных инфильтрационных процессов.

Первично обогащенные ураном осадочные формации известны в основании платформенного чехла, это — верхнеюрские битуминозные сланцы и глины [199], терригенные аллювиальные и прибрежноморские песчаники и глины с органическим веществом угольного ряда и фосфатизированными органическими остатками. Наиболее значительные сингенетические концентрации урана установлены в палеогеновых алевроито-глинистых отложениях мор-

ТАБЛИЦА 28

Среднее содержание урана и тория в терригенных формациях (песчано-глинистой, песчаниковой, конгломерат-песчаниковой) Западно-Сибирской платформы (по И. И. Плуману)

Возраст	U, 10 <sup>-4</sup> %	Th, 10 <sup>-4</sup> %	Th/U
N	$\frac{2,8}{1,1-4,5}$	$\frac{9,0}{5,4-10,0}$	3,4
P	$\frac{3,1}{1,5-4,9}$	$\frac{10,5}{6,5-12,0}$	3,4
K	$\frac{3,0}{1,0-4,2}$	$\frac{10,8}{6,0-13,5}$	3,6
J	$\frac{3,6}{2,3->10}$	$\frac{12,8}{8,0-20,0}$	3,6

Примечание. В числителе — среднее содержание, в знаменателе — пределы колебаний.

ской сероцветной формации. В составе этой формации на фоне общего близкого к кларку содержания урана и тория известно несколько горизонтов, регионально обогащенных молибденом, селеном, ураном: базальный горизонт — мелкогалечные конгломераты и гравелиты с галькой фосфоритов, битуминозные глины и др. Слабая проницаемость этих толщ обуславливает относительно равномерное распределение металлов, прямо пропорциональное содержанию органического вещества.

По данным А. И. Перельмана, Г. М. Шора [195, 196, 339] и других авторов, существенное значение в формировании контрастного геохимического фона радиоактивных элементов в платформенных и эпиплатформенных осадочных отложениях имеют эпигенетические процессы пластового окисления. С наибольшей интенсивностью они проявляются в связи с новейшей тектонической активизацией регионов в зонах поверхностного и, особенно, пластового окисления, прослеживающихся от области питания подземных кислородно-азотных ураноносных вод до границы их выклинивания. Эпигенетически измененные осадочные породы (песчаники, алевролиты, угли) в этих зонах характеризуются резко неоднородным содержанием урана ( $V_x \geq 70 \div 100$ ). Большая часть урана связана с вторичными гидроокислами железа, что объясняется его сорбцией из подземных вод, содержащих до  $n \cdot 10^{-5} - n \cdot 10^{-4}$  г/л урана.

Концентрация урана в подземных водах платформенных и эпиплатформенных осадочных образований колеблется в широких пределах и подчиняется латеральной и вертикальной радиогеохимической зональности артезианских бассейнов. А. И. Германов и Г. М. Шор выделяют две радиогидрогеохимические зоны:

окислительных условий (с наличием атмосферного кислорода) и восстановительных условий (с наличием метана и водорода и отсутствием кислорода). Зона окислительных условий характеризуется широким диапазоном содержания урана (от  $3 \cdot 10^{-7}$  до  $3 \cdot 10^{-4}$  г/л) и усиленной водной миграцией элемента в пресных и слабосоленых кислородсодержащих водах. В этой зоне развиты кислородно-азотные воды с минерализацией от 1 до 10 г/л и с потенциалом  $E_h$  от +180 до +500 мв.

Зона восстановительных условий с бескислородными водами в зависимости от их газового состава и окислительно-восстановительных свойств подразделяется на четыре подзоны (по Г. М. Шору).

Воды	Восстановители	$E_h$ , мв	Минерализация, U, $10^{-7}$ г/л	
<i>Слабо восстановительные</i>				
Азотные:				
без кислорода	Биогенные	+ (140 ÷ 200)	1—35	$n - n \cdot 10$
углеводородные	—	(+ 120) — (— 140)	> 35	$n$
<i>Резко восстановительные</i>				
Азотные	Биогенные	(+ 140) — (— 500)	1—35	$n$
Разного газового состава	Хемогенные	— (100 ÷ 500)	1—> 35	$n$

В целом зональность распределения урана и других радиоактивных элементов в платформенных и межгорных артезианских бассейнах подчиняется изменению газового, солевого и изотопного состава элементов подземных вод и их динамическому режиму. В соответствии с этим зона окислительных условий занимает верхние и краевые части разрезов гидрогеологических структур артезианских бассейнов и в общем случае сменяется к основанию и центру разреза подзонами восстановительных условий со слабо-радиоактивными водами. На границе раздела зон окислительных и восстановительных условий (граница выклинивания зон пластового окисления) расположены геохимические барьеры, где отлагается значительная часть урана из подземных вод.

Терригенные преимущественно проницаемые породы (песчаники, гравелиты), затронутые эпигенетическими процессами в зонах пластового окисления, повсеместно отличаются резко неоднородным распределением урана и повышенным его содержанием (коэффициент концентрации 5—60) благодаря сорбции металла гидроокислами железа.

В целом в чехле древних и молодых платформ существует несколько геохимических эпох сингенетического и эпигенетического накопления урана. Главной эпохой сингенетического накопления урана в чехле древних платформ является раннепалеозойская,

с которой связано образование углеродистых сланцев, фосфоритов и битуминозных известняков, обогащенных фосфором, ванадием, ураном, молибденом, мышьяком и другими элементами. Перераспределение урана в результате инфильтрации подземных вод наиболее существенно проявилось в позднепалеозойское время.

В чехлах молодых платформ наиболее значительное сингенетическое накопление урана фиксируется в меловой и палеогеновый периоды. Важным фактором контрастного распределения урана явилась активизация в палеоген-неогене инфильтрационной деятельности подземных вод, с которой связаны привнос и перераспределение металла. Для тория сингенетические эпохи накопления наиболее отчетливо проявились лишь в чехле древних платформ, главным образом в позднепротерозойское время.

С сингенетическими и эпигенетическими эпохами экзогенного накопления и с миграцией урана связано формирование дифференцированных геохимических зон и провинций. По степени контрастности и интенсивности накопления урана выделяются сингенетические дифференцированные и эпигенетические интенсивно дифференцированные провинции, тесно связанные с процессами новейшей тектонической активизации.

### *Магматические формации*

Магматические образования в платформенном чехле наиболее широко развиты на Сибирской платформе, где фиксируются вулканогенные и интрузивные породы разного состава и нескольких возрастных групп. Радиоактивность пород этого региона в последние годы с разной степенью детальности изучали многие исследователи [4, 73, 308]. В основу настоящего описания положены результаты исследования, предпринятого автором совместно с В. Л. Масайтисом \* [308] для выяснения особенностей поведения урана и тория в разные эпохи тектоно-магматической деятельности. В пределах Сибирской платформы В. Л. Масайтис [164] и другие исследователи выделяют четыре главнейшие эпохи проявления магматизма: 1) ранне- и позднепротерозойская (1400—1600 и 1000—1100 млн. лет), 2) эопротерозойская — раннепалеозойская (600—690 млн. лет), 3) среднепалеозойская (320—380 млн. лет), 4) позднепалеозойская — раннемезозойская (220—280 млн. лет).

Магматические породы этих эпох распространены в чехле Сибирской платформы. Широко развиты траппы и другие магматические образования позднепалеозойского — раннемезозойского возраста. Благодаря работам В. Л. Масайтиса [164],

---

\* Образцы магматических пород для анализа любезно предоставили А. И. Архипова, М. А. Афанасьева, М. А. Веселова, В. П. Леднева, М. Л. Лурье, Л. А. Полунина, А. А. Рябченко, Д. М. Саврасов, Т. В. Селивановская, Л. С. Семенов.

М. Л. Лурье [152, 154] и других исследователей, получены сведения о менее распространенных допермских базитах трех предшествующих эпох. В каждую из эпох формировались вулканогенно-интрузивные породы нескольких магматических формаций: трапшовой, трахибазальтовой и ультраосновной — щелочной.

Эффузивные и интрузивные породы основного состава могут быть отнесены к двум независимым петрогенетическим сериям: толеитовым и щелочным базальтам. По данным В. Л. Масайтиса [164, 308], первую серию составляют образования габбро-диорит-диабазовой формации протерозоя и трапшовой формации протерозоя — мезозоя. Ко второй серии относятся трахибазальтовые формации палеозоя — мезозоя. Средние составы недифференцированных базальтов, долеритов и диабазов отвечают пере- насыщенным или недосыщенным толеитовым базальтам повышенной щелочности (кварцевые и оливиновые толеиты) и для разных эпох близки друг к другу. Различия обнаруживаются в содержании лишь отдельных компонентов. Так, кварцевые диабазы и конга-диабазы позднего протерозоя отличаются высоким содержанием кремнезема и суммы щелочей. Раннепалеозойские и эпипротерозойские траппы, а также среднепалеозойские долериты и базальты содержат повышенное количество щелочей, железа и титана. Для преобладающего типа недифференцированных базальтов и долеритов верхнего палеозоя — мезозоя типично несколько пониженное содержание калия и титана (табл. 29).

ТАБЛИЦА 29

Средний химический состав магматических пород толеитовой серии разных эпох Сибирской платформы (по В. Л. Масайтису)

Компо- ненты	Средне-поздне- протерозойская		Эпипро- терозой- ская	Среднепалео- зойская		Позднепалеозой- ская—раннемезо- зойская	
	Диабазы	Долери- ты, габ- бро-доле- риты, диабазы	Диабазы, габбро- диабазы	Базаль- ты	Долери- ты, габ- бро-доле- риты	Базаль- ты	Долери- ты, габ- бро-доле- риты
SiO <sub>2</sub>	49,9	49,8	46,3	47,9	48,2	48,9	48,9
TiO <sub>2</sub>	3,4	2,4	4,0	2,1	2,7	1,3	1,5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,7	15,1	15,0	16,6	15,2	15,8	15,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,2	4,5	5,1	7,0	4,9	5,4	4,5
FeO	10,4	9,2	9,1	5,9	9,3	7,8	9,4
MnO	0,1	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2
MgO	5,3	5,6	6,9	6,4	5,8	7,2	6,5
CaO	9,0	8,8	9,1	10,6	9,5	10,9	10,4
Na <sub>2</sub> O	2,8	2,8	2,2	1,6	2,3	2,0	2,0
K <sub>2</sub> O	0,9	1,5	1,8	1,4	1,6	0,4	0,8
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,4	0,3	0,3	0,3	0,3	0,1	0,1
Число ана- лиз	16	43	30	68	14	93	167

Трапсовая магма в целом отвечает магме платобазальта, а траппы являются типичными представителями известково-щелочной толеитовой серии. При образовании лавовых покровов этой серии процессы глубинной дифференциации магмы проявились относительно слабо, о чем свидетельствует постоянный химизм пород на значительных площадях. Магматическая дифференциация наиболее полно выражена в силлах и дайках и достаточно отчетливо фиксируется в разных интрузивных комплексах трапповой формации. Эволюция химического состава расплавов, формирующих основные интрузии, обусловлена кристаллизационно-гравитационным фракционированием в замкнутых системах и диффузией (щелочей и кислотных компонентов) в незамкнутых системах магматических камер в пределах чехла или в подводящих протяженных каналах [164, 308].

В результате магматической дифференциации, наиболее ярко проявленной в интрузиях вилюйского ( $PZ_2$ ), норильского, курейского, кузьмовского, тычанского ( $PZ_3-MZ_2$ ) и других комплексов, образуются следующие петрогенетические ряды: 1) троктолит-долериты (долериты, габбро-долериты), конга-габбро-диабазы, кварцевые монзонит-порфиры, сиенит-порфиры (глубинная дифференциация); 2) долериты (диабазы), кварцевые габбро-долериты, сиено-габбро, сиено-диориты, гранофиры (внутрикамерная дифференциация).

Трахибазальты палеозоя и мезозоя, в отличие от базальтов и долеритов, имеют более высокое содержание щелочей (главным образом калия), что подчеркивается высоким отношением ( $Na_2O + K_2O$ )/ $SiO_2$  и низким щелочно-известковым индексом Пикока ( $\approx 50$ ). Глубинная дифференциация щелочно-базальтовой магмы приводит к формированию следующего петрогенетического ряда пород: трахибазальты, трахиандезитобазальты, трахиандезиты, трахиты, щелочные трахиты, трахилипариты. Основной особенностью изменения химизма этих пород является чрезвычайно резкое увеличение содержания щелочей (главным образом калия) в крайних кислых дериватах ряда [164, 308].

Источником для образования серии ультраосновных — щелочных и щелочных пород (меймечиты, дуниты, щелочные гипербазиты, ийолиты, мельтейгиты, сиениты) — служила, по-видимому, щелочно-ультраосновная магма, более обогащенная щелочами, чем обычные расплавы ультраосновного состава [73]. Для этих пород характерны пестрый химический состав и в целом недосыщенность кремнеземом, за исключением наиболее поздних дифференциатов, в которых увеличивается содержание кремнезема и щелочей.

Радиогеохимические данные по магматическим породам Сибирской платформы сведены в табл. 30, 31, 32.

Содержание урана и тория в магматических образованиях чехла Сибирской платформы обнаруживает четкую зависимость от их вещественного (химического) состава. Наименьшие количества

## Радиогеохимические особенности магматических образований Сибирской платформы

Эпоха магматизма	Формация	Возраст	Комплексы, свита	Породы дифференцированных серий	Район отбора проб	Уран			Торий		Th/U
						n	x, 10 <sup>-4</sup> %	V <sub>x</sub> , %	n	x, 10 <sup>-4</sup> %	
Позднепалеозойско-мезозойская	Ультраосновных — щелочных пород	P—T <sub>1</sub>	Маймеча-котуйский	Дуниты, пироксениты	Маймеча-Котуйский	3	0,2	—	3	3,0	5,0
	Трахибазальтовая	P—T <sub>1</sub>		Мельтейгиты Карбонатиты	То же »	4 2	2,6 >20	—	4 2	17,0 5; 55	6,5 1,1
	Трапшная	P—T <sub>1</sub>	Чалбышевский, тымерский, катангский, кузьмовский и др.	Трахиандезиты, субщелочные базальтовые порфириты	Реки Уджу, Анабар	25	2,3	—	11	8,8	3,8
		T <sub>1</sub>		Долериты, микродолериты, тешенит-долериты	Центр и юго-запад платформы	205	0,65	40	22	3,3	5
		T <sub>1</sub>		Толетитовые базальты	Плато Хараулах	36	0,65	17	—	—	—
				Базальты, долерито-базальты	Р. Виви	36	0,7	24	12	2,6	3,8
зойская	Ультраосновных — щелочных пород	PZ <sub>2</sub>	Уджинский	Мельтейгиты, щелочные базальты, нефелиновые сиениты	Уджинское поднятие	6	4,1	—	5	12,2	3,0
				Карбонатиты [73]	Маймеча-Котуйский	2	>20	—	2	5; 55	1,0
Среднепалео	Трахибазальтовая	PZ <sub>2</sub>	Наманинский	Кимберлиты алмазонные [73]	Якутия	9	2,6	—	9	8,8	3,4
				Кимберлиты неалмазонные [3]	»	8	3,2	—	9	16,3	5,1
				Трахибазальты, трахиандезиты	Вилуйско-Ленский	22	2,4	—	12	7,9	3,3
				Трахиты, трахилипариты	То же	8	3,3	—	8	34,0	10,3
Эпипротерозойско-кембрийская	Трапшная	D <sub>1-2</sub>	Агаинская, кучугунурская, наманская	Базальты, туфы базальтов	Реки Вилуй, Намана, Бирюса	29	0,52	32	10	3,0	5,8
			Вилуйско-мархинский, жаровский, чаросинский	Долериты, габбро-долериты	Р. Вилуй	35	0,7	35	7	3,5	5,0
	Трапшная	PR <sub>3</sub>	Хорбосуонгский	Диабазы, габбро-диабазы	»	40	0,9	—	19	3,0	3,3
				Спелито-диориты, гранофиры	»	5	2,0	—	3	10,2	5,1
Позднепротерозойская (неопротерозой)	Трапшная	PR <sub>3</sub>	Котуйско-оленекский, чизресский, патомский	Габбро-долериты, диабазы, долериты	Р. Оленек	10	1,6	—	3	3,1	2,0
				Диабазы миндалекаменные	»	1	1,4	—	—	—	—
Среднепротерозойская	Габбро-диорит-диабазовая	PR <sub>1-2</sub>	Куранахский	Диабазы, диориты, когга-долериты	Р. Алдан	6	1,6	—	1	6,5	4,0

ТАБЛИЦА 31

## Радиогеохимическая характеристика базальтов Сибирской платформы

Свита, триасовый мезоцикл	Породы	Возраст	Дифференциальная серия	Уран			
				n	$\bar{x}$ , 10 <sup>-4</sup> %	$\sigma_x$ , 10 <sup>-4</sup> %	V <sub>x</sub> , %
<i>Среднепалеозойская трапповая формация</i>							
Атапская	Базальты	D <sub>2</sub>		4	0,52 ± 0,22	0,15	29
Кучугунурская	»	D <sub>3</sub> —C <sub>1</sub>		2	0,5	—	—
Наманская	»	D <sub>3</sub> —C <sub>1</sub>		20	0,57 ± 0,08	0,18	32
	Трахибазальты	D <sub>3</sub> —C <sub>1</sub>		4	1,65 ± 1,20	0,76	46
	»	D <sub>3</sub> —C <sub>1</sub>		2	1,3	—	—
	Трахитовые порфиры, трахиты	D <sub>3</sub> —C <sub>1</sub>		2	3,0	—	—
<i>Верхнепалеозойская — нижнемезозойская трапповая формация</i>							
Первый	Толентовые базальты		I	29	1,57 ± 0,40	1,1	70
	Океаниты		I <sup>б</sup>	2	0,5	—	—
Второй	Толентовые базальты		II	9	1,00 ± 0,23	0,3	31
Третий	»		III	15	0,72 ± 0,06	0,1	14
Четвертый	»		IV	21	0,59 ± 0,04	0,1	17
Пятый	»		V	8	0,77 ± 0,08	0,1	13

ТАБЛИЦА\*32  
Радиоактивность долеритов из интрузивных траппов Сибирской платформы

Эпоха	Комплекс	Породы	Уран			Торий		Th/U
			n	$\bar{x}$ , 10 <sup>-4</sup> %	V <sub>x</sub> , %	n	$\bar{x}$ , 10 <sup>-4</sup> %	
Позднепалеозойская — раннемезозойская Р—Т	Чалбышевский	Долериты, габбро-долериты	15	0,65	45—60	3	$\frac{2,5}{2,2-3,4}$	3,9
	Тымерский	Долериты, тешенит-долериты	23	0,66	—	3	$\frac{2,9}{2,4-3,6}$	—
	Летнинский	Габбро-долериты	6	0,50	—	—	—	—
	Катангский	Долериты, троктолит-долериты	26	0,56	60	4	$\frac{2,7}{2,4-3,4}$	4,9
	Ангарский	Долериты	13	0,45	60	2	$\frac{1,6}{1,5-1,8}$	3,5
	Амовский	Эвкрит-долериты	2	0,70	—	—	—	—
	Норильский	Оливиновые долериты, габбро-долериты	11	0,60	41	—	—	—
	Курейский	Долериты, троктолит-долериты	17	0,40	50	2	$\frac{2,0}{1,8-2,3}$	5,0
	Кузьмовский	То же	92	0,72	35	8	$\frac{4,9}{2,0-7,8}$	6,9
	Среднее	Долериты	205	0,65	35	22	3,3	5,0
Среднепалеозойская D <sub>1-2</sub>	Вилойско-мархинский, чаросинский и др.	Долериты, габбро-долериты	27	0,70	35	7	3,5	5,0
	Жаровский	Долериты	8	0,65	—	—	—	—

урана и тория зафиксированы [73] в отдельных разновидностях ультраосновных пород, бедных щелочами (дуниты, оливиниты, пироксениты Маймеча-Котуйской провинции и других регионов). Следует отметить, что слаборадиоактивные ультраосновные породы пользуются ограниченным распространением. Большая часть ультраосновных пород обогащена щелочами (ультраосновная — щелочная формация) и отличается повышенной радиоактивностью.

Наиболее распространенные и слабо дифференцированные магматические образования (интрузивные и эффузивные) основного

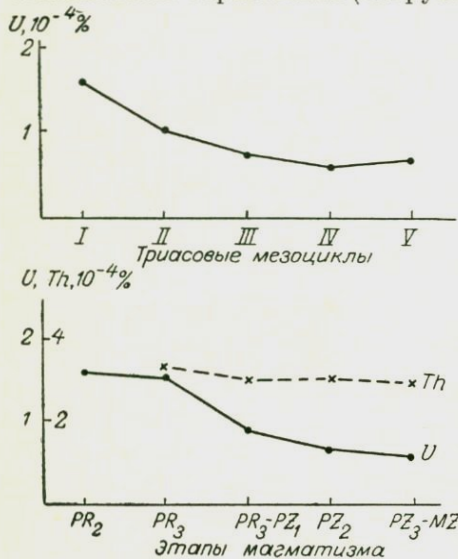


Рис. 43. Изменение среднего содержания урана и тория в долеритах и габбро-долеритах траптовой формации в процессе эволюции основного магматизма Сибирской платформы.

состава (толеитовая серия, траптовая формация) характеризуются достаточно однообразным и низким содержанием урана,  $(0,4 \div 1,0) \times 10^{-4}\%$ , и тория,  $(2 \div 6) \times 10^{-4}\%$ , и нормальным торий-урановым отношением, 3—5. Сравнительно радиогеохимические особенности средних типов недифференцированных траптов разных эпох тектоно-магматической деятельности Сибирской платформы, необходимо отметить некоторое уменьшение содержания урана в более молодых породах толеитовых серий (от протерозоя до мезозой включительно). Эта закономерность характерна не только для всего мегацикла протерозой — палеозой — мезозой, но и для отдельных вспышек вулканизма, в частности для триасовых мезоциклов (рис. 43). Общее снижение уровня радиоактивности в базальтах и долеритах с течением времени связано, вероятно, с уменьшением количества щелочей (особенно калия) в продуктах вулканизма.

Наиболее типичные представители недифференцированных интрузивных траптов палеозоя и мезозоя (долериты, габбро-долериты чалбышевского, катангского, вилюйского и других комплексов) в разных частях Сибирской платформы имеют близкое и сравнительно однородное содержание урана и тория. Продукты дифференциации траптов известково-щелочной толеитовой серии (породы прото- и гистерокристаллизации в магматических камерах и подводящих каналах) представлены, с одной стороны, основными

разностями (троктолит-долеритами, пикрит-долеритами), обогащенными магнием и кальцием и обедненными ураном и торием, а с другой — более кислыми разновидностями, обогащенными железом, кремнекислотой, щелочами и соответственно радиоактивными элементами (калием, ураном, торием).

В процессе прото- и гистерокристаллизации основной (толеитовой) магмы наблюдается закономерное, хотя и незначительное,

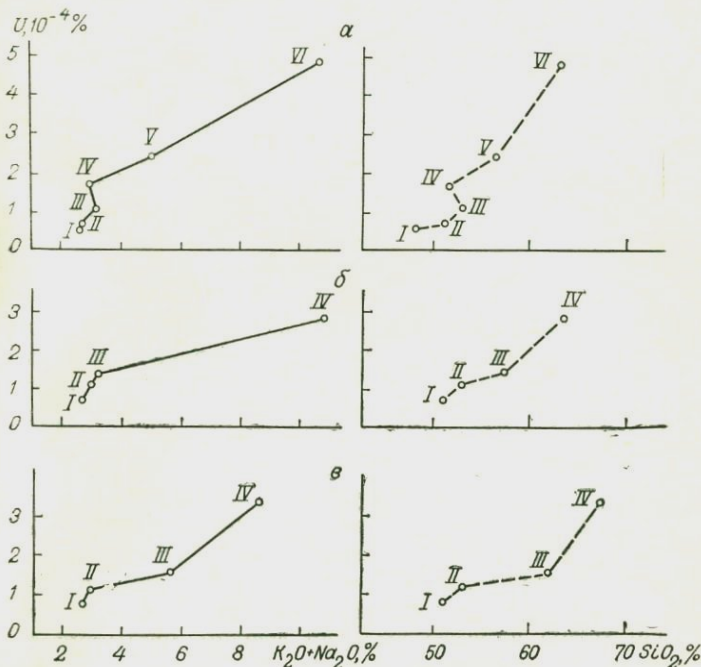


Рис. 44. Поведение урана в сериях среднепалеозойских интрузивных пород в зависимости от содержания  $K_2O + Na_2O$  и  $SiO_2$ .

a — дифференцированная серия в силлах: I — троктолит-долериты, II — долериты, III — конга-долериты, IV — феррогаббро, V — сиено-габбро, VI — гранофиры; б — дифференцированная серия в дайках: I — долериты, II — конга-долериты, III — сиено-габбро, IV — гранофиры; в — магматическая серия в дайках: I — долериты, II — конга-долериты, III — монзониты, IV — сиенит-порфиры.

увеличение содержания урана и тория, прямо пропорциональное росту кислотности пород и содержанию щелочей (рис. 44). При этом прямой корреляционной зависимостью уран связан как с калием, так и с натрием. Отчетливо проявлена также связь урана с коэффициентом фракционирования: более железистые породы содержат повышенные количества урана и тория [307].

В интрузивных комплексах триасового возраста наблюдаются количественные различия зависимости содержания урана от щелочности пород. Интрузии чалбышевского и тымерского комплексов, образованные расплавами сходного петрохимического

типа, отличаются слабой дифференцированностью. В соответствии с этим близким оказывается и содержание урана в породах этих комплексов, причем конечные члены дифференцированных рядов обогащены ураном крайне незначительно. Несколько выше содержание урана в конечных дифференциатах летнинского комплекса, сходного с предыдущими по типу исходного расплава, но полнее дифференцированного.

Весьма низким содержанием урана в исходном базальтовом расплаве магнезиального типа определяется малое накопление урана в процессе дифференциации магмы в интрузивных камерах норильского комплекса, хотя для последнего характерна значительная степень дифференцированности пород [308]. Интрузии катангского комплекса, сложенные преимущественно наиболее распространенным на платформе типом пород, дифференцированы незначительно, и накопления урана при дифференциации почти не происходит. Напротив, дифференциация в камерах интрузий ангарского комплекса приводит к резкому, почти двукратному, увеличению содержания урана в породах. Наиболее значительное (четырёхкратное) увеличение содержания урана наблюдается в последних членах ряда пород, принадлежащих интрузиям кузмовского комплекса, дифференцированным по типу хорошо известной Скаергардской интрузии в Восточной Гренландии. Особенно интенсивно уран накапливается на поздних и конечных стадиях дифференциации.

Таким образом, поведение урана в сериях пород траптовой формации разнотипных интрузивных комплексов первой группы (толеитовые базальты) определяется как различиями в химизме исходных расплавов, так и характером и степенью их дифференциации. Более высокое содержание урана и тория в исходной толеитовой магме и более высокая степень магматической дифференциации на глубине или в камере интрузии обеспечивают и более высокие темпы накопления урана, а также повышенные абсолютные значения его содержания в породах конечных членов возникающих петрогенетических рядов.

Вторая радиогеохимическая группа магматических образований представлена породами трахибазальтовой формации среднепалеозойской и позднепалеозойской — раннемезозойской эпох магматизма. Содержание урана и тория в трахибазальтах значительно (в 2—3 раза) выше, чем в сходных по кислотности породах траптовой формации. И наконец, максимально высоким количеством радиоактивных элементов выделяются некоторые разновидности пород ультраосновной — щелочной формации Сибирской платформы: меймечиты, мельтейгиты, карбонатиты и кимберлиты. В группе пород ультраосновного — щелочного состава отдельные метасоматические разности (карбонатиты, альбитизированные сиениты) характеризуются пониженным торий-урановым отношением, а некоторые разновидности алмазоносных кимберлитов содержат аномально высокие количества тория (см. табл. 30).

Совершенно обособленное положение по радиогеохимическим признакам занимают трахиты и трахилипариты, которые большинством исследователей [152, 164] включаются в трахибазальтовую формацию. В отличие от трахибазальтов и трахиандезитов среднего палеозоя, образующих на корреляционном графике

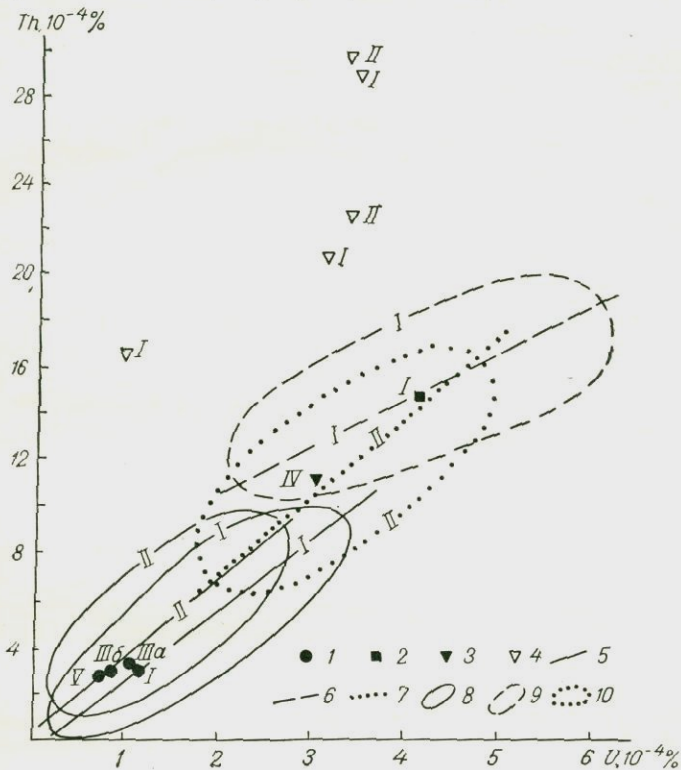


Рис. 45. Корреляционный график зависимости содержаний урана и тория в магматических образованиях чехла платформ.

I — Эфиопия (миоцен, голоцен); II — Сибирская платформа (палеозой); III — Русская платформа (IIIa — венд, IIIб — верхний девон); IV — Кузбасс (нижний мезозой); V — траппы Декана.

Среднее содержание элементов в породах: 1 — базальты, 2 — риолиты, 3 — трахиандезиты; 4 — единичные значения в трахилипаритах; линии регрессии: 5 — базальты, 6 — риолиты, 7 — трахибазальты и трахиандезиты; ареал точек: 8 — базальты, 9 — риолиты, 10 — трахибазальты и трахиандезиты.

(рис. 45) единую серию пород ( $Th/U = 3 \div 5$ ), трахиты и трахилипариты, развитые в междуречье Лены и Вилюя, отличаются резко повышенными концентрациями тория при сравнительно невысоком содержании урана. По своей радиогеохимической характеристике ( $Th/U \approx 10$ ) эти породы являются аналогами вулканитов базальт-трахилипаритовой формации зон тектономагматической активизации и позднеорогенной липаритовой фор-

мации, развитой в пределах геохимически дифференцированных складчатых областей палеозоя.

Как известно, пониженное содержание урана и высокое торий-урановое отношение в вулканитах [333] связаны с выносом шестивалентного урана совместно с молибденом, цезием и летучими ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ , F) при раскристаллизации вулканических стекол, первично обогащенных радиоактивными элементами. Судя по соотношению урана и тория в трахитах, первоначальное содержание урана в щелочном и кислом расплаве было высоким, соответствующим нормальным торий-урановому ( $\sim 3 \div 5$ ) и калий-урановому отношениям, и лишь в процессе приповерхностной кристаллизации уран был вынесен.

Характерной особенностью слабо дифференцированных траппов Сибирской платформы является равномерность распределения урана и тория. Коэффициент вариации содержания радиоактивных элементов в траппах столь обширной территории составляет 30—50%, а для отдельных районов не превышает 15—20% (см. табл. 30). Следует отметить, что содержание урана и тория в магматических породах чехла Сибирской платформы является типичным для соответствующих образований и других платформ земного шара. Это свидетельствует о слабо проявленной геохимической дифференциации пород, примерно одинаковом уровне зарождения магматических очагов (по-видимому, в пределах базальтового слоя) и, вероятно, значительной радиогеохимической однородности нижних горизонтов земной коры в латеральном направлении.

Большинство авторов [335] считают, что базальтовые магматические расплавы на платформах генерируются в подкоровой зоне. Наличие в пределах платформенного чехла магматических образований с более высоким содержанием радиоактивных элементов позволяет высказать предположение, что на формирование этих пород существенное влияние оказало вещество из верхних насыщенных ураном и торием горизонтов (слоев) земной коры. Подобное участие можно объяснить следующим образом: либо очаги плавления возникали непосредственно в трахиандезитовом или гранитно-метаморфическом слоях, либо расплавы насыщались литофильными элементами, поступающими из более глубоких горизонтов литосферы.

Наличие трахибазальтовой и ультраосновной — щелочной формаций в чехле Сибирской платформы в какой-то степени стирает различия в радиогеохимической характеристике магматических образований платформ и геосинклинально-складчатых областей земной коры. Однако в отличие от подвижных поясов, где большая часть геохимически специализированных по урану и торию комплексов связана с формированием ультракислых гранитоидов и липаритов, на платформах обогащение ураном и торием обязано становлению щелочных пород умеренно кислого, основного и ультраосновного состава.

Таким образом, эндогенная радиогеохимическая зональность чехла платформ обусловлена развитием субщелочного и щелочного магматизма и связанного с ним метасоматоза (карбонатиты, альбитизированные сиениты и др.). Судя по радиогеохимической специализации магматических комплексов, наиболее благоприятными эпохами формирования высокорadioактивных пород в чехле Сибирской платформы являлись среднепалеозойская и позднепалеозойская — раннемезозойская. Эндогенная радиогеохимическая зональность чехла достаточно отчетливо проявлена лишь на Сибирской платформе, где магматическая деятельность играла существенную роль в истории геологического развития. На других платформах территории СССР (Русской, Скифско-Туранской, Западно-Сибирской) магматические процессы выражены очень локально и не вносят существенного вклада в формирование геохимического облика этих провинций.

В пределах Сибирской платформы можно выделить несколько дифференцированных радиогеохимических провинций, где широко проявлены обогащенные ураном и торием магматические породы (карбонатиты, альбитизированные сиениты) и высокотемпературный метасоматоз (см. табл. 30).

1. Ленско-Вилуйская, в пределах которой установлены радиоактивные трахиты и трахилициты с повышенным торий-урановым отношением.

2. Оленекская, где известны существенно калиевые интрузии и вулканы, обогащенные ураном и торием.

3. Маймеч-Котуйская, в которой выявлены высокорadioактивные интрузии и эффузивы ультраосновного — щелочного состава и карбонатиты.

4. Восточно-Саянская, включающая частично фундамент платформы с широким развитием ультраосновных — щелочных пород.

Из рассмотренных кратко материалов по распределению урана и тория в осадочных и магматических породах платформ, а также в подземных водах артезианских бассейнов видно, что радиогеохимическая зональность платформенного чехла обусловлена рядом факторов: экзогенными условиями накопления и диагенеза осадков, экзогенными инфильтрационными эпигенетическими процессами в зоне катагенеза и, наконец, эндогенными магматическими процессами и гидротермальным метаморфизмом. В отличие от складчатых областей, где экзогенные и эндогенные факторы часто проявляются в одних и тех же структурах, в пределах некоторых платформ влияние эндогенных факторов практически сводится до минимума. Лишь на Сибирской платформе геохимическая зональность чехла связана с суммарным влиянием осадконакопления, подземных вод, магматизма и гидротермального метаморфизма.

## ВЕРТИКАЛЬНАЯ РАДИОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ГЛАВНЕЙШИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЭПОХИ НАКОПЛЕНИЯ РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

В предшествующих главах были рассмотрены особенности пространственного распределения урана и тория в горных породах в латеральном направлении для главнейших типов геоструктурных зон земной коры. При изучении особенностей химизма и эволюции вещества глубинных горизонтов литосферы определенным интересом представляют данные о ее радиогеохимической (радиогеологической) зональности в вертикальном направлении. Формирование вертикальной радиогеологической зональности связано в основном с эндогенными явлениями, среди которых решающее значение имеют процессы регионального метаморфизма, ультраметаморфизма и гранитизации.

Влияние этих процессов наиболее четко фиксируется при изучении радиоактивности метаморфических пород докембрийских складчатых областей, где вскрыты глубинные горизонты земной коры. Как видно из приведенных выше данных, распределение урана и тория в метаморфических породах разных фациальных зон имеет много общих черт, что позволяет ограничиться рассмотрением суммарного эффекта зональности. Латеральная геохимическая неоднородность осадочной оболочки, связанная с разным режимом накопления осадков в эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных зонах, а также в разнородных фациальных обстановках платформ, влияет на радиоактивность главным образом верхних частей метаморфических толщ

и не искажает общей картины вертикальной радиогеологической зональности земной коры.

Схема размещения радиогеохимических зон (табл. 33) и в особенности их мощность отражают лишь общую картину распределения радиоактивных элементов в метаморфических толщах, которая в реальной геологической обстановке может быть значительно более сложной в зависимости от термодинамических условий развития метаморфизма. Наиболее насыщенной радиоактивными элементами является верхняя часть метаморфических толщ, включающая зоны проявления зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и, отчасти, амфиболитовой фаций метаморфизма. К этой зоне в докембрийских и более молодых складчатых областях приурочена основная масса высокордиоактивных продуктов ультраметаморфизма, метасоматоза и анатектоидной гранитизации.

ТАБЛИЦА 33

Сопоставление радиоактивности вещества верхней мантии (каменных метеоритов) и слоев литосферы

Слой земной коры	Вероятная средняя мощность слоев земной коры, км	Уран			Торий		
		Среднее содержание, 10 <sup>-4</sup> %	Отношение к содержанию в верхней мантии	Примерная мощность мантии, необходимая для концентрации, км	Среднее содержание, 10 <sup>-4</sup> %	Отношение к содержанию в верхней мантии	Примерная мощность мантии, необходимая для концентрации, км
Осадочный	5	2,6	180	900	7,0	175	900
Гранитно-метаморфический	10	4,1	293	2900	18,0	450	4500
Андезито-метаморфический	5	2,5	180	900	9,0	225	1100
Базальтовый	10	0,8	57	600	2,0	50	600
Верхняя мантия (состав каменных метеоритов)	—	0,014	—	—	0,040	—	—
Суммарная мощность мантии, необходимая для концентрации урана и тория в земной коре при выносе элементов 100%				5300			7000

Ниже размещается область развития метаморфических пород высшей амфиболитовой и низшей гранулитовой фаций, которые по содержанию радиоактивных элементов соответствуют андезитам, трахиандезитам и диоритам. По содержанию урана и тория гиперстеновые гнейсы и аподиабазы сферы проявления более высоких гранулитовых субфаций метаморфизма сопоставимы с порфиритами, базальтами и другими магматическими породами преимущественно основного состава. И наконец, продукты метаморфизма эклогитовой фации [266, 385] по радиоактивным свойствам приближаются к ультраосновным породам.

Выделенные в составе метаморфических толщ зоны с разным содержанием радиоактивных элементов можно в какой-то степени параллелизовать с установленными по геофизическим данным подразделениями земной коры, которые условно получили название гранитного (гранитно-метаморфического) и базальтового слоев. К собственно гранитному слою, характеризующемуся максимальной насыщенностью радиоактивными элементами и кремнекислотой, с полным основанием могут быть отнесены лишь метаморфические и ультраметаморфические образования, развитые в зонах проявления зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и, отчасти, амфиболитовой фаций. Опираясь на сведения о радиоактивности и вещественном составе метаморфических толщ, к базальтовому слою земной коры можно отнести породы высшей гранулитовой (пироксеновой) субфации метаморфизма.

Между радиогеологическими зонами, вещество которых по содержанию урана и тория соответствует гранитам и базальтам, расположен слой, представленный продуктами метаморфизма роговообманковой гранулитовой субфации, по радиоактивности  $[U = (2,0 \div 2,5) \cdot 10^{-4}, Th = (8 \div 10) \cdot 10^{-4}, K = 2 \div 3\%]$  близкий к магматическим породам среднего состава с повышенной щелочностью (андезитам, трахиандезитам, сиенитам, диоритам). Промежуточная зона, выявленная по геохимическим данным, вероятнее всего, соответствует диоритовому слою, который все чаще выделяется геофизиками по результатам глубинного сейсмического зондирования [176]. Характерной особенностью этого слоя является его повышенная щелочность. И наконец, породы, подвергшиеся изменениям в наиболее глубинных зонах земной коры в условиях эклогитовой фации метаморфизма, по радиоактивности и другим признакам соответствуют, по сути, подкорковому веществу. Возможно, что их целесообразно рассматривать отдельно в составе самостоятельного эклогитового слоя.

Низкие значения геотермической ступени (5—10 м/°С), существующие в подвижных поясах в орогенный период их развития, а также возможность увеличения всестороннего давления в результате термоупругих напряжений заставляют считать, что максимальная мощность верхней радиогеологической зоны, обогащенной радиоактивными элементами, а следовательно и мощность гранитного слоя, вряд ли могут превышать 7—15 км [266]. Подобные значения достаточно хорошо увязываются с величинами, найденными на основании наблюдаемого теплового потока земной коры.

Наложение повторных циклов орогении и орогенного метаморфизма после очередного накопления осадочных отложений может привести лишь к перемещению этой высокорadioактивной зоны, достигшей предельной мощности, в более верхние горизонты (в область геосинклинальных осадков и вулканогенных образований, подвергающихся новой фазе метаморфизма). На ее место сместится нижележащая (промежуточная) зона, в которой

преобладают метаморфические породы преимущественно амфиболитовой фации с более низким содержанием элементов.

Исходя из радиогеологической зональности, следует считать малообоснованным выделение по геофизическим данным [78, 193] мощного гранитного слоя, который в некоторых районах молодых складчатых областей (Средиземноморский пояс) принимается равным 25—30 км. Сомнительной с точки зрения развития эндогенных процессов метаморфизма и их влияния на перемещение литофильных элементов представляется и базификация (океанизация) гранитного слоя [18, 19], которая выдвигается как один из главных факторов перехода континентальной коры в океаническую.

Как было показано ранее [266], изменение радиоактивности и вещественного состава продуктов метаморфизма зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций при их погружении на более глубокие термодинамические уровни приводит не только к базификации нижней части гранитного слоя, но и к наращиванию этого слоя сверху благодаря миграции вынесенных из глубинных зон литофильных элементов (K, U, Th, Si и др.) в геосинклинальные осадки в результате анатектоидной гранитизации и метасоматоза. Основной причиной, вызывающей уменьшение мощности гранитного слоя в пределах континентальных областей земной коры, следует признать, по-видимому, действие экзогенных процессов выветривания горных пород, которые приводят к выходу на поверхность продуктов метаморфизма глубинных зон в районах широкого распространения пород гранулитовых фаций. Радиоактивность таких образований в пределах некоторых областей Балтийского, Канадского и других щитов значительно ниже радиоактивности гранитов и осадочных отложений.

По содержанию радиоактивных и других литофильных элементов можно заключить, что в континентальных блоках земной коры в областях выхода на поверхность интенсивно метаморфизованных пород докембрия (пироксеновая гранулитовая субфация) практически полностью отсутствует гранитно-метаморфический слой [150, 266]. В этом смысле такие области мало отличаются по строению от некоторых глубинных зон акваторий, где по геофизическим данным непосредственно под донными осадками фиксируются образования базальтового слоя.

Опираясь на результаты изучения радиоактивности метаморфических и других пород, а также на закономерности миграции элементов, можно выразить сомнение в правомочности выделения континентального и океанического типов земной коры, так как в пределах континентов наблюдается выход на поверхность метаморфических толщ самых разных радиогеологических зон, соответствующих, в частности, промежуточному и базальтовому слоям коровой оболочки. Этот вывод согласуется с развиваемыми в последние годы представлениями о влиянии фазового состояния вещества на результаты интерпретации геофизических материалов.

Тот факт, что области развития континентального и океани-

ческого типов земной коры не соответствуют по конфигурации материкам и акваториям, нашел отражение и в результатах интерпретации геофизических методов исследований, в соответствии

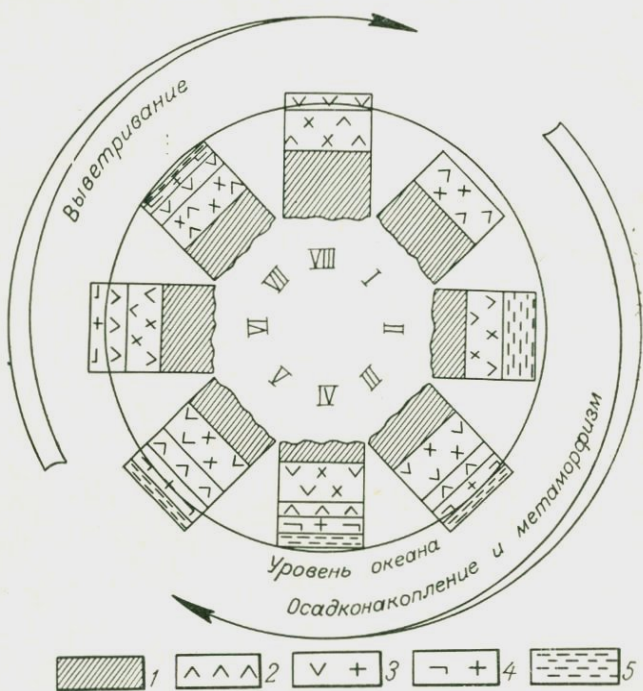


Рис. 46. Типы земной коры, отражающие общий ход ее эволюции в связи с выветриванием, осадконакоплением, региональным метаморфизмом и ультраметаморфизмом.

*I* — глубоко вскрытые эрозией складчатые области (преимущественно докембрия), наиболее широко развитые в пределах океанических плит (присутствие данного типа коры не исключается и на континентах); *II* — геосинклинальные зоны, развивающиеся на глубокометаморфизованных породах гранулитовой и эклогитовой фаций (базальтовое основание); *III* — подвижные пояса после проявления орогенной фазы метаморфизма; *IV* — геосинклинальные зоны, развивающиеся на метаморфических породах зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций (гранитно-метаморфическое основание); *V* — подвижные пояса после проявления двух или более циклов орогенного метаморфизма с предельной мощностью гранитного слоя (наложение дополнительных фаз орогени вызывает смещение гранитного слоя вверх); *VI* — складчатые области (преимущественно палеозойские и более молодые), относительно слабо вскрытые эрозией; платформенные области; *VII* — с маломощным чехлом осадочных отложений, *VIII* — с уничтоженным эрозией верхним метаморфическим слоем, преимущественно шиты (на поверхности вскрыты породы амфиболитовой и гранулитовой фаций).

Слои: *1* — эклогитовый и другие подкоровые, *2* — базальтовый, метаморфические породы гранулитовой и отчасти эклогитовой фаций, *3* — промежуточный (трахиандезитовый), метаморфические породы преимущественно амфиболитовой фации, *4* — гранитный, метаморфические породы эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, граниты; *5* — осадочные отложения.

с которыми ряд авторов [78, 193] предлагают более дробное деление коры (континентальная, субконтинентальная, океаническая, субокеаническая, переходная и т. д.). По-видимому, частных типов земной коры, характеризующихся разным сочетанием ее

отдельных слоев или их неодинаковой мощностью, может быть выделено бесконечное множество. Более правильно, вероятно, признавать не какие-то определенные канонические типы земной коры, свойственные континентам и океанам, а ее эволюцию в ходе геологического развития, при которой коровая оболочка может принимать разные мощность, состав и строение.

В закономерной направленности развития земной коры, которая в самом общем виде может быть представлена сочетанием ее отдельных типов (рис. 46), решающую роль играют процессы регионального метаморфизма, ультраметаморфизма и гранитизации, с одной стороны, и эрозии — с другой. Первые из этих процессов (эндогенные) приводят к постепенному наращиванию высокорadioактивных и обогащенных кремнеземом и калием продуктов метаморфизма в верхних горизонтах и к смещению этой зоны по мере накопления новых осадочных отложений. В противоположность им экзогенные процессы выветривания обуславливают уничтожение верхнего гранитно-метаморфического слоя и вскрытие нижележащих обедненных кремнием, калием, ураном и торием глубинных зон литосферы.

Наличие определенных типов земной коры с разными сочетанием и мощностью отдельных ее слоев отражает лишь определенный этап в развитии литосферы. В частности, так называемый континентальный тип коры с предельно мощным обогащенным радиоактивными элементами гранитным слоем характеризует завершение этапа (или этапов) проявления регионального метаморфизма и ультраметаморфизма в орогенных зонах. Этот тип земной коры наиболее распространен и хорошо изучен в пределах континентов, хотя его присутствие вполне возможно и в океанах на участках подводных горных хребтов, что подтверждается работами геофизиков. В свою очередь, области уничтоженного или сокращенного гранитно-метаморфического слоя, присущие, по мнению геофизиков, океаническим плитам, не исключаются и на континентах [150, 266], где они приурочены к районам распространения высокометаморфизованных пород докембрия (гранулитовые фации). Вместе с тем и на континентах и в океанах существуют, по-видимому, и многие другие сочетания радиогеологических зон (слоев) земной коры, отражающие определенные этапы ее геологического развития, связанного с влиянием взаимообусловленных эндогенных и экзогенных факторов.

В целом на основании изучения радиогеохимических особенностей осадочных, метаморфических и магматических пород разных геоструктурных зон в составе литосферы можно выделить следующие радиогеологические зоны (табл. 34).

Среднее содержание радиоактивных элементов и мощность зон оценены на основе непосредственного изучения радиоактивности метаморфических толщ разных горизонтов земной коры, вскрытых эрозией на отдельных участках докембрийских складчатых областей. Радиоактивные свойства нижележащих подкоровых

ТАБЛИЦА 34

## Радиогеологическая характеристика слоев земной коры

Слой	Мощность, км	Породы	Радиоактивность	U, $10^{-4}$ %	Th, $10^{-4}$ %	K, %
Осадочный	2—10	Слабометаморфизованные осадочные	Нормальная или слабо пониженная	2—3	10—15	2—3
Гранитно-метаморфический	5—15	Магматические и метаморфические зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и отчасти амфиболитовой фаций преимущественно кислого состава	Повышенная	4—5	15—20	3—4
Андезит-метаморфический (диоритовый)	5—10	Метаморфические высшей амфиболитовой и низшей гранулитовой фаций и мигматит-плагиигранитовых комплексов	Пониженная	1—2	5—8	1—2
Гранулит-базальтовый (базальтовый)	5—10	Интенсивно метаморфизованные глубинные (пироксеновые гнейсы, эклогиты метаморфического происхождения) и продукты анатектоидной гранитизации (чарнокиты)	Низкая	0,1—1,0	1—3	0,5—1,0

зон верхней мантии определить значительно труднее, это может быть сделано лишь косвенно на основе тех или иных предположений о ее составе.

Как известно, большинство исследователей [51, 59] считают, что вещество верхней мантии тождественно по составу каменным метеоритам или ультраосновным породам. В последние годы, благодаря развитию высокочувствительных ядерно-физических методов анализа, получены надежные данные о содержании урана, тория и калия в этих образованиях (табл. 35). Содержание радиоактивных элементов в метеоритах и ультраосновных породах глубинного (подкорового) происхождения на несколько порядков ниже тех количеств урана и тория, которые свойственны большинству осадочных, метаморфических и магматических пород земной коры. В связи с этим большой интерес представляет рассмотрение причин столь высоких концентраций радиоактивных и других литофильных элементов в верхних горизонтах (слоях) земной коры.

ТАБЛИЦА 35

Содержание радиоактивных элементов в метеоритах и ультраосновных породах

Метеориты, породы	K, %	U, 10 <sup>-4</sup> %	Th, 10 <sup>-4</sup> %	Th/U
Железные	—	0,00001—0,01	0,00001	—
Железо-каменные				
Палласиты	—	0,01	0,02	2
Мезосидериты	—	0,01	—	—
Каменные				
Хондриты	0,07	0,0132	0,0356	2,7
Ахондриты	0,05	0,0150	0,0444	2,7
Среднее по каменным метеоритам	0,06	0,014	0,04	2,7
Магматические, ультраосновного состава				
Перидотиты, пироксениты	0,19	—	—	—
Дуниты	0,025	0,004	0,012	3,0

Примечания. 1. Для каждого типа образований использованы десятки определений [63, 268, 420]. 2. Уран и торий анализировались нейтронно-активационным методом.

Выяснение этих причин тесно связано с решением проблемы происхождения тяжелых химических элементов в земной коре, эволюции вещества Вселенной и условий формирования изотопного и химического состава солнечной системы. Особо актуальным представляется изучение места и времени формирования радиоактивных элементов (в первую очередь урана и тория), так как с этим тесно связана разработка методов оценки радиологического

возраста земной коры и планеты в целом и выяснения теплового режима прошлых геологических эпох Земли. Кроме того, сам процесс образования Земли, формирование ее химического и изотопного состава определяются космохимическими и космическими ядерными процессами, приводящими к синтезу радиоактивных изотопов, распад которых обуславливает сосуществование в земной коре широкой гаммы стабильных элементов (Pb, He, Sr, Ca и др.).

Есть несколько гипотез нуклеосинтеза [59, 136, 268], главными из которых являются следующие.

1. Тяжелые, в том числе и радиоактивные, элементы образовались при одноактном процессе взрыва (вспышки сверхновых звезд) в результате интенсивного развития ядерных реакций синтеза примерно 5—7 млрд. лет назад. С момента одноактного и сравнительно кратковременного ( $< 100$  сек) процесса возникновения радиоактивных ядер, при котором сформировался сходный изотопный состав средних и тяжелых элементов в разных частях Вселенной, происходит необратимый и направленный распад радиоактивных изотопов с определенной и постоянной скоростью.

2. Нуклеосинтез в пределах нашей Галактики происходил непрерывно в течение 10—20 млрд. лет и закончился 5 млрд. лет назад.

3. Смешанная гипотеза, в соответствии с которой предполагается совместное участие одноактного и эволюционного процессов синтеза изотопов.

Не анализируя гипотезы нуклеосинтеза, отметим, что в решении проблемы происхождения элементов важное значение имеют данные о содержании и изотопном составе радиоактивных элементов и продуктов их распада в геологических образованиях, а также космических объектах, особенно в телах, доступных для непосредственного изучения (главным образом метеоритах). Прежде чем перейти к оценке сравнительного баланса радиоактивных ядер в разных оболочках планеты, следует остановиться на двух общепринятых в геологии положениях, которые служат основой разного рода геологических гипотез о внутреннем строении, составе и эволюции Земли.

1. Вещество верхней мантии (по крайней мере, до образования земной коры) по составу тождественно каменным метеоритам.

2. Обогащение литофильными, особенно радиоактивными, элементами горных пород, слагающих земную кору, обусловлено физико-химическими процессами дифференциации вещества верхней мантии в результате ее селективного плавления, дегазации и т. д. [51].

В соответствии с этими представлениями необратимый процесс распада атомов должен привести к постепенному исчезновению в земной коре радиоактивных элементов. Эта мысль, довольно часто высказываемая советскими и зарубежными исследователями,

наиболее четко выражена в одной из работ Д. Н. Трифонова [300, с. 57]: «...через сотни миллиардов лет (если к тому времени планета Земля еще будет существовать) естественный обрыв системы (периодической системы элементов. — А. С.) будет уже на висмуте и ничто не сможет остановить естественный природный процесс постепенного исчезновения «первичных» урана и тория...» Вследствие радиоактивного распада не только сокращается распространенность урана, тория, калия-40 и других радиоактивных элементов, но изменяется со временем и их соотношение. В частности, существенно уменьшаются отношения изотопов  $^{235}\text{U}/^{238}\text{Th}$  и  $^{235}\text{U}/^{232}\text{Th}$  из-за большой разницы их периодов полураспада.

На основании сравнительной оценки содержания урана, тория и калия в земной коре и верхней мантии (см. табл. 33), исходя из представлений о дегазации и выплавлении вещества подкоровых зон [51, 80], рассчитана ориентировочная мощность слоя мантии, из которого должны быть вынесены необходимые для концентрации в разных слоях земной коры количества урана и тория. Получилось, что суммарная мощность верхней мантии, вещество которой ответственно за формирование радиоактивных зон земной коры, в несколько раз превышает ее действительную мощность, установленную по геофизическим данным. Приведенные результаты не претендуют на высокую точность, тем не менее они показывают, что нельзя объяснить чрезвычайно высокую концентрацию урана и тория в земной коре процессами выплавления и дегазации мантии, исходя из существующих предположений о ее составе.

В связи с этим несоответствием возникает сомнение в правильности общепринятых представлений о составе и радиоактивности вещества верхней мантии и о процессах обогащения ураном, торием и калием земной коры в результате их постепенного перемещения снизу вверх. Эти противоречия могли бы быть ликвидированы при допущении, что формирование коровой оболочки, резко отличающейся по своим радиогеохимическим особенностям от глубинных зон, связано не только с процессами дифференциации верхней мантии. Следует учитывать первичные космические факторы образования земной коры и последующие геолого-геохимические процессы, механизм которых обусловлен не особенностями развития подкорового субстрата, а специфическими радиоактивными, тепловыми и физико-химическими свойствами минерального вещества самой коры.

Вне зависимости от условий и причин обогащения земной коры радиоактивными элементами в истории ее геологического развития достаточно четко фиксируется целый ряд геохимических эпох накопления урана и тория, что связано с развитием экзогенных и эндогенных процессов дифференциации вещества самых верхних слоев литосферы (осадочного, гранитно-метаморфического и, возможно, андезито-метаморфического) при активном

участии водной и газовой оболочек Земли. Положение главных сингенетических и эпигенетических эпох накопления урана и тория в геологической эволюции коровой оболочки показано в работах М. Н. Альтгаузена, А. И. Тугаринова и других исследователей.

Изучение радиоактивности высокометаморфизованных кристаллических пород в докембрийских складчатых областях [266, 301] приводит к выводу, что самой ранней уверенно фиксируемой геохимической эпохой накопления урана и тория является раннепротерозойская, когда формировались первично-ураноносные осадочные терригенные отложения. Первое значительное накопление урана и тория в седиментационном цикле, по существу, завершает архейско-раннепротерозойскую эпоху формирования высокорadioактивного гранитно-метаморфического слоя земной коры, проходившего под воздействием процессов регионального метаморфизма и ультраметаморфизма.

В раннепротерозойскую эпоху наряду с накоплением в грубо-зернистых породах устойчивых к выветриванию высокорadioактивных акцессорных минералов (монацит, циркон и др.) существенно обособляются шестивалентные соединения урана и насыщаются металлом осадочные отложения, содержащие органическое вещество. С увеличением количества свободного кислорода в атмосфере и органического вещества в земной коре в палеозое эта тенденция проявилась еще сильнее. Для раннего палеозоя характерны грандиозные по своим масштабам скопления урана в углеродисто-глинистых и углеродисто-кремнистых сланцах как платформенных, так и геосинклинальных областей.

Эпохи сингенетического эндогенного накопления урана в результате магматической деятельности приурочены обычно к завершающим (постинверсионным) стадиям развития подвижных поясов земной коры и периодам тектоно-магматической активизации. Эти эпохи связаны с магматической дифференциацией кислых и щелочных расплавов и наиболее отчетливо фиксируются в регионах, где имело место накопление металла в осадочном цикле (по существу, являются вторичными).

Определенная закономерность отмечается и в появлении эпигенетических эпох накопления урана в земной коре, с которыми связано формирование главных типов промышленных месторождений. Как справедливо отмечает А. И. Тугаринов [301], эпохи гидротермального эпигенетического рудообразования всегда следуют за эпохами сингенетического накопления урана в осадочных отложениях. Наиболее важными эпигенетическими эпохами гидротермального рудообразования являются ранне-среднепротерозойская, позднепалеозойская и мезозойская. Проследив поведение гидротермальных рудообразующих процессов во времени, следует отметить эволюцию растворов от щелочных (натриевый метасоматоз, кварц-хлорит-альбитовые изменения) к кислотным (кислотное выщелачивание по типу березитизации

и аргиллизации) и от среднетемпературных (ранний — средний протерозой) к низкотемпературным (мезозой).

Эпигенетические экзогенные эпохи накопления урана в земной коре являются наиболее молодыми, они относятся к мезозою и кайнозою. Для первой эпохи (юра — мел) характерно формирование промежуточных типов месторождений, связанных с инфильтрацией восходящих вод, — уранобитумные концентрации. В кайнозойскую геохимическую эпоху образовывались эпигенетические экзогенные концентрации в окислительной обстановке в результате миграции урана в кислородсодержащих подземных водах артезианских бассейнов.

Для мегацикла в целом характерно постепенное смещение геохимических эпох от сингенетических экзогенных и эндогенных к эпигенетическим эндогенным (гидротермальным) и экзогенным (инфильтрационным).

## РАДИОАКТИВНОСТЬ И ТЕПЛОВЫЙ РЕЖИМ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Направленность геологического развития земной коры и миграция радиоактивных элементов теснейшим образом связаны с изменением ее геотермического режима. Многие исследователи неоднократно обращали внимание на важность изучения теплового состояния при геотектонических построениях. И. Ферхуген писал [432, с. 30]: «Геолог, задавшийся целью удовлетворительно объяснить механизм таких явлений, как дислокации, горообразование или магматизм, неизбежно приходит к выводу, что главный источник энергии в этих процессах — теплота».

Механизм процессов рудообразования, протекающих в разных термодинамических условиях, также определяется энергетическими затратами на концентрацию рудного вещества [27, 234]. Без знания энергетического состояния земной коры и верхней мантии невозможно обосновать и положения регионального металлогенического анализа, разработанные Ю. А. Билибиным, в частности эмпирически установленную им тесную взаимосвязь и взаимообусловленность осадконакопления, магматизма, рудообразования и других геологических процессов, прямо или косвенно участвующих в формировании эндогенного и экзогенного оруденения.

Несмотря на актуальность, всеобъемлющая в геологии проблема теплового режима земной коры является на современном уровне исследований одной из

наиболее трудных, слабо изученных и неопределенных. Ее решение невозможно без разного рода допущений о внутреннем строении планеты, источниках тепловой энергии и их размещении. В ряде случаев количественные выводы о температуре недоступных непосредственному изучению глубоких горизонтов планеты, как справедливо отмечает Ф. Берч [22], являются лишь следствием принятых допущений. При этом достоверность значений температуры, получаемых расчетным путем, тем меньше, чем больше глубины, для которых даются подобного рода оценки.

Одной из важных задач в определении температуры разных структурных зон земной коры является оценка роли радиогенного тепла в формировании теплового режима глубинных горизонтов. Как известно, открытие естественной радиоактивности и связанной с нею тепловой энергии выдвинули принципиально новые предпосылки для обоснования источников внутренней энергии планеты и породили большое количество геотектонических гипотез. К сожалению, в литературе до сих пор отсутствует объективное сопоставление радиогеохимических и геотермических данных по конкретным структурным зонам земной коры, что позволило бы оценить вклад радиогенного тепла в общий энергетический баланс. Чтобы провести такое сопоставление, дадим краткую характеристику термального состояния главнейших тектонических подразделений земной коры (платформ и разновозрастных складчатых областей докембрия и фанерозоя).

Распределение температуры в самой верхней оболочке планеты — литосфере (земная кора и близлежащие подкоровые массы выше слоя волновода) может быть получено разными методами, главные из которых следующие.

1. Геотермический (физический), позволяющий непосредственно измерять температуру и тепловой поток на глубинах, достигаемых при бурении.

2. Геологический, разрешающий на основе анализа минеральных парагенезов и физических свойств минералов оценивать температуру, при которой происходило образование магматических и метаморфических пород и руд.

3. Расчетный, при котором вычисляют температуру и тепловой поток на основе некоторых предположений о распределении источников энергии (в частности, радиогенной) и о поглощении тепла и тепловых свойствах горных пород.

### **Тепловой режим главнейших структур земной коры**

Тепловой поток и геотермический градиент по результатам распределения температуры и теплопроводности планомерно изучаются лишь два-три последних десятилетия. Наибольшее количество данных о распределении температуры до глубины 5—7 км собрано для континентов [133, 159], основная же часть определений

теплового потока выполнена в океанических впадинах [159, 264, 371, 418, 452]. Обширные территории отдельных материков (Азия, Африка, Южная Америка, Антарктида) остаются, по существу, белым пятном в наших знаниях о распределении теплового потока.

Несмотря на крайне неравномерную изученность теплового поля в приповерхностной части земной коры, результаты геотермических исследований уже сейчас позволяют получить не

ТАБЛИЦА 36

Геотермическая ступень и тепловой поток в разных структурных зонах Земли (по Ф. Берчу, Е. А. Любимовой, К. Хораи и др.)

Регионы	Геотермическая ступень, м/°С	Поверхностная плотность теплового потока, $10^{-2}$ Вт/м <sup>2</sup>
<i>Континентальные блоки</i>		
Складчатые области:		
докембрийские (континентальные щиты)	80—120	$\frac{4,0}{2,5-5,6}$
палеозойские	50—80	$\frac{5,3}{2,5-9,4}$
мезозойские	20—40	$\frac{6,2}{4,2-8,9}$
кайнозойские	10—30	$\frac{7,4}{1,6-15,1}$
Чехлы платформ	20—40	$\frac{5,0}{3,8-5,8}$
Современные подвижные пояса (районы действующих вулканов и гейзеров)	3—10	$\frac{8,4}{4,2->15}$
<i>Океанические впадины</i>		
Океанические щиты (докембрийские и, возможно, палеозойские)	10—20	$\frac{4,5}{0,4-8,4}$
Склоновые части хребтов, глыбовые хребты (палеозойские и мезозойские)	10—20	5,4
Срединно-океанические хребты (кайнозойские)	5—10	9,5
Вулканические гряды (современные подвижные пояса)	5—10	19,7

Примечания. 1. В числителе — средние значения; в знаменателе — пределы колебаний. 2. Низкие и сравнительно однородные значения геотермической ступени в океанических впадинах объясняются наличием покрова осадков с незначительным коэффициентом теплопроводности. 3. Возраст складчатости структур в океанических впадинах указан условно по аналогии с континентальными блоками.

только общее представление о средних значениях теплового потока и геотермического градиента в пределах континентов и акваторий, но и выявить некоторые провинциальные особенности распределения этих величин в отдельных тектонических зонах. Для обобщения данных о тепловом режиме разных структур земной коры (табл. 36, рис. 47) использованы материалы публикаций по отдельным районам [133, 134, 158, 165, 371, 418], океаническим впадинам [259, 452] и земному шару в целом [159, 260, 264]. Для регионов, где геотермические исследования не проводились, средние значения теплового потока на рисунке показаны в соответствии с величинами, которые приведены в таблице. Как видно из таблицы и карты, тепловой поток на материках зависит от возраста складчатости. Области докембрийской складчатости почти повсеместно (Канадский, Африканский, Балтийский и другие щиты, Украинский кристаллический массив) имеют достаточно низкую и однородную кондуктивную теплоотдачу (в среднем  $4,0 \cdot 10^{-2}$  вт/м<sup>2</sup>). Исключение составляют лишь отдельные районы развития докембрия в Австралии и Африке, где тепловые потоки аномально высокие — до  $(8,4 \div 9,7) \cdot 10^{-2}$  вт/м<sup>2</sup>. Вполне возможно, что увеличение тепловых потоков на Австралийском и Африканском континентах, в зоне байкальского рифта и других районах связано с более поздними явлениями тектонической или тектоно-магматической активизации или обусловлено притоком тепла с больших глубин, разогреваемых в результате процессов, происходящих в соседних подвижных поясах.

Следует подчеркнуть значение геотермических данных для выделения зон тектонической и тектоно-магматической активизации и оценки их возраста. Совершенно очевидно, что интенсификация после периода относительного покоя (платформенный режим) тектонических, магматических, метаседиментальных и других процессов обусловлена изменением энергетического состояния определенных горизонтов земной коры, активизацией ее теплового режима. Имеется реальная возможность оконтуривать в пределах древних складчатых областей и чехла платформ зоны молодой (верхнепалеозойской, мезозойской и кайнозойской) тектонической и тектоно-магматической активизации по повышенным значениям теплового потока или геотермических градиентов (см. рис. 47).

В историческом развитии эпохи подобного рода всплеск тепловой активности следует отличать от периодов проявления затухающих процессов при стабилизации геотермического режима в завершающие (регрессивные) стадии развития складчатых областей земной коры. Последние (в соответствии с реально наблюдаемыми значениями теплопроводности горных пород) могут растягиваться на весьма значительный промежуток времени ( $\sim 100 \div 120$  млн. лет). В связи с этим затухающие (регрессивная стадия) геологические процессы в складчатых областях, по-видимому, не следует отождествлять с тектонической и тектоно-магматической

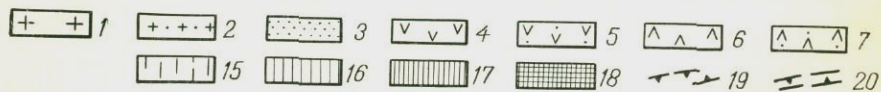
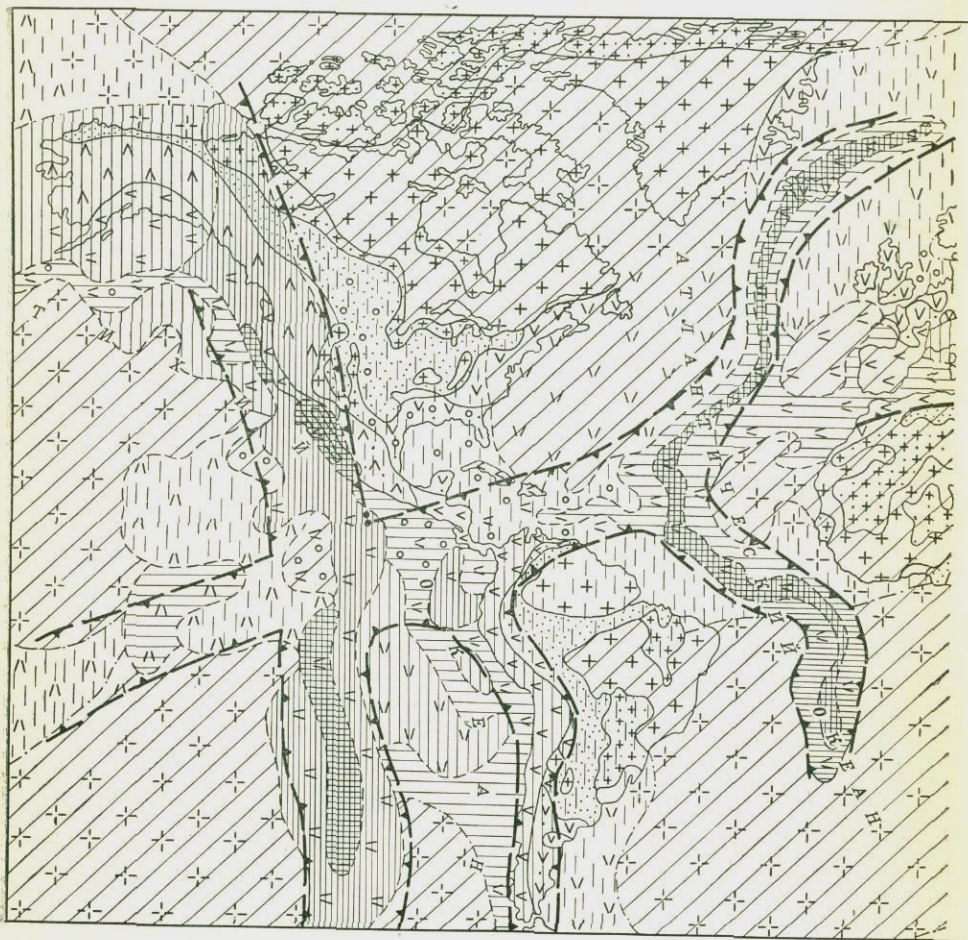
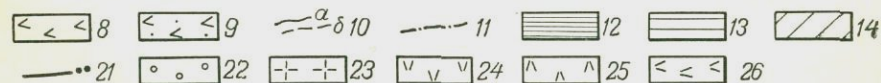
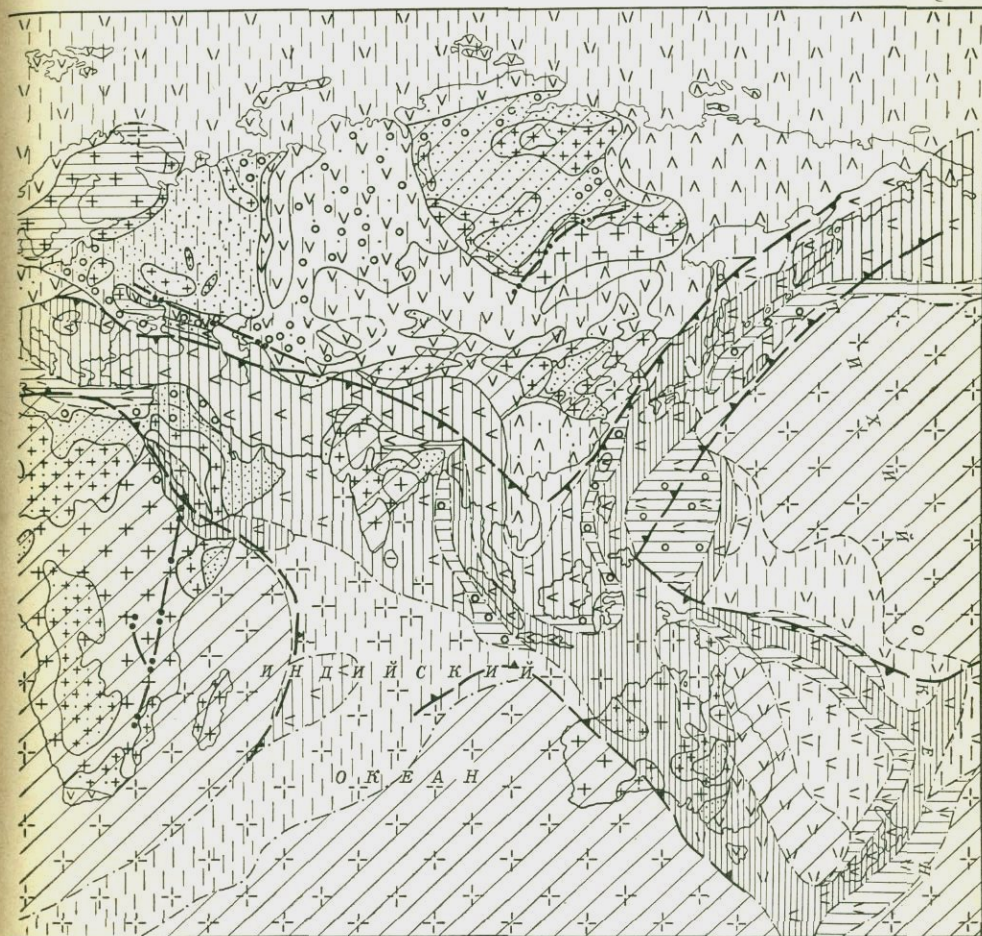


Рис. 47. Карта тепловых потоков земного шара (тек

1 — выходы докембрийских пород на поверхность (щиты); 2 — докембрийские породы с мощным чехлом осадочных отложений; 3 — впадины докембрийчатости, 4 — палеозойской складчатости, 5 — палеозойской складчатости с чехлом платформенных осадков, 6 — мезозойской складчатости, 7 — мезозойские краевые прогибы; 8 — области кайнозойской складчатости, 9 — предполагаемые; 10 — границы геотермических блоков с разным тепловым режимом; 11 — границы геотермических блоков с разным тепловым режимом; 12 — (3,5 ÷ 5,0), 13 — (5,1 ÷ 6,7), 14 — (6,8 ÷ 8,4), 15 — (8,5 ÷ 12,0), 16 — > 12; 17 — > 12; 18 — > 12; 19 — грабены (на континентах — рифты) с повышенной теплоотдачей; 20 — области аккумуляции тепла под чехлом теплоизолирующих осадочных отложений; 21 — грабены (на континентах — рифты) с повышенной теплоотдачей; 22 — области аккумуляции тепла под чехлом теплоизолирующих осадочных отложений; 23 — докембрий и палеоканализма и рифто



тоническая основа по М. В. Муратову и В. А. Апродову).

кром осадочных отложений небольшой мощности (склоны цитов); 3 — впадины докембрийчатости, 4 — палеозойской складчатости с чехлом платформенных осадков, 5 — мезозойской складчатости, 6 — мезозойские краевые прогибы альпийского пояса; 7 — мезозойской складчатости с чехлом платформенных осадков, 8 — мезозойской складчатости, 9 — краевые прогибы альпийского пояса; 10 — геологические границы (a — достоверные, b — предполагаемые); 11 — границы геотермических блоков с разным тепловым режимом; 12 — (0 ÷ 1,7), 13 — (1,8 ÷ 3,4), 14 — (3,5 ÷ 5,0), 15 — (5,1 ÷ 6,7), 16 — (6,8 ÷ 8,4), 17 — (8,5 ÷ 12,0), 18 — > 12; 19 — грабены (на континентах — рифты) с повышенной теплоотдачей; 20 — области аккумуляции тепла под чехлом теплоизолирующих осадочных отложений; 21 — грабены (на континентах — рифты) с повышенной теплоотдачей; 22 — области аккумуляции тепла под чехлом теплоизолирующих осадочных отложений; 23 — докембрий и палеоканализма и рифто

активизацией, начинающейся с усиления тепловой активности, т. е. с прогрессивной стадии развития.

По мере уменьшения возраста складчатости средние тепловые потоки постепенно увеличиваются и достигают максимума в кайнозойских складчатых областях и в современных подвижных поясах, где фиксируются чрезвычайно высокие потери тепла — до  $(10 \div 15) \cdot 10^{-2}$  вт/м<sup>2</sup> — как в результате кондуктивной теплопередачи, так и конвекционного переноса тепловой энергии горячими водными растворами, газами, лавой [163, 205, 313]. Для геотермической ступени, по крайней мере для ее средних значений, наблюдается обратная зависимость. Минимальные величины этого параметра (до 3—5 м/°С) установлены в кайнозойских подвижных поясах, максимальные — на щитах (до 120—130 м/°С).

Характерной особенностью теплового режима складчатых областей является также увеличение неоднородности в распределении тепловых потоков с уменьшением возраста складчатости. Максимальные колебания в передаче тепла из глубин Земли наблюдаются в современных подвижных поясах, где потоки различаются в десятки раз — от  $(0,4 \div 0,8) \cdot 10^{-2}$  до  $(21 \div 42) \cdot 10^{-2}$  вт/м<sup>2</sup> и больше. Тепловые потоки на щитах и в областях палеозойской складчатости отличаются, как правило, бóльшим постоянством, они разнятся в среднем лишь в 2—3 раза.

Наличие маломощного покрова платформенных отложений на докембрийском и палеозойском складчатом основании (Русская, Североамериканская платформы и др.) сказывается на геотермической ступени, которая уменьшается до 20—40 м/°С, в то время как тепловые потоки остаются близкими к  $(3,4 \div 5,5) \cdot 10^{-2}$  вт/м<sup>2</sup>. Особый интерес представляют данные о геотермическом градиенте (или ступени) в чехле молодых платформ (Западно-Сибирская, Скифско-Туранская и др.), а также в шельфовых зонах океанических впадин. В этих структурах земной коры из-за слабой литификации осадочных отложений, насыщенных водой, существуют мощные теплоизолирующие толщи с низкой теплопроводностью:  $\leq 0,8—1,2$  вт/(м·°С).

В связи с этим в чехле молодых платформ наряду с линейными аномалиями вдоль зон региональных разломов (Донецко-Алайская, Обь-Зайсанская и др.), где наблюдается приток глубинного тепла, существуют изометрические аномальные области (геотермический градиент до 4—5° С/100 м). Здесь значительное увеличение температуры с глубиной обусловлено накоплением тепла в чехле теплоизолирующих осадков (преимущественно терригенных и кремнисто-терригенных). Эти же осадки являются экранами и для геохимически подвижных компонентов земной коры (гелий, жидкие и газообразные углеводороды и др.), поступающих из фундамента или генерируемых непосредственно в осадочном покрове. Поэтому площадные геотермические аномалии в чехле молодых платформ и в шельфовых зонах океанических впадин могут быть важным прогнозным признаком, указывающим

на существование регионального экранирующего рубежа в верхней части литосферы.

Однородное тепловое поле, наблюдаемое в докембрийском и палеозойском складчатом основании, можно рассматривать как стационарный геотермический фон, характеризующий теплопередачу глубинных подкоровых слоев и земной коры в зонах, где отсутствует мощный покров молодых осадочных отложений. По сравнению с этими структурами в областях мезозойской и, особенно, кайнозойской складчатости фиксируются отклонения как в сторону значительного увеличения тепловых потоков, так и их уменьшения. Участков с низким тепловым потоком выявлено пока еще мало, и в геотермическом отношении они изучены очень слабо. Вполне возможно, что такие зоны развиты на Земле достаточно широко и приурочены, как это наблюдается в восточной части Японских островов и Карпатском краевом прогибе, в основном к областям развития мощных толщ теплоизолирующих осадочных отложений, накопление которых происходило со скоростью, значительно большей, чем скорость установления постоянного теплового режима.

Тепловое состояние дна акваторий, если судить по величине наблюдаемой кондуктивной передачи тепла \*, имеет много общего с энергетическим режимом континентальных блоков земной коры. Так, обширные пространства океанических плит, располагающиеся в центральных частях океанов (Тихий океан) и по их периферии (Атлантический океан), по величине теплового потока и характеру его распределения (ярко выраженная однородность) ничем не отличаются от областей докембрийской и палеозойской складчатости на материках. Так же как и щиты на континентах, океанические плиты могут быть отнесены к районам с нормальным геотермическим полем. К ним примыкают и склоновые части подводных хребтов. По величине теплового потока они сходны с зонами палеозойской и, отчасти, мезозойской складчатости.

Значительно бóльшая кондуктивная теплоотдача наблюдается в районах подводных хребтов, в среднем  $(9 \div 10) \cdot 10^{-2}$  вт/м<sup>2</sup>, которые можно сопоставить с материковыми мезозойскими и кайнозойскими складчатыми областями. И наконец, максимальные значения теплового потока и наиболее высокие пределы его колебаний — от  $(0,4 \div 0,8) \cdot 10^{-2}$  до  $(16,8 \div 25,2) \cdot 10^{-2}$  вт/м<sup>2</sup> — характерны для вулканических гряд (современных подвижных поясов). В пределах океанических впадин участки с пониженными тепловыми потоками размещаются обычно по периферии областей с аномально высокой теплоотдачей (рис. 48). Такие соотношения тепловых потоков весьма характерны для Срединно-Атлантического хребта, Японских островов и других районов.

\* Геотермические ступени, фиксируемые в придонном слое океанических осадков в разных частях океанов, близки между собой; они характеризуют тепловой режим очень маломощного чехла и поэтому не могут приниматься во внимание при выяснении температурного состояния глубинных зон.

В региональном плане зоны с аномальной теплоотдачей (см. рис. 47) прослеживаются через океанические впадины и континенты в виде узких сильно вытянутых полос. На современной стадии изученности можно выделить несколько таких региональных зон с аномальной теплоотдачей, главными из которых являются следующие.

1. Восточно-Тихоокеанская близмеридиональная.
2. Центрально-Тихоокеанская — Североатлантическая, вытянутая в северо-восточном направлении.
3. Японско-Камчатская северо-восточная.
4. Южно-Атлантическая северо-западная.

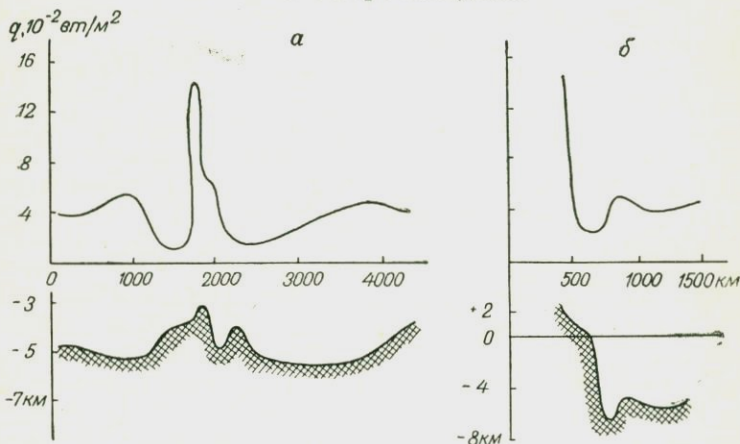


Рис. 48. Поверхностная плотность теплового потока в районах современного вулканизма.

а — Срединно-Атлантический хребет; б — Японские острова.

5. Австралийско-Средиземноморская, состоящая, вероятно, из нескольких более простых зон (выделяется условно).

Геологическая позиция главнейших тепловых аномалий, охватывающих значительную часть территории Земли, указывает на их связь с областями кайнозойской складчатости, с современными и, возможно, будущими подвижными поясами. Особое значение в составе тепловых аномальных зон имеют участки с пониженными тепловыми потоками ( $< 3,8 \cdot 10^{-2}$  Вт/м<sup>2</sup>) в пределах молодых структур. Теплоотдача на этих участках уменьшается в результате теплоизолирующего действия покровных отложений, поэтому здесь можно ожидать постепенного накопления тепловой энергии и как следствие — усиления в дальнейшем тектонической и вулканической активности.

Приведенный материал о распределении тепловых потоков на Земле свидетельствует прежде всего об отсутствии сколь угодно существенной разницы в потерях тепла на континентах и в океанах. Это относится как к площадям нестабильного

геотермического режима, включающим участки положительных и отрицательных аномалий, так и к обширным пространствам со стабилизированными во времени тепловыми полями (районы докембрийской, палеозойской и, отчасти, мезозойской складчатости). Основываясь на данных геофизических методов (главным образом сейсморазведки), большинство исследователей рассматривают океаны и континенты как районы, резко различные по составу и строению земной коры. Поэтому близость тепловых потоков некоторые из них объясняют разной степенью дифференцированности вещества верхней мантии под материками и акваториями, обусловленной неодинаковым ходом их геологического развития.

Нельзя исключать и того, что история геологического развития и строение земной коры и верхней мантии материков и океанов были одинаковыми и что эти области отличаются или отличались в прошлом не химическим и минеральным составом, а энергетическим состоянием горных пород, участвующих в строении глубинных, главным образом образцов подкоровых, зон. Такой вывод вполне правомерен, если допустить, что материка, некогда являвшиеся аккумуляторами глубинной тепловой энергии, в настоящее время в результате интенсивного поднятия некоторых частей и размыва рассеивают тепло. В противоположность материкам, глубинные зоны океанических впадин подвергаются, по-видимому, постоянному разогреву в результате интенсификации осадконакопления, особенно в прибрежных зонах, обусловленной сокращением процессов размыва

В этом плане равенство тепловых потоков на континентах и в океанических впадинах следует рассматривать, вероятно, лишь как явление временное, отражающее определенный момент в энергетической (тепловой) истории планеты, соответствующий периоду относительного тектонического покоя. Размыв горных пород на материках и осадконакопление в морских и океанических впадинах могут привести к нарушению временного теплового равновесия, что в свою очередь вызовет значительное усиление тектонической активности и вулканической деятельности, как это отмечается для определенных моментов геологической истории Земли. Естественно, что максимального развития этих процессов в ближайшее геологическое время следует ожидать в молодых складчатых областях, где современный тепловой режим резко отличается от нормального (Восточно-Тихоокеанская геотермическая зона и др.), особенно в сторону уменьшения тепловых потоков (Карибское море, восточная часть Японско-Камчатской зоны и др.).

Если результаты геотермических исследований позволяют судить о современном энергетическом состоянии горных пород в разных структурных зонах земной коры и в перспективе понять особенности его изменения в будущем, то геологический метод определения температуры формирования или последующего

преобразования пород может быть использован для оценки теплового режима прошедших эпох. Геологическими термометрами могут служить как отдельные минералы, состав и строение которых зависят, в частности, от температуры их возникновения, так и отдельные минеральные ассоциации и в том числе магматические породы разного состава. Если известны глубина и температура образования таких минералов или ассоциаций горных пород, воссоздание палеотеплового режима земной коры в разные периоды ее геологического развития, по-видимому, не составит больших трудностей.

К сожалению, выяснение термических условий прошлых геологических эпох не привлекало серьезного внимания исследователей. Предпринимались попытки оценить главным образом геотермические градиенты, существовавшие в период наиболее интенсивного развития процессов регионального метаморфизма [286, 293, 310]. Полученные значения градиентов оказались весьма разными: от 60 до  $10^{\circ}$  С/км

### **Генерация радиогенного тепла и его накопление в земной коре и подкоровых зонах**

Недостатком геологического и геотермического методов является то, что оценка температуры с их помощью возможна только для верхних, доступных для непосредственного изучения горизонтов земной коры. Представление о тепловом режиме нижних слоев земной коры и подкоровых зон может быть получено расчетным путем, если известны распределение и интенсивность источников тепла, а также потери энергии в результате кондуктивной теплопередачи и других процессов.

Основные трудности вычисления температуры связаны с выбором источников и наиболее объективных параметров генерации тепла и теплопроводности горных пород. К сожалению, пока еще нет полного единства взглядов относительно роли тех или иных процессов в формировании общего баланса тепловой энергии Земли. В качестве ведущих выдвигаются самые разные энергетические источники: солнечная и гравитационная энергия, термоядерные взрывы, ротационные силы, тепло радиоактивного распада и др.

С открытием радиоактивности и радиогенной тепловой энергии многие исследователи склоняются к признанию ведущей роли радиоактивности в энергетическом балансе планеты. В пользу этого свидетельствуют, в частности, существенные величины генерации радиогенного тепла в разных типах горных пород, слагающих земную кору (табл. 37). При отсутствии потерь радиогенная энергия, выделенная в граните за 100 млн. лет при радиоактивном распаде калия и элементов урановых и ториевого рядов, вполне достаточна для полного плавления породы.

ТАБЛИЦА 37

Среднее содержание радиоактивных элементов и генерация радиогенного тепла в разных слоях земной коры и верхней мантии

Слой	Уран		Торий		Калий		$P_{\text{общ.}}$ $10^{-6}$ вт/м <sup>3</sup>
	$\bar{x}$ , $10^{-4}$ %	$P$ , $10^{-6}$ вт/м <sup>3</sup>	$\bar{x}$ , $10^{-4}$ %	$P$ , $10^{-6}$ вт/м <sup>3</sup>	$\bar{x}$ , %	$P$ , $10^{-6}$ вт/м <sup>3</sup>	
Осадочный	2,8	0,69	8,9	0,55	1,5	0,15	1,39
Гранитно-метаморфический (зеленосланцевая и эпидот- амфиболитовая фации)	4,2	1,09	16	1,13	3,4	0,34	2,57
	2,0	0,54	8,5	0,54	2,5	0,25	1,34
Диорит-трахитандезитовый (амфиболитовая и гранули- товая фации)	2,1	0,54	7,3	0,52	2,4	0,24	1,31
Базальтовый	0,8	0,22	2,5	0,18	0,6	0,063	0,47
Верхняя мантия (состав и радиоактивность каменных метеоритов)	0,014	0,004	0,040	0,003	0,06	0,006	0,013

Примечания. 1.  $P$  — генерация радиогенного тепла (объемная плотность теплового потока). 2. Приведена характеристика двух типов гранитно-метаморфического слоя.

Большинство советских и зарубежных исследователей анализируют расчетные геотермические поля земной коры, исходя из средних значений содержания урана и тория в земной коре. Совершенно очевидно, что для решения вопросов, связанных с анализом термического состояния отдельных геологических структур, необходимы данные о генерации радиогенного тепла в разных слоях земной коры применительно к конкретным регионам. При обобщении данных по генерации радиогенного тепла в земной коре для выяснения истории ее геологического развития необходимо учитывать постепенное убывание количества элементов в результате их радиогенного распада. Генерация тепла при распаде элементов  $^{235}_{92}\text{U}$ ,  $^{238}_{92}\text{U}$ ,  $^{232}_{90}\text{Th}$  и  $^{40}_{19}\text{K}$  в прошлые геологические эпохи могла быть значительно большей. Этот вопрос детально рассмотрен в работах Е. А. Любимовой [159], Ф. Берча [22] и других авторов. Однако и в этих работах все расчеты выполнены по значениям кларков для земной коры в целом, что, естественно, не позволяет проанализировать и сравнить радиоактивность, радиогенное тепло, тепловой режим и историю геологического развития конкретных геотектонических зон.

Сравнительные исследования по изучению радиоактивности геологических формаций [2, 308] и теплового режима земной коры [159, 204, 260], а также радиогеохимические карты и карты теплового режима земной коры позволяют сопоставить генерацию радиогенного тепла и тепловой поток для конкретных геологических структур. Анализ этих данных показывает, что многие районы с максимальной радиоактивностью (табл. 38) и генерацией

Среднее содержание радиоактивных элементов и генерация радиотеплового теш (по А. А. Смыслову, С. И. Суб

ТАБЛ

Тип геологических структур	Тип блоков	Примеры	Радиогеологическая характеристика		
				Осажденный в чехле платформ и наложенных впадин	
Докембрийские складчатые области (щиты)	Дифференцированные слабоэродированные	Кировоградский блок (Украинский щит)	Мощность, км	—	—
			$\bar{x}_U, 10^{-4}\%$	—	—
			$P_U, 10^{-7}$ Вт/м <sup>3</sup>	—	—
			$\bar{x}_{Th}, 10^{-4}\%$	—	—
			$P_{Th}, 10^{-7}$ Вт/м <sup>3</sup>	—	—
			$\bar{x}_K, \%$	—	—
			$P_K, 10^{-7}$ Вт/м <sup>3</sup>	—	—
			$P_{общ}, 10^{-7}$ Вт/м <sup>3</sup>	—	—
			$\Delta P, \%$	—	—
Докембрийские складчатые области (щиты)	Слабо дифференцированные глубокоэродированные	Винницко-Побужский блок (Украинский щит)	Мощность, км	—	—
			$\bar{x}_U, 10^{-4}\%$	—	—
			$P_U, 10^{-7}$ Вт/м <sup>3</sup>	—	—
			$\bar{x}_{Th}, 10^{-4}\%$	—	—
			$P_{Th}, 10^{-7}$ Вт/м <sup>3</sup>	—	—
			$\bar{x}_K, \%$	—	—
			$P_K, 10^{-7}$ Вт/м <sup>3</sup>	—	—
			$P_{общ}, 10^{-7}$ Вт/м <sup>3</sup>	—	—
			$\Delta P, \%$	—	—
Фанерозойские складчатые области	Дифференцированные срединных массивов и мидгеосинклинальных зон	Кокчетавское поднятие (Казахстан)	Мощность, км	4	1
			$\bar{x}_U, 10^{-4}\%$	1,5	4,1
			$P_U, 10^{-7}$ Вт/м <sup>3</sup>	4,0	10,9
			$\bar{x}_{Th}, 10^{-4}\%$	5,0	17,0
			$P_{Th}, 10^{-7}$ Вт/м <sup>3</sup>	3,6	12,3
			$\bar{x}_K, \%$	1,5	2,5
			$P_K, 10^{-7}$ Вт/м <sup>3</sup>	1,5	2,5
			$P_{общ}, 10^{-7}$ Вт/м <sup>3</sup>	9,1	25,7
			$\Delta P, \%$	1,3	36,6

ИЩА 38

ла в современную эпоху развития разных структурных блоков земной коры ботину, В. К. Титову и др.)

Слой					Современный геотермический режим приповерхностной зоны (до глубины 1 км)		
Гранито-метаморфический	Промежуточный андезито-метаморфический (диоритовый)	Базальто-метаморфический	Перидотитовый	Верхняя мантия (по составу аналогична каменным метеоритам)	Поверхностная плотность теплового потока, Вт/м <sup>2</sup>	Коэффициент теплопроводности, Вт/(м·°С)	Геотермический градиент, °С/км
10	12	30	100	500	3,2	3,2	10
3,5	1,5	0,7	0,1	0,014			
9,5	4,0	1,9	0,27	0,038			
18,0	8,0	3,0	0,4	0,04			
13,1	5,8	2,2	0,29	0,029			
2,8	1,8	0,6	0,1	0,06			
2,8	1,8	0,6	0,10	0,062			
25,4	11,6	4,7	0,66	0,129			
38,2	21,0	21,2	10,0	9,6			
2	8	30	100	500	2,6	3,2	<10
2,5	1,4	0,6	0,1	0,014			
6,7	3,8	1,6	0,27	0,038			
12,0	7,0	2,5	0,4	0,04			
8,7	5,1	1,8	0,29	0,029			
2,2	1,5	0,5	0,1	0,06			
2,2	1,5	0,5	0,1	0,062			
17,4	10,4	3,9	0,66	0,129			
9,6	22,6	32,2	18,0	17,6			
10	12	20	100	500	5,5	2,5	15
4,1	1,8	1,0	0,1	0,014			
10,9	4,9	2,7	0,27	0,038			
17,0	9,0	5,0	0,4	0,04			
12,3	6,5	3,6	0,29	0,029			
2,5	1,9	0,6	0,1	0,06			
2,5	1,9	0,6	0,1	0,062			
25,7	13,3	6,9	0,66	0,129			
36,6	23,0	20,0	9,5	9,3			

Тип геологических структур	Тип блоков	Примеры	Радиологическая характеристика	Осадочный в чехле платформ и наложенных впадин	
Фанерозойские складчатые области	Слабо дифференцированные эвгеосинклинальные зоны	Чингиз-Тарбагатайская зона (Казахстан)	Мощность, км	1	
			$x_U, 10^{-4} \%$	2,0	
			$P_U, 10^{-7} \text{ вт/м}^3$	5,4	
			$x_{Th}, 10^{-4} \%$	3,0	
			$P_{Th}, 10^{-7} \text{ вт/м}^3$	2,2	
			$x_K, \%$	1,5	
			$P_K, 10^{-7} \text{ вт/м}^3$	1,5	
			$P_{\text{общ}}, 10^{-7} \text{ вт/м}^3$	9,1	
			$\Delta P, \%$	2,5	
			Чехлы платформ	Южная часть Западно-Сибирской платформы	Мощность, км
$x_U, 10^{-4} \%$	2,0				
$P_U, 10^{-7} \text{ вт/м}^3$	5,4				
$x_{Th}, 10^{-4} \%$	6,0				
$P_{Th}, 10^{-7} \text{ вт/м}^3$	4,4				
$x_K, \%$	1,5				
$P_K, 10^{-7} \text{ вт/м}^3$	1,5				
$P_{\text{общ}}, 10^{-7} \text{ вт/м}^3$	11,3				
$\Delta P, \%$	8,1				

Примечание.  $P_U, P_{Th}, P_K$  — генерация радиогенного тепла (объемная плотность урана ( $^{235}\text{U}$  и  $^{238}\text{U}$ ), тория и калия;  $P_{\text{общ}}$  — общая генерация радиогенного тепла в общий баланс тепла.

радиогенного тепла ( $\geq 2,5 \cdot 10^{-6} \text{ вт/м}^3$ ) в гранитно-метаморфическом слое (Украинский щит, Северный Казахстан и др.) характеризуются минимальными значениями современных тепловых потоков:  $\leq (4,2 \div 5,0) \cdot 10^{-2} \text{ вт/м}^2$ . И наоборот, в регионах с низким содержанием урана, тория и калия (Япония, Камчатка, Курильские острова) зафиксировано весьма высокое и неоднородное тепловыделение.

Таким образом, в современный период развития земной коры прямая пропорциональная зависимость между радиоактивностью (генерацией радиогенного тепла) верхних слоев земной коры и тепловым потоком практически отсутствует. Однако это не

Слой						Современный геотермический режим приповерхностной зоны (до глубины 1 км)		
Гранитно-метаморфический	Промежуточный андезит-метаморфический (диоритовый)	Базальто-метаморфический	Перидотитовый	Верхняя мантия (по составу аналогична каменным метеоритам)	Поверхностная плотность теплового потока, $\text{вт/м}^2$	Коэффициент теплопроводности, $\text{вт/(м} \cdot \text{}^\circ\text{C)}$	Геотермический градиент, $^\circ\text{C/км}$	
10	10	17	100	500	3,0	2,5	15	
1,4	1,1	0,9	0,1	0,014				
3,8	3,0	2,4	0,27	0,038				
3,5	4,0	3,0	0,4	0,04				
2,5	2,9	2,2	0,29	0,029				
1,0	0,8	0,4	0,1	0,06				
1,0	0,8	0,4	0,1	0,062				
7,3	6,7	5,0	0,66	0,129				
20,1	18,5	23,3	18,2	17,4				
8	10	15	100	500	4,0	1,2	30	
2,3	1,5	0,9	0,1	0,014				
6,2	4,0	2,4	0,27	0,038				
7,0	5,0	4,0	0,4	0,04				
5,1	3,6	2,9	0,29	0,029				
1,6	1,2	0,4	0,1	0,06				
1,6	1,2	0,4	0,1	0,062				
12,9	8,8	5,7	0,66	0,129				
19,8	21,0	20,4	15,7	15,0				

плотность теплового потока) в результате радиоактивного распада элементов тепла в слоях земной коры и верхней мантии;  $\Delta P$  — вклад генерации отдельных

означает второстепенной роли радиогенного источника тепла в формировании теплового режима земной коры. При существующей теплопроводности горных пород период становления стационарного режима, при котором можно оценивать подобного рода связь, достигает 100—120 млн. лет. В этом случае при неопределенности значений теплопроводности горных пород и мощности отдельных слоев земной коры трудно оценить вклад радиогенного тепла в общий тепловой баланс планеты.

Споры о доминирующей роли какого-либо одного из источников вряд ли могут быть разрешены окончательно, так как, принимая те или иные допущения, с помощью каждого из источников можно

объяснить наблюдаемые в настоящее время геотермические условия планеты. Для понимания теплового режима гораздо важнее знать условия, при которых происходят генерация радиогенного или иного тепла, его накопление и рассеяние. Обстановку сохранения тепла в земной коре и верхней мантии можно выяснить расчетным путем на основе учета какого-либо одного источника, например радиогенной тепловой энергии, непрерывно генерируемой в результате распада урана, тория, калия и других элементов.

Наиболее важным параметром при вычислении температуры глубинных зон является теплопроводность горных пород. Уже первые измерения молекулярной теплопроводности [80, 159] показали, что значения этого параметра сильно варьируют и зависят от целого ряда факторов: структуры и текстуры пород, плотности, влажности и т. д. Молекулярная (кондуктивная) теплопроводность горных пород (табл. 39) резко (в 3—5 раз) увеличивается при литификации и метаморфизме осадочных отложений. Эпигенетические изменения осадков (диагенез, эпигенез и метаморфизм), сопровождающиеся уменьшением пористости и влажности, приводят к увеличению проводимости тепла, которая достигает максимальных значений в высокометаморфизованных кристаллических образованиях докембрия (до 4,5—7,0 вт/м·°С).

В пределах верхних оболочек земной коры наряду с кондуктивной передачей тепла существует также конвективная: нагретыми водами, газами, магмой. Конвективную передачу особо следует учитывать при оценке степени рассеивания тепловой энергии в областях вулканической деятельности и в артезианских бассейнах с нагретыми водами [163, 313]. Для выяснения первичного теплового режима стабилизированных участков земной коры и условий накопления тепловой и, в частности, радиогенной энергии решающее значение имеет молекулярная теплопроводность.

Оценить теплофизические свойства вещества верхней мантии и нижних горизонтов земной коры достаточно трудно. Молекулярную теплопроводность глубинных подкорковых зон обычно принимают равной 3—6 вт/(м·°С). На больших глубинах теплопроводность горных пород, по-видимому, несколько уменьшается из-за повышения температуры [159]. Возможно, увеличивается роль и других форм переноса тепла: экситонной, лучистой и др. Во внутренних зонах земного шара теплопроводность может резко возрасти вследствие превращений в электронных оболочках атомов, находящихся в верхней мантии и ядре [159]. Представления о тепловых свойствах горных пород на значительных глубинах и выделение в верхней мантии зон с пониженной теплопроводностью, естественно, должны восприниматься с большой осторожностью. Определение температуры глубинных зон земного шара с использованием разных моделей ее строения и способов расчета проводилось неоднократно [157, 159, 260, 262, 295].

Ориентировочные значения температуры земной коры и верхней мантии для разных тектонических зон (рис. 49, 50) расчи-

ТАБЛИЦА 39

Теплопроводность главнейших типов горных пород земной коры и верхней мантии (по Ф. Берчу, Е. А. Любимовой, С. Уеда и др.)

Породы	Возраст	Степень метаморфизма	Теплопроводность, вт/(м·°С)
Океанические осадки (илисто-глинистые)	KZ		$\frac{0,8}{0,5-1,1}$
Слаболитифицированные осадочные отложения чехлов молодых платформ	PZ <sub>3</sub> —MZ		$\frac{0,9}{0,6-1,5}$
Литифицированные осадочные отложения чехлов древних платформ и геосинклинальные осадки	PZ	Очень слабая	$\frac{1,7}{1,3-2,1}$
Песчано-глинистые отложения складчатых областей	PZ—MZ—KZ	Слабая (зеленосланцевая фация)	$\frac{2,5}{1,2-3,6}$
Песчаники, кристаллические сланцы, кварциты складчатых областей	PR—PZ	Средняя (низшая амфиболитовая фация)	$\frac{2,6}{1,4-3,8}$
Метаморфические породы (гнейсы, кристаллические сланцы)	PR—AR	Сильная (высшая амфиболитовая и гранулитовая фации)	$\frac{4,3}{2,7-7,5}$
Граниты			3,4
Габбро, порфириты, базальты			$\frac{3,6}{2,2-5,2}$

таны с учетом параметров генерации радиогенного тепла и теплопроводности, приведенных в табл. 37 и 38. Расчеты по специальной методике, разработанной автором [262], выполнены для случая стационарного режима и относительно небольшой мощности гранитного слоя, обогащенного радиоактивными элементами (5—10 км для последокембрийских подвижных зон и 2—3 км для щитов). Значения температуры в земной коре в разных структурных зонах, найденные расчетным путем с учетом генерации радиогенного тепла, достаточно хорошо согласуются с реально наблюдаемыми величинами. Так же как результаты непосредственных геотермических исследований, они указывают на значительную роль осадочных отложений, обладающих низкой теплопроводностью, в накоплении тепловой энергии.

Предположение стационарного теплового режима земной коры правомерно далеко не для всех структурных зон. В какой-то

степени оно справедливо для оценки температуры древних (докембрийских) складчатых областей и чехла фанерозойских платформ, в пределах которых осадконакопление развивалось достаточно медленно и приводило к формированию относительно мало-мощных осадочных отложений за единицу времени. Аналогичные условия «стационарности» приемлемы и для протогеосин-

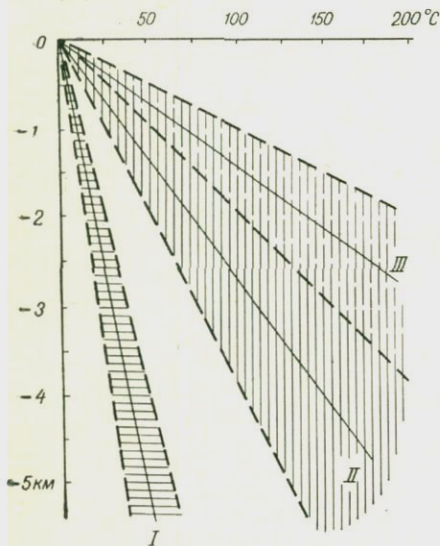


Рис. 49. Рост температуры с глубиной в осадочно-метаморфическом слое земной коры.

I — метаморфические породы докембрия (Балтийский, Канадский, Украинский и другие щиты); осадочные отложения: II — платформ (Русская, Западно-Сибирская), III — краевых прогибов (Предкавказский прогиб, Японское море).

клинальной стадии развития в докембрии с низкими скоростями осадконакопления (рис. 51). В целом, исходя из соотношения скорости седиментации и накопления радиогенного тепла, можно выделить три эпохи тектонического развития земной коры.

Для архейской — раннепротерозойской эпохи в силу незначительных скоростей осадконакопления характерен стационарный тепловой режим земных недр, при котором накопление тепла синхронно процессам седиментации. Тектонические особенности этого периода в какой-то мере соответствуют современному состоянию платформенных областей.

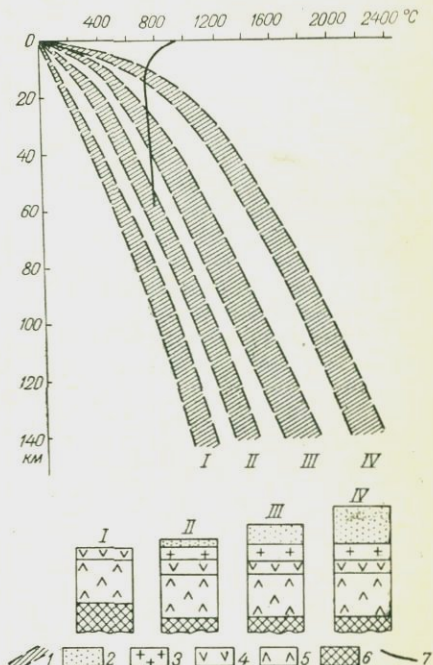


Рис. 50. Температурный режим земной коры в разных структурных зонах.

I — континентальные щиты и океанические плиты; II — платформы с маломощным чехлом осадков на докембрийском или палеозойском основании; III — геосинклинали; IV — подвижные пояса в орогенную стадию развития.

I — области возможного распределения температур, эпилит-амфиболитовая и зеленосланцевая фации, 4 — трахиандезитовый, гранулитовый и амфиболитовый фации, 5 — базальтовый (эклитго-базальтовый); 6 — верхняя мантия; 7 — температура плавления гранитов.

В позднепротерозойскую — палеозойскую эпоху увеличение скорости седиментации обусловило отставание накопления тепловой энергии, что способствовало формированию геосинклинальных трогов с мощным покровом осадков и интенсивному развитию процессов складчатости и магматизма. Эта эпоха является, по видимому, временем развития классических геосинклинально-складчатых систем (подвижных поясов) земной коры.

И наконец, для мезозойской — кайнозойской эпохи отмечается принципиально новое соотношение между скоростью осадконакопления и тепловым режимом. По существу, теплоизоляция мощных толщ быстро накапливающихся осадочных отложений приводит

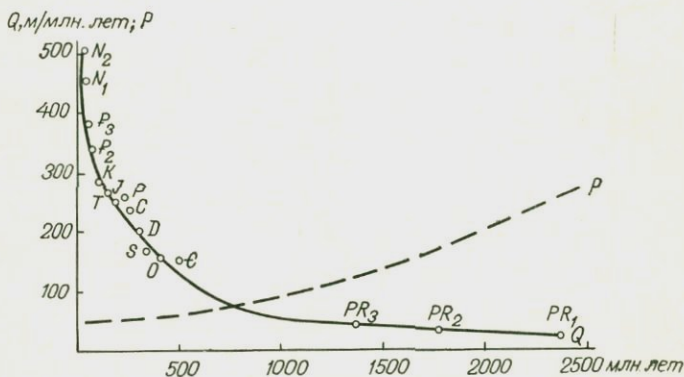


Рис. 51. Изменение генерации радиогенного тепла  $P$  в верхней мантии и скорости осадконакопления  $Q$  в разные геологические эпохи (по Дж. Гиллюли, Л. И. Салопу и др.).

к полному нарушению условий стационарного режима и скачкообразному проявлению тектонических и магматических процессов. Учитывая специфику теплового режима — его «нестационарность», правомерно рассматривать эту эпоху как период интенсивной тектонической и тектоно-магматической активизации, совершенно не соответствующей процессам в геосинклинально-складчатых областях [18].

### Энергетические условия геологического развития земной коры

Закономерная эволюция теплового режима во времени и пространстве позволяет сделать некоторые выводы о причинах и энергетических условиях развития геологических процессов (колебательные движения, метаморфизм и магматизм). Выяснить генезис вертикальных перемещений земной коры, их колебательный характер — одна из главных и трудных проблем геотектоники. При этом не так важно объяснить колебательные движения и их цикличность, как правильно истолковать постепенное усиление пульсаций (их амплитуды и скорости), которые в пределах

геосинклинальных зон развиваются со все возрастающей активностью и приводят в орогенный период к коренной структурной перестройке земной коры.

Предлагаемые разнообразные гипотезы [19, 98, 126, 205], учитывающие как внутренние источники развития тектонических процессов (энергия остывающей Земли, нарушение изостатического равновесия, ротационные силы, радиоактивный нагрев, гравитационное сжатие и т. д.), так и внешние (силы притяжения планет, взаимодействие электромагнитных полей), в лучшем

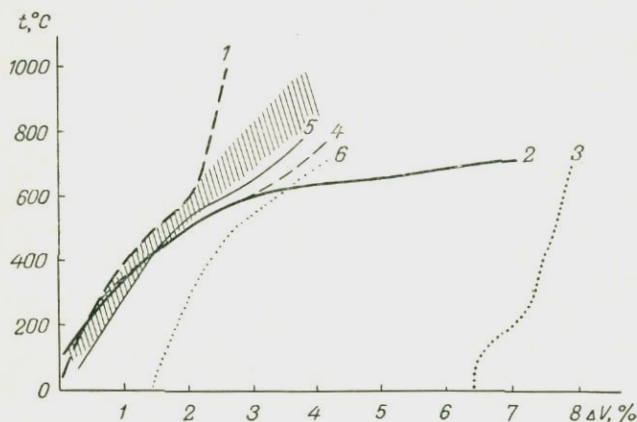


Рис. 52. Изменение объема горных пород и минералов при нагревании и охлаждении (по Ю. А. Долгову, С. И. Субботину).

Расширение при нагревании: 1, 4 — расчетное, 2, 5 — реальное; 3, 6 — сжатие при охлаждении; 1—3 — гранит; 4—6 — аркозовый песчаник; заштрихована зона наиболее реального изменения объема пород земной коры при нагревании.

случае могут объяснить лишь чередование поднятий и опусканий, их равномерный или затухающий характер. Усиление активности колебательных движений трудно объяснить и разного рода превращениями вещества (полиморфные, фазовые, электронные переходы), которые рассматриваются в последнее время как главные факторы пульсаций и горообразования [19, 285]. Подобного рода превращения в ходе приспособления вещества земной коры к новым термодинамическим условиям, по существу, являются лишь следствием более мощных процессов, приводящих к нарушению температуры и давления.

Как справедливо отмечает Е. А. Любимова [159] и другие исследователи, в земной коре и верхней мантии постоянно существуют термоупругие напряжения, возникающие всюду, где имеются неравномерное распределение температуры и неоднородность физических свойств горных пород. Решающую роль в возникновении термоупругих напряжений играют, вероятно, процессы термического объемного расширения и сжатия. Доминирующее значение этих сил в развитии колебательных движений

земной коры большинством исследователей оспаривается из-за сравнительно небольших коэффициентов линейного и объемного расширения [19, 285] (рис. 52). Однако даже малое изменение единицы объема вещества может дать весьма существенный эффект при той значительной разнице температур в земной коре и верхней мантии, какая свойственна разным тектоническим зонам и периодам геологического развития.

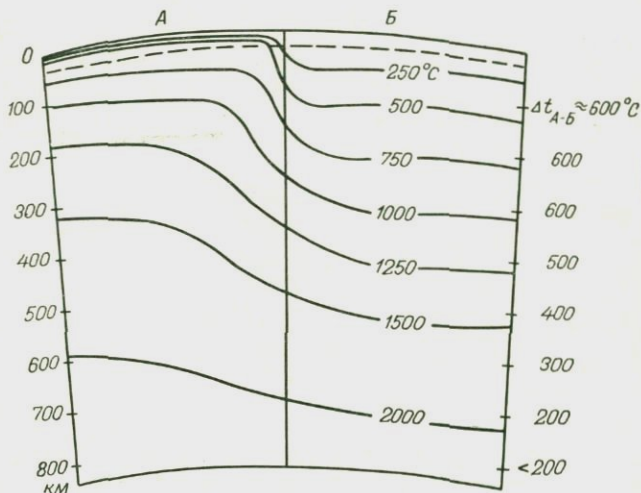


Рис. 53. Возможные превышения температуры на одинаковых глубинах в зонах с разным тектоническим строением и тепловым режимом.

Тектонические зоны: А — накопления тепла (геосинклинальные впадины, складчатые области мезозоя и кайнозоя), Б — охлаждения (континентальные щиты, океанические плиты).

На основе вышеприведенных данных, а также результатов ранее опубликованных работ [260, 262, 264] можно показать предполагаемое положение геоизотер в глубоких зонах тектонических структур А и Б (рис. 53). Первая из этих структур может соответствовать геосинклинальным зонам в конечные стадии их развития (прединверсионный период), а вторая — континентальным платформам (без чехла осадочных отложений) и океаническим плитам. Подобное сочетание температур вполне реально не только для периодов активного развития тектонических и вулканических процессов в каледонскую, варисийскую и другие эпохи орогении, но и для настоящего времени. Так, значительная разница температур существует в зонах сочленения современных подвижных поясов (Тихоокеанский и Средиземноморский) с океаническими плитами и континентальными щитами, а также в областях мезозойских и кайнозойских краевых прогибов.

Наличие горизонтального температурного градиента возможно до глубин 500—800 км, где еще фиксируются глубокофокусные

землетрясения, возникающие в результате термоупругих напряжений. Если принять, что разница температур на одних и тех же глубинах в разных тектонических зонах достигает 300—400° С, то благодаря термическому расширению вертикальное изменение объема вещества верхней мантии и земной коры общей мощностью 500—800 км может составить в среднем 5—10 км. Эти величины

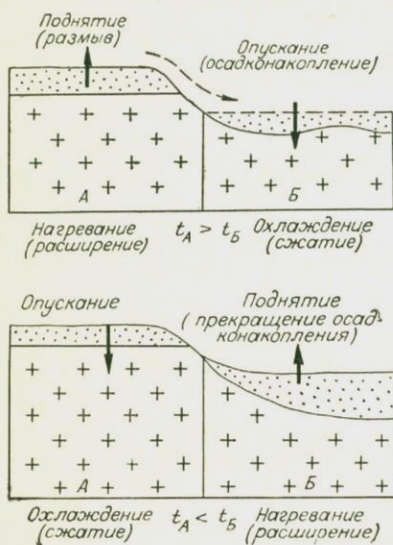


Рис. 54. Вертикальные движения блоков земной коры в зависимости от изменения их температурного режима.

Смена разогревания охлаждением связана с выветриванием (размывом) горных пород в зоне поднятия и осадконакоплением в районе опускания. Разница новых температур в зонах А и В после накопления теплоизолирующих осадочных отложений в зоне В может оказаться значительно больше ранее существовавшей, так как накопление тепловой энергии отстает от осадконакопления. Сдвиг по фазе (рис. 55) колебательных движений (осадконакопления) и изменения теплового режима имеет решающее значение не только в возникновении колебательного характера этих движений, но и в постепенном усилении их амплитуды и скорости. Сущность этого процесса состоит в том, что осадконакопление продолжается и тогда, когда мощность накопленных осадков потенциально уже способна выравнять температуры в зонах В и А. Чем больше скорость осадконакопления, тем значительнее фазовый сдвиг и вероятнее наиболее высокое приращение тепловой энергии.

Запаздывание процессов, протекающих в верхней мантии, по отношению к развитию геологических явлений в земной коре

[335] также связано, вероятно, с асинхронностью циклов седиментации и накопления тепловой энергии.

Таким образом, энергетические условия тектонических процессов могут быть объяснены термическими и термоупругими условиями развития вещества земной коры в связи с изменением теплового режима глубинных зон в результате возникновения мощного чехла осадочных отложений. Накопление осадков, обладающих низкой теплопроводностью, со скоростью большей, чем скорость установления стационарного теплового режима, является

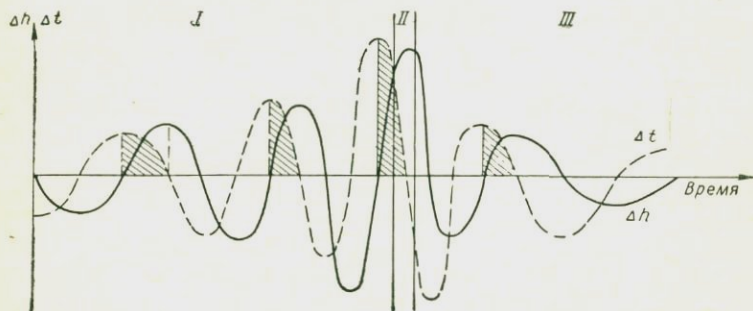


Рис. 55. Примерное соотношение во времени вертикальных перемещений земной коры  $\Delta h$  и изменения температуры  $\Delta t$  горных пород для подвижных зон.

*I* — геосинклинальная стадия развития: накопление теплоизолирующих осадков и тепловой энергии, постепенное усиление тектонических процессов и увеличение температуры; *II* — главные фазы складчатости: метаморфизм пород, интенсивная магматическая деятельность, резкое увеличение теплопроводности пород, начало оттока тепла; *III* — период консолидации складчатых структур: продолжающееся общее рассеивание тепловой энергии, накопление осадков и тепла на ограниченных участках, общее ослабление тектонических процессов.

важным условием самовозбуждения колебательных движений, которые при значительном фазовом сдвиге могут развиваться с постепенным увеличением их амплитуды и интенсивности. Роль других факторов (нарушение изостатического равновесия, полиморфные и другие превращения) в тектонических процессах сводится, вероятно, к некоторому перераспределению термоупругих напряжений и их реализации в наиболее ослабленных зонах.

Осадконакопление в геосинклинальных и других зонах оказывает также существенное влияние на развитие регионального метаморфизма и магматической деятельности. Необходимыми условиями регионального метаморфизма пород и его крайней стадии проявления — гранитизации являются высокие давление, температура, присутствие воды и других летучих компонентов, способствующих физико-химическим превращениям вещества земной коры и его миграции в более верхние горизонты. Влияние температуры и давления на формирование отдельных фациальных зон метаморфизма достаточно хорошо изучено, а количественные соотношения этих параметров представлены на широко известной диаграмме (рис. 56). Многие исследователи совершенно правильно

подчеркивают большую роль осадочных отложений в увеличении температуры и давления, что необходимо для развития разнообразных метаморфических процессов.

Б. Кросслинг [378] убедительно показал, например, что значительный рост температуры в осадочной толще и нижележащих породах у ее основания предопределяет интенсивное развитие в этих зонах регионального метаморфизма. Это положение достаточно хорошо известно и здесь нет надобности детально останавливаться на его разборе. Следует лишь подчеркнуть, что основную

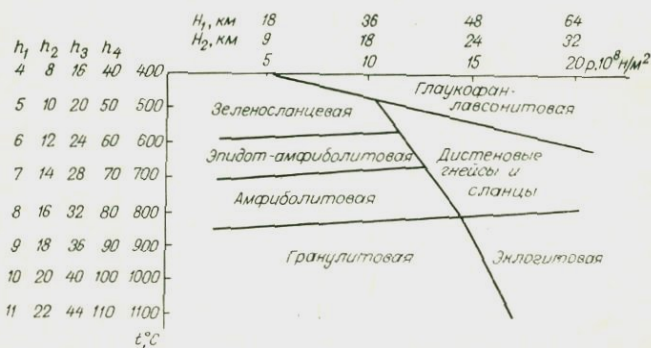


Рис. 56, Схема фаций регионального метаморфизма и глубина проявления температуры и давления в земной коре.

$H_1$  и  $H_2$  — глубины, соответствующие давлению, указанному на оси абсцисс:  $H_1$  — гидростатическому,  $H_2$  — в орогенный период;  $h_1-h_4$  — глубины, соответствующие температуре, указанной на оси ординат, при разных значениях геотермической ступени,  $м/°C$ :  $h_1-10$  (геосинклинальные осадки, подвижные госяса),  $h_2-20$  (платформные отложения, мезозойские складчатые области),  $h_3-40$  (палеозойские складчатые области),  $h_4-100$  (щиты).

роль в возникновении термодинамических условий, благоприятных для развития регионального метаморфизма, играет, вероятно, накопление тепловой энергии под толщей осадочных отложений. Это приводит, с одной стороны, к резкому увеличению температуры горных пород, и с другой — к возникновению термоупругих напряжений, в результате которых ранее существовавшие геосинклинали превращаются в складчатые области. Максимум накопления тепла и термоупругих напряжений приходится на орогенный период, когда внутреннее напряжение превышает гидростатическое давление горных пород, вызывая общую инверсию (общее всестороннее давление, испытываемое породами в этот период, превышает гидростатическое по меньшей мере в 2 раза).

Роль тепловой энергии, таким образом, сводится не только к повышению температуры пород, но и к значительному увеличению всестороннего давления. Все это приводит к тому, что региональный метаморфизм проявляется в эпоху орогении подвижных поясов на сравнительно небольших глубинах (см. рис. 56), где присутствие воды в толще осадков и нижележащих пород способствует интенсивному развитию метаморфических реакций.

Медленные количественные изменения в тепловом режиме земной коры, обусловленные накоплением теплоизолирующих осадочных отложений, вызывают значительное увеличение температуры, необходимое для частичного плавления вещества земной коры и верхней мантии. Варианты возможного распределения температуры в литосфере в результате генерации радиогенного тепла (см. рис. 50) позволяют сделать некоторые выводы о глубине, на которой зарождаются области питания магматических очагов в разные стадии геологического развития земной коры.

Высокие геотермические ступени в областях с нормальным геотермическим режимом (докембрийские складчатые области и океанические плиты) практически исключают появление зон с высокой температурой ( $> 700 \div 800^\circ \text{C}$ ) в пределах земной коры и близлежащих подкорковых масс. Расчетные данные также указывают на очень слабое увеличение температуры с глубиной в этих областях. Более контрастные температурные условия в глубинных зонах щитов могут возникнуть на участках развития осадочных пород, наложенных впадин или в областях, примыкающих к более молодым подвижным поясам. Однородное распределение температуры в глубинных зонах отмечается и на платформах, где покров осадочных отложений обычно не превышает 2—3 км.

Таким образом, нормальный стабилизированный геотермический режим, существующий в платформенный период развития земной коры, является менее благоприятным для широкого возникновения очагов расплава субстрата в земной коре, особенно в пределах ее верхней части — гранитно-метаморфической оболочке. С этим выводом достаточно хорошо согласуются фактические данные о магматической деятельности в платформенный период, с которым связано возникновение изверженных пород — производных главным образом основных и ультраосновных магм.

Совершенно иные энергетические условия развития магматизма характерны для подвижных поясов земной коры, в пределах которых в эпоху геосинклинального прогибания формируются мощные толщи осадочных отложений, что приводит к значительному накоплению тепловой энергии. Максимум энергии приходится на орогенный период, когда суммарная мощность осадков достигает в ряде случаев 10—12 км и более. Как показывают расчеты, распределение температуры в земной коре в эпоху орогении не исключает возможности плавления пород в пределах гранитно-метаморфического слоя и нижних горизонтов осадочного чехла. С этим периодом в геологической жизни подвижных поясов действительно связано образование преимущественно крупных батолитовых интрузий гранитоидного состава.

Предшествующая геосинклинальная стадия несколько отличается от орогенного цикла как более пониженным температурным полем, так и характером проявления магматизма, представленного главным образом изливаниями лав основного и среднего состава. После орогенного интрузивного магматизма и интенсивного

регионального метаморфизма и ультраметаморфизма отмечается постепенное уменьшение температуры в результате усиления кондуктивной передачи тепла породами, потерявшими свои теплоизоляционные свойства, и конвективной — потоками нагретых вод, газов и магматических расплавов. В связи с этим после главных фаз складчатости очаги возможного расплава субстрата вновь испытывают некоторое погружение. Состав изверженных пород, образующихся в период консолидации складчатых структур, свидетельствует о том, что области питания магматических очагов в этот период постепенно перемещались из гранитно-метаморфического слоя в трахиандезитовый и базальтовый.

Эволюция теплового режима земной коры, обусловленная осадконакоплением, является главной причиной закономерного проявления магматизма в ходе развития платформенных и геосинклинальных зон. В связи с накоплением тепловой энергии под покровом теплоизолирующих осадочных отложений становится понятным перемещение области питания магматических очагов в земной коре, о котором писал Ю. А. Билибин [27]. С этих позиций получает объяснение и тесная взаимосвязь осадконакопления и магматизма, которая может быть сформулирована следующим образом: чем мощнее покров осадочных отложений, тем надежнее теплоизоляция земной коры и тем выше располагаются очаги расплава субстрата.

Изучение тепловых потоков и геотермических градиентов в приповерхностной оболочке планеты показывает, что решающее значение в формировании энергетических (тепловых) неоднородностей в земной коре и верхней мантии имеют процессы осадконакопления, приводящие к образованию термоизоляционной покрывки, под которой происходит накопление тепловой энергии, вызывающее резкое нарушение стабилизированного термального состояния отдельных участков планеты. Энергетические неоднородности в земной коре и верхней мантии оказывают существенное влияние на процессы физико-химической дифференциации вещества и его плавление, что, в свою очередь, приводит к тем эндогенным процессам, которые наиболее отчетливо проявляются в геосинклинальных зонах. В этом плане эндогенные процессы в слоях волновода в верхней мантии выступают как следствие нарушения термодинамических условий в результате термоизоляционного эффекта осадочных отложений.

Расчеты показывают, что радиоактивность вещества земной коры и верхней мантии вполне обеспечивает реальные температуры в глубинных зонах и тепловые потоки, несмотря на отсутствие корреляции между современной генерацией радиогенного тепла в верхних горизонтах земной коры и состоянием теплового режима литосферы.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Радиогеохимические исследования позволили провести систематическое изучение разных геологических объектов земной коры и получить достаточно надежные параметры распределения урана и тория в минералах, горных породах и геологических формациях. Это создало реальную основу для сравнительной радиогеохимической оценки отдельных блоков земной коры и геохимического районирования складчатых и платформенных областей. Учитывая, что уран и торий являются чувствительными индикаторами разных процессов, полученные радиогеологические материалы можно использовать для познания геологического строения, истории и эволюции Земли, выяснения геохимической специализации отдельных структур.

Рассмотренные в монографии с этих позиций материалы позволили сформулировать ряд новых положений, главными из которых являются следующие.

1. Принципы геохимического картирования и районирования, учитывающие тесную взаимосвязь миграции атомов с разными геологическими процессами, позволяют существенно повысить уровень изучения геохимии урана и тория и прикладное значение метода.

2. С возрастанием уровня организации минерального вещества (минералы → горные породы → геологические формации → ряды формаций → земные оболочки) сужается диапазон содержания

урана и тория и все более четко проявляется их связь и зависимость от главных (петрогенных) компонентов геологических образований (кремнезема, калия, органического вещества и др.).

3. В горных породах и геологических формациях прямая корреляционная зависимость содержания урана от количества кремнезема и калия устанавливается до определенного (критического) уровня,  $(4 \div 5) \cdot 10^{-4}\%$ , выше которого значительная часть урана обнаруживает тенденцию к нахождению в самостоятельной несвязанной форме (миграционно-способный уран).

4. Радиогеохимическая зональность складчатых и платформенных областей земной коры является отражением степени геохимической дифференцированности минерального вещества, связанной с миграцией атомов в ходе разнообразных взаимосвязанных эндогенных и экзогенных процессов. Характеристикой дифференцированных радиогеохимических провинций является контрастность (неоднородность) распределения урана и тория в горных породах.

5. Формирование четко выраженной вертикальной радиогеохимической зональности горных пород, фиксируемой в докембрийских складчатых регионах, обусловлено процессами регионального метаморфизма, ультраметаморфизма и гранитизации. Высокое содержание урана и тория в гранитно-метаморфическом и осадочном слоях земной коры нельзя объяснить процессами дегазации и выплавления верхней мантии, если считать, что по составу мантия тождественна каменным метеоритам. В монографии высказывается предположение о первичном высоком содержании радиоактивных элементов в земной коре и о возможном развитии процессов дифференциации не снизу вверх, а сверху вниз.

6. Тепловой режим и радиоактивность земной коры в современную эпоху геологического развития не обнаруживают четкой взаимосвязи. Тепловые потоки и температурные градиенты обусловлены главным образом теплопроводностью горных пород. Большую роль в возникновении энергетических неоднородностей в земной коре и подкорковых зонах играет термоизоляция их слабо-дислоцированными и слабометаморфизованными осадочными отложениями. Многие эндогенные процессы, происходящие в земной коре и слоях волновода, являются следствием нарушения термодинамических условий под влиянием покрова осадочных пород.

1. Абдулкабиров М. А. Торий в некоторых гранитоидах Калбы и Алтая. — *Изв. АН КазССР. Сер. геол.*, 1958, вып. 2 (31), с. 78—90.
2. Абрамович И. И. Уран и торий в интрузивных породах Центральной и Западной Тувы. — *«Геохимия»*, 1959, № 4, с. 358—363.
3. Адамс Дж. А. С. Содержание урана и тория в вулканических породах. — В кн.: *Ядерн. геология*. М., ИЛ, 1956, с. 122—133.
4. Акимов А. Н., Семенов Г. Р. Содержание радиоактивных элементов в гранулит-базитах из диатерм Якутии и Памира на основе гамма-спектрометрических определений. — В кн.: *Вопр. ядерн. геохимии*. М., «Недра», 1970, с. 21—25. (Труды Всесоюз. науч.-исслед. ин-та ядерн. геологии и геохимии, № 8).
5. Алимарин И. П., Медведева А. М., Бурлова М. А. Применение метода ионообменной хроматографии для отделения тория от цезия. — *«Журн. ан. химии»*, 1964, т. 19, вып. 11, с. 1332—1335.
6. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М., Изд-во АН СССР, 1962. 196 с. Авт.: А. А. Беус, Э. А. Северов, А. А. Ситнин, К. Д. Субботин.
7. Альтгаузен М. Н. Причины возникновения эпохи накопления редких металлов и фосфора в морских осадках нижнего палеозоя. М., Госгеолтехиздат, 1956. 16 с.
8. Амшинский Н. Н. Возможность применения радиометрических методов исследования в геологии. — *«Бюл. науч.-техн. информ. МГПОН»*, 1957, № 3 (8), с. 3—6.
9. Анализ урановых и ториевых минералов по  $\gamma$ -спектрам. — *«Бюл. науч.-техн. информ. Всесоюз. науч.-исслед. ин-та минер. сырья»*, 1958, № 4 (16), с. 99—102. Авт.: У. Факкини, М. Форте, А. Мальвичини, Т. Россини.
10. Атрашенок Л. Я., Крылов А. Я. О радиоактивном равновесии в породах Восточной Антарктики. — *«Радиохимия»*, 1963, т. 5, вып. 2, с. 170—172.
11. Атрашенок Л. Я., Крылов А. Я. Радиоактивность пород Антарктического полуострова и дуги Скотия (Западная Антарктида). — *«Геохимия»*, 1967, № 8, с. 1007—1009.
12. Афанасьев Г. Д., Цейтлин С. Г. Предварительные итоги изучения радиоактивности горных пород Северного Кавказа и их значение для некоторых проблем петрологии. — *«Изв. АН СССР. Сер. геол.»*, 1958, № 3, с. 16—30.
13. Аэрогамма-спектрометрический метод поисков месторождений урановых руд. Методическое руководство. 1967. 228 с.
14. Байков А. И., Пузанков Ю. М. Калий, уран и торий в процессах формирования вулканогенных комплексов Камчатки. — В кн.: *Радиоактивн. элементы в горн. породах*. Тез. докл. Всесоюз. совещ. в Новосибирске. Ч. 1. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1972, с. 153.
15. Баранов В. И. Радиометрия. М., Изд-во АН СССР, 1956.

16. Баранов В. И., Христианова Л. А. Радиоактивность океанических отложений. В кн.: Химия земной коры. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 105—106.
17. Баранов В. И., Ронов А. Б., Кунашова К. Г. К геохимии рассеянного тория и урана в глинах и карбонатных породах Русской платформы. — «Геохимия», 1956, № 3, с. 3—8.
18. Белоусов В. В. Явление тектонической активизации и развитие земной коры. — В кн.: Активизирован. зоны земн. коры. М., «Наука», 1964, с. 7—13.
19. Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966. 124 с.
20. Берзина И. Г., Кравченко С. М. Изучение пространственного распределения урана в базальтах, щелочно-трахитовых кимберлитах и сиенитах методом радиографии. — «Докл. АН СССР», 1970, т. 193, № 1, с. 181—183.
21. Берзина И. Г., Лутц Б. Г., Климов А. П. Содержание и распределение урана в породах глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1971, № 1, с. 14—23.
22. Берч Ф. Обзор некоторых теорий термальной истории Земли. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1966, № 1, с. 39—56.
23. Беспалов В. Ф. Геологическое строение Казахской ССР. Алма-Ата, «Наука», 1971. 362 с.
24. Беус А. А. Принципы геохимической прогнозной оценки потенциальной рудоносности магматических комплексов. — «Вопр. прикладн. геохимии», 1966, вып. 1, с. 21—65.
25. Беус А. А., Родионов Д. А. Использование статистических функций распределения для выявления урановых содержаний при подсчете запасов. — «Разведка и охрана недр», 1964, № 11, с. 16—20.
26. Беус А. А., Янишевский Е. М. Некоторые основные направления исследований в области прикладной геохимии. — «Сов. геология», 1964, № 10, с. 3—16.
27. Библин Ю. А. Металлогенетические провинции и металлогенетические единицы. М., Госгеолтехиздат, 1955. 88 с.
28. Боганик Н. С. К познанию закономерностей развития земной коры и геотермальных полей стратисферы. М., «Наука», 1970. 82 с.
29. Боганик Н. С. К определению значения радиогенного тепла в современном тепловом режиме земной коры. — В кн.: Энергетика геол. и геофиз. процессов. М., «Наука», 1972, с. 90.
30. Богацкий В. В. Влияние количества и размеров проб на точность результатов разведки полезных ископаемых. — В кн.: Вопр. методики опробования руды. месторождений при разведке и эксплуатации. М., Госгеолтехиздат, 1962, с. 16—27.
31. Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозойд Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. — «Бюл. Моск. о-ва испытателей природы», т. 70. Отд. геол., 1965, т. 40, вып. 5, с. 40—68; вып. 6, с. 8—42.
32. Богуславский С. Г. Измерения геотермического градиента в донных осадках северной Атлантики. — В кн.: Исслед. в юго-зап. части Норвежского моря и сев.-вост. части Атлантическ. океана. Киев, «Наукова думка», 1966, с. 73—79.
33. Божичко М. А. Определение тория в слаборадиоактивных породах. — В кн.: Радиоактивн. элементы в горн. породах. Тез. докл. Всесоюз. совещ. в Новосибирске. Ч. 2. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1972, с. 116.
34. Боровко Н. Н. Обобщенный логнормальный закон распределения содержаний химических элементов в породах и рудах. — «Геохимия», 1964, № 3, с. 282—288.
35. Борсук Б. И. Основные черты структурного плана Центрального и Южного Казахстана. — «Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та», 1956, вып. 19, с. 201—214.
36. Борсук Б. И., Духовский А. А., Кронидов И. И.

Тектоника Казахстана. — В кн.: Геол. строение СССР. Т. 2. М., «Недра», 1968, с. 203—225.

37. Борукаев Р. А. Развитие тектонических структур северо-востока Центрального Казахстана. — «Изв. АН КазССР», вып. 18. Сер. геол., 1954, № 134, с. 3—16.

38. Бурков Ю. К. Статистическая модель ряда подвижности малых элементов в условиях седиментогенеза. — «Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та. Нов. сер.», 1968, т. 150, с. 83—97.

39. Быков П. И. Ускоренный фторидный метод. — В кн.: Методы определения радиоактивных элементов в минеральных сырьях. М., Госгеолтехиздат, 1961, с. 99—101.

40. Быкова В. С. Ускоренный метод химической подготовки к люминесцентному определению урана в горных породах. — В кн.: Сб. работ по радиохимии. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1955, с. 230—234.

41. Василенко В. Н., Дмитриев А. В. Применение гамма-спектральной съемки в геологии. — «Сов. геология», 1963, № 10, с. 47—62.

42. Васильев А. В., Ветров А. Г., Думлер Ф. Л. Результаты изучения вторичных ореолов рассеяния рудных элементов на одном из перекрытых эндогенных месторождений урана. — «Вопр. рудн. геофизики». Л., «Недра», 1968, с. 7—11.

43. Векслер В. И., Грошев Л. Б., Исаев Б. Ионизационные методы исследования излучений. М., Госхимиздат, 1954. 424 с.

44. Вернадский В. И. О необходимости исследования радиоактивных минералов Российской империи. Изд-во АН, 1910. 54 с.

45. Вернадский В. И. Избранные сочинения. Т. 1. Очерки геохимии. М., Изд-во АН СССР, 1954. 696 с.

46. Ветров А. Г., Добряков В. Н. Об использовании кумулятивной кривой частот при обработке наблюдений. — «Вопр. развед. геофизики», 1962, вып. 1, с. 75—79.

47. Викман Ф. Э. Концепсии блоков и региональная геохимическая распространенность. — В кн.: Проблемы геохимии. М., «Наука», 1965, с. 663—668.

48. Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. — «Геохимия», 1956, № 1, с. 6—52.

49. Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — «Геохимия», 1962, № 7, с. 555—571.

50. Виноградов А. П. (ред.). Основные черты геохимии урана. М., Изд-во АН СССР, 1963. 352 с.

51. Виноградов А. П., Ярошевский А. А., Ильин Н. П. Физико-химическая модель разделения элементов в процессе дифференциации вещества мантии. — «Геохимия», 1970, № 4, с. 389—402.

52. Вистелиус А. Б. Проблема изучения связи в минералогии и петрографии. — «Зап. Всесоюз. минералог. о-ва», 1956, ч. 85, вып. 1, с. 58—74.

53. Вистелиус А. Б. Расчленение немых толщ по количественным минералогическим, петрографическим и химическим признакам. — «Зап. Всесоюз. минералог. о-ва», 1957, ч. 86, вып. 1, с. 99—115.

54. Вистелиус А. Б. Фосфор в гранитоидах Центрального Тянь-Шаня. — «Геохимия», 1962, № 2, с. 116—133.

55. Вистелиус А. Б. Проблемы математической геологии. — «Геология и геофизика», 1962, № 12, с. 3—16.

56. Вистелиус А. Б. Задачи геохимии и информационные меры. — «Сов. геология», 1964, № 12, с. 5—26.

57. Витовская И. В. Распределение микроэлементов в метаморфических породах и минералах Акчатыла и Кызыл-Эспе. М., Изд-во АН СССР, 1960. 86 с. (Труды Ин-та геологии рудн. месторожден., вып. 49).

58. Владимирова В. М., Давыдович Н. К. Колориметрическое определение урана с арсеназо-III в ниобийсодержащих продуктах. — «Науч. труды Ин-та редких металлов», 1961, т. 3.
59. Войткевич Г. В. Проблемы радиогеологии. М., Госгеолтехиздат, 1961. 352 с.
60. Вольнец М. П. Определение урана ионообменно-фотометрическим методом с арсеназо-III. — «Заводск. лаб.», 1960, т. 26, № 10, с. 1110.
61. Высокоостровская Е. Б. Геохимические особенности среднекембрийских магматических пород восточного Горного Алтая. — «Геохимия», 1961, № 3, с. 229—238.
62. Гаврилов Р. Д., Злобин Б. И., Леонова Л. Л. Геохимия варисских интрузивных комплексов Северного Тянь-Шаня. М., «Наука», 1966. 248 с.
63. Гамильтон Е. И. Прикладная геохронология. Л., «Недра», 1968. 256 с.
64. Герасимов Ю. Г., Туктарова А. Б., Майданюк В. Д. Распределение кларков урана в пределах Украинского кристаллического щита. — «Геофиз. сб.», 1964, вып. 9 (11), с. 91—96. (Ин-т геофизики АН УССР).
65. Герасимовский В. И. О формах нахождения урана в горных породах. — «Атомн. энергия», 1957, т. 3, № 12, с. 525—529.
66. Герасимовский В. И. Геохимия урана в магматическом процессе. — В кн.: Основн. черты геохимии урана. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 46—69.
67. Гецева Р. В. Некоторые данные о поведении урана при метаморфизме. — В кн.: Вопр. прикладн. радиогеологии. М., Атомиздат, 1963, с. 208—227.
68. Гзовский М. В., Михайлова А. В. Энергетика тектонических процессов. — В кн.: Энергетика геол. и геофиз. процессов. М., «Наука», 1972, с. 120.
69. Гинзбург И. И. Опыт разработки теоретических основ геохимических методов поисков. М., Госгеолтехиздат, 1957. 300 с.
70. Гинзбург И. И., Муканов К. М. Основные принципы составления геохимических карт рудных районов при металлогенических исследованиях. — В кн.: Металлогенич. и прогнозн. карты. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1959, с. 377—390.
71. Гладких В. С., Лебедев-Зиновьев А. А. Уран и торий в щелочных оливин-базальтовых сериях. — «Геохимия», 1971, № 11, с. 1315—1323.
72. Гоганов В. А., Кропачев А. М. Применение корреляционного анализа при решении некоторых геохимических вопросов на примере молибденового месторождения в Восточном Забайкалье. — «Геохимия», 1962, № 2, с. 184—186.
73. Гоньшакова В. И., Цейтлин С. Г., Викторов В. В. Некоторые данные о распределении радиоактивных элементов в ультраосновных и основных породах. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1966, № 1, с. 17—38.
74. Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. М., «Недра», 1965. 300 с.
75. Горлицкий Б. А. Распределение малых элементов и проблемы металлогении осадочно-вулканогенных формаций докембрия Украинского щита. Киев, «Наукова думка», 1970. 162 с.
76. Гумбар К. К., Божичко М. А. Фотометрический метод определения ультрамикрочислеств тория в горных породах. — «Радиохимия», 1971, № 1, с. 155—157.
77. Данчев В. И., Лапинская Т. А., Викторов В. В. О поведении радиоактивных элементов в породах фундамента восточной части Русской платформы. — В кн.: Очерки геохимии эндоген. и гиперген. процессов. М., «Наука», 1966, с. 281—286.

78. Деменицкая Р. М. Основные черты строения коры Земли по геофизическим данным. М., Гостоптехиздат, 1961. 224 с.
79. Джамалова А. С. Радиоактивный распад в осадочной толще и его роль в формировании глубинного теплового потока на территории Дагестана. — В кн.: Энергетика геол. и геофиз. процессов. М., «Наука», 1972, с. 88.
80. Джеффрис Г. Земля, ее происхождение, история и строение. М., ИЛ, 1960. 486 с.
81. Дозиметрия нейтронных потоков по следам от осколков деления урана. — В кн.: Ядерн. геофизика, 1969, вып. 7, с. 215—221. Авт.: И. Г. Берзина, М. Ю. Гурвич, Т. И. Хлебников, Ю. С. Шмелевич.
82. Драгунов В. И. Геологические формации. Л., «Недра», 1973. 22 с.
83. Драгунов В. И. (ред.). Геологические формации. Л., «Недра», 1968. 156 с.
84. Дударев А. Н., Сотников Б. И. Некоторые особенности теплофизики метасоматических процессов. — В кн.: Энергетика геол. и геофиз. процессов. М., «Наука», 1972, с. 155.
85. Евсеева Л. С., Перельман А. И. Геохимия урана в зоне гипергенеза. М., Атомиздат, 1962. 240 с.
86. Елисеева О. П., Муравицкая Г. Н., Семенова Т. Т. Некоторые закономерности распределения радиоактивных элементов, иттрия и гафния в цирконах разновозрастных гранитоидов Северного Казахстана. — «Геохимия», 1968, № 6, с. 742—747.
87. Ермолаев Н. П. Анализ процессов перераспределения и отторжения урана от горных пород при их прогрессивном метаморфизме. — «Геохимия», 1971, № 8, с. 942—962.
88. Ермолаев Н. П. Уран и торий в процессах регионального и контактового метаморфизма горных пород. — «Геохимия», 1973, № 4, с. 551—558.
89. Ермолаев Н. П., Жидикова А. П. Поведение урана в процессе прогрессивного метаморфизма и ультраметаморфизма на примере западной части Алданского щита. — «Геохимия», 1966, № 8, с. 900—916.
90. Естественные радиоактивные элементы (U, Th, K) в кремнисто-глинистых и карбонатно-глинистых породах докембрия Енисейского кряжа и поведение их в процессе метаморфизма. — В кн.: Междунар. геохим. конгресс. 1971. Тез. докл., т. 2, с. 477—478. Авт.: Ф. П. Кренделев, В. А. Злобин, А. Д. Ножкин, В. А. Бобров.
91. Еськова Е. М., Минеев Д. А., Минеева И. Г. Уран и торий в щелочных породах Урала. — «Геохимия», 1962, № 9, с. 770—777.
92. Жариков В. А., Омеляненко Б. И. Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями. — В кн.: Изучение закономерностей размещения минералов при металлогенич. исслед. рудн. р-нов. М., «Недра», 1965, с. 119—194.
93. Железнова Е. И., Шумилин И. П., Юфа Б. Я. Радиометрические методы анализа естественных радиоактивных элементов. Практическое руководство. М., «Недра», 1968. 460 с.
94. Жоголев Л. П., Смелов А. А., Хабибулина Р. И. К вопросу использования математической статистики при изучении физических свойств горных пород. — «Вопр. развед. геофизики», 1964, вып. 3, с. 164—180.
95. Зацепин Е. Н., Карасик А. М. Радиоактивность горных пород Земли Королевы Мод. — «Геофиз. бюл.», 1965, № 15, с. 44—48.
96. Зверев В. П. Об энергетическом эффекте геохимических процессов. — В кн.: Энергетика геол. и геофиз. процессов. М., «Наука», 1972, с. 144.
97. Зенков Д. А. Методы определения плотности разведочной сети. — «Сов. геология», 1957, № 61, с. 130—143.

98. Зоненшайн Л. П. О миегеосинклиналиях. — «Геотектоника», 1969, № 4, с. 35—46.
99. Иванов В. В., Родионов Д. А., Тархов Ю. А. О характере распределения и среднем содержании индия в некоторых минералах из месторождений различных генетических типов. — «Геохимия», 1963, № 11, с. 1016—1026.
100. Изучение уровня организации вещества. — В кн.: Проблемы развития сов. геологии. Л., «Недра», 1971, с. 335. Авт.: Е. А. Басков, В. И. Васильев, В. И. Драгунов и др. (Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та, т. 177).
101. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. М., «Недра», 1965. 228 с.
102. Иохельсон С. В., Шатов Е. В. Радиометрический анализ горных пород по спектру гамма-излучения. — «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1959, № 1, с. 96—104.
103. Исабаев Е. А., Асылбаев У. Х., Чердынцев В. В. Исследование актиния в природных объектах. — «Радиохимия», 1960, т. 2, вып. 1, с. 98—103.
104. Исабаев Е. А., Усатов Э. П., Чердынцев В. В. Изотопный состав урана природных объектов. — Там же, с. 94—97.
105. Ициксон Г. В. Кристаллохимическое фракционирование калия и натрия в метаморфических процессах и его металлогенетическое значение. — В кн.: Региональн. метаморфизм и метаморфоген. рудообразование. Л., «Наука», 1970. 172 с.
106. Геохимия радиоактивных (U, Th), щелочных (Li, Rb, Cs) элементов и бора в интрузивных комплексах Центральной Камчатки. — «Геология и геофизика», 1971, № 1, с. 10—16. Авт.: Л. Л. Леонова, Н. И. Удальцова, О. Н. Волынец и др.
107. Каблуков А. Д., Вертепов Г. И. Ореолы рассеяния элементов вокруг урановых рудных тел. — «Геол. рудн. месторождений», 1960, № 2, с. 20—31.
108. Каблуков А. Д., Сочеванов Н. Н., Баранов Э. Н. Использование ореолов рассеяния урана и элементов-спутников при поисках и разведке гидротермальных урановых месторождений (методическое руководство). М., «Недра», 1964. 196 с.
109. Казанли Д. Н. Структура Центрального Казахстана на основании анализа гравиметрического и магнитного полей. — «Изв. АН КазССР. Сер. геол.», 1955, вып. 20, с. 60—92.
110. Казницы Ю. В., Архипович Е. Н. Теоретические основы и практические задачи исследования термolumинесценции минералов и горных пород. — В кн.: Нов. методы и аппаратура для минералого-петрографическ. исслед. М., «Наука», 1970.
111. Казмин В. Н., Орлов И. В. К вопросу о принципах составления геохимических карт при геологической съемке. — «Сов. геология», 1966, № 6, с. 90—100.
112. Капков Ю. Н., Квятковский Е. М., Яковлев В. И. Основные принципы составления геохимических карт масштаба 1 : 50 000. — «Зап. Ленингр. горн. ин-та», 1966, т. 1, вып. 2, с. 3—10.
113. Карпова Е. Д. Типы металлогенетических зон Тянь-Шаня и Памира. — В кн.: Закономерности размещения полезн. ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1960, т. 3, с. 418—440.
114. Кассин Н. Г. Металлогенетические циклы Казахстана. — «Проблемы сов. геологии», 1935, № 2, с. 169—180.
115. Кассин Н. Г. Материалы по палеогеографии Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1947, с. 248—256.
116. Ковалев В. А. Геохимические аспекты исследования отношения Th/U в осадочных породах. — «Геохимия», 1965, № 9, с. 1171—1173.
117. Коган Р. М., Фридман Ш. Д. Об исследовании смеси радиоактивных элементов пороговыми спектрометрами. — «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1960, № 6, с. 708—717.

118. Комаров А. Н. Радиографические методы в минералогических и геохимических исследованиях. — *Изв. АН СССР*, 1968, № 1, с. 50—61.
119. Комаров А. Н., Шукольцов Ю. А. О форме нахождения урана в слюдах. — *«Геохимия»*, 1966, № 11, с. 1322—1330.
120. Комлев Л. В. Некоторые вопросы геохимии урана и тория в гранитных магмах. — В кн.: *Акад. В. И. Вернадскому к 50-летию науч. и пед. деятельности*. М., Изд-во АН СССР, 1936, с. 463—483.
121. Комлев Л. В. К геохимии радиоактивных элементов в Средней Азии. — *«Труды Радиев. ин-та»*, 1938, т. 4, с. 16—28.
122. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. — В кн.: *Осн. проблемы в учении о магматоген. рудн. месторождениях*. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 335—457.
123. Кочетков О. С. Акцессорные минералы в древних толщах Тимана и Каина. Л., «Недра», 1967. 120 с.
124. Краснова В. Н., Релин В. С., Салтыков В. Ф. Поведение урана в процессах регионального и контактового метаморфизма. — *«Геохим. сб. Саратов. гос. ун-та»*, 1969, вып. 4, с. 99—110.
125. Крашин И. И., Орфаниди Е. К. Применение сеток Либмана для моделирования процессов теплообмена в потоках подземных вод. — В кн.: *Энергетика геол. и геофиз. процессов*. М., «Наука», 1972, с. 111—119.
126. Кропоткин П. Н. Геоэнергетика и проблемы генезиса ювенильных (магматических) и палингенетических (коровых) гранитных магм. — Там же, с. 138—143.
127. Крылов А. Я. Распределение урана и тория в гранитном массиве Алабаш. — *«Труды Радиев. ин-та»*, 1956, т. 7, с. 209—213.
128. Крылов А. Я. Распределение урана и тория в некоторых однофазных интрузиях Тянь-Шаня. — *«Изв. АН СССР. Сер. геол.»*, 1959, № 11, с. 8—14.
129. Крылов А. Я., Атрашенко Л. Я. Радиоактивность пород Восточной Антарктиды. — В кн.: *Проблемы геохимии*. Юбил. сб., посвящен. 70-летию акад. А. П. Виноградова. М., «Наука», 1965, с. 539—549.
130. Кузнецов В. И. Цветная реакция на торий. — *«Журн. общ. химии»*, 1944, т. 14, № 9—10, с. 887—901.
131. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964. 388 с.
132. Кунашева К. Г. Содержание Ra и Th в илах Баренцева моря. — *«Труды Биогеохим. лаб.»*, 1944, т. 7, с. 106—108.
133. Кутас Р. И., Гордиенко В. В. Тепловое поле Украины. Киев, «Наукова думка», 1971. 140 с.
134. Кутас Р. И., Гордиенко В. В. Тепловое поле Карпат и некоторые вопросы геотермии. — В кн.: *Энергетика геол. и геофиз. процессов*. М., «Наука», 1972, с. 75.
135. Лабораторные работы и задачи по радиометрии. М., Атомиздат, 1964. 308 с. Авт.: В. И. Баранов, А. С. Сердюкова, Л. В. Горбушина и др.
136. Лаврухина А. К. Роль ядерных процессов в образовании химических элементов. — *«Успехи химии»*, 1959, т. 28, вып. 11, с. 1310—1342.
137. Лапинская Т. А., Данчев В. И. О естественной радиоактивности пород докембрийского фундамента восточной части Русской платформы. — В кн.: *Проблемы осадочн. геологии докембрия*. М., «Недра», 1967, вып. 2, с. 288—295.
138. Ларсен Е. С., Фейер Ж. Распределение урана и тория в интрузивных породах. — В кн.: *Ядерн. геология*. М., ИЛ, 1956, с. 104—122.
139. Лаффит П., Пермениса Ф., Рутье П. Металлогенетическое картирование, металлотекты и региональная геохимия. — В кн.:

Проблемы геохимии, Юбил. сб., посвященн. 70-летию акад. А. П. Виноградова. М., «Наука», 1965, с. 669—672.

140. Лебедев-Зиновьев А. А. Поведение урана и тория в магматическом процессе формирования массива калиевого щелочного комплекса в Северном Казахстане. — «Геохимия», 1965, № 1, с. 92—96.

141. Левин Б. Ю., Маева С. В., Сафронов В. С. Термическая история Земли и родственных ей планет. — В кн.: Энергетика геол. и геофиз. процессов. М., «Наука», 1972, с. 38—51.

142. Левин С. С. Спектрометр  $\alpha$ -частиц с шаровой сцинтилляционной камерой. — «Вопр. рудн. геофизики», 1964, вып. 4, с. 106—109.

143. Леонов В. В. Новейший вулканизм Северного Тянь-Шаня. — В кн.: Труды 2-го вулканологическ. совещ. М., «Наука», 1966.

144. Леонова Л. Л. Геохимия урана и тория в сериях гранитоидов. — В кн.: Геохимия варисск. интрузивн. комплексов Северного Тянь-Шаня. М., «Наука», 1966, с. 151—226.

145. Леонова Л. Л., Балашов Ю. А. Распределение урана, тория и редкоземельных элементов в гранитоидах Сусамырского батолита (Центральный Тянь-Шань). — «Геохимия», 1963, № 11, с. 1008—1015.

146. Леонова Л. Л., Таусон Л. В. Распределение урана по минералам каледонских гранитоидов Сусамырского батолита. — «Геохимия», 1958, № 7, с. 650—659.

147. Леонова Л. Л., Гаврилин Р. Д., Багреев В. В. Поведение урана и тория в интрузивном комплексе повышенной щелочности (на примере массива Кызыл-Омкул, Северный Тянь-Шань). — «Геохимия», 1961, № 12, с. 1053—1058.

148. Лин Н. Г., Морозов Л. Н., Миронов В. П. Уран и торий в палеозойских гранитоидах центральной части Восточного Саяна (междуречье М. Тагула и Уды). — «Геохимия», 1965, № 1, с. 86—91.

149. Лискович А. Л., Казицын Ю. В. Калишпатизированные породы — возможный источник металлов в гидротермальном процессе. — В кн.: «Междунар. геохим. конгресс, 1971. Тез. докл., т. 1, с. 253—255.

150. Литвиненко И. В., Дехнич М. Я., Некрасова К. А. Глубинное сейсмическое зондирование на территории Балтийского щита. — В кн.: Сейсмическ. исслед. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 47—54.

151. Лукьянов В. Ф., Саввин С. Б., Никольская П. В. Фотометрическое определение Th в цирконах с реагентом арсеназо-III. — «Зав. лабор.», № 10, 1959, с. 1155—1157.

152. Лурье М. Л. Магматизм Сибирской платформы. — В кн.: Геол. строение СССР. Т. 3. М., «Недра», 1968, с. 95—145.

153. Лурье М. Л., Масайтис В. Л. Интрузивные траппы Сибирской платформы и их металлогенетическое значение. — В кн.: Магматическ. формации. М., «Наука», 1964, с. 86—92.

154. Лурье М. Л., Масайтис В. Л., Полунина Л. А. Интрузивные траппы западной окраины Сибирской платформы. — В кн.: Петрография Вост. Сибири. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 5—70.

155. Львов Б. К. К методике изучения акцессорных минералов в гранитоидах. — В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, Изд-во АН СССР, 1963, с. 321—327.

156. Львов Б. К. Уран и торий в гранитоидах Качкарского района (Южный Урал). — «Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та. Нов. сер.», 1963, т. 95, с. 13—45.

157. Любимова Е. А. О термической истории Земли и ее геофизических последствиях. — «Докл. АН СССР», 1956, т. 107, № 1, с. 55—58.

158. Любимова Е. А. Оценка распределения глубинного теплового потока для юга европейской части СССР. — В кн.: Проблемы глубин. теплов. потока. М., «Наука», 1966, с. 47—73.

159. Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. М., «Наука», 1968. 278 с.

160. Лялько В. И., Митник М. М., Ткаченко В. Г.

Оценка теплопереноса в зоне затрудненного водообмена. — В кн.: Энергетика геол. и геофиз. процессов. М., «Наука», 1972, с. 105—110.

161. Ляхович В. В. Об одной особенности рудоносных гранитоидов. — «Геология руд. месторождений», 1964, № 2, с. 70—83.

162. Маева С. В. Тепловая история Земли с железным ядром. — «Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли», 1971, № 1, с. 3—12.

163. Макаренко Ф. А., Поляк Б. Г., Сугребов В. М. Роль воды в перераспределении внутреннего тепла Земли. — В кн.: Энергетика геол. и геофиз. процессов. М., «Наука», 1972, с. 94—102.

164. Масайтис В. Л. Проблемы траппового магматизма Сибирской платформы. — В кн.: Проблемы петрологии. Т. 1. Л., «Наука», 1969, с. 247—256.

165. Матвиенко В. Н. Тепловой режим и некоторые вопросы тектонической зональности Западного Предкавказья. — «Нефтегаз. геол. и геофиз. реф. науч. сб.», 1972, № 8, с. 13—15.

166. Меликсетян Б. М. К геохимии урана и тория в некоторых гранитоидах юга Армянской ССР. — «Изв. АН АрмССР», т. 14. Геол. наука, 1961, вып. 2, с. 21—41.

167. Мельгунов С. В. Миграция урана и тория в процессе прогрессивного метаморфизма. — В кн.: Тез. докл. совещ. Проблема метаморфогени. рудообразования. Киев, «Наукова думка», 1969, с. 178—180.

168. Мельгунов С. В., Варварина Е. К. О применении метода нейтрон-осколочной радиографии к изучению распределения урана в некоторых метаморфических образованиях. — «Геология и геофизика». Новосибирск, «Наука», 1970, № 10, с. 38—44.

169. Мельников Г. А. Опыт определения плотности сети опробования методами вариационной статистики. — «Разведка недр», 1934, № 17, с. 40—44.

170. Методические указания по геохимическому картированию при геологосъемочных работах м-ба 1 : 200 000, 1 : 50 000. М., Изд-во Геол.-геохим. треста, 1965. 78 с. Авт.: А. А. Беус, С. П. Рогожин, Ю. А. Аленцев и др.

171. Минеева И. Г. О подвижной форме урана и тория в щелочных породах и связанных с ними постмагматических образованиях. — «Геохимия», 1965, № 4, с. 443—455.

172. Минеева И. Г., Коробков В. И. Микрораспределение радиоактивных элементов в щелочных породах. — «Геохимия», 1966, № 7, с. 796—804.

173. Митропольский А. К. Техника статистических вычислений. М., Физматгиз, 1961. 480 с.

174. Михайлов Н. П. Магматизм Казахстана. — В кн.: Геол. строение СССР. Т. 3. М., «Недра», 1968, с. 278—349.

175. Мищенко В. С. Опыт экспериментально-математического изучения вопроса об оптимальной площади опробования гранитоидов при изучении их акцессорных минералов. — «Геохимия», 1965, № 2, с. 227—240.

176. Мопсеенко Ф. С. Схема тектоники Центрального Казахстана в свете гравиметрических данных. — «Учен. зап. Ленингр. ун-та. Сер. геол.», 1957, вып. 7, с. 3—33.

177. Морозов Г. В. Определение относительного возраста антропогенных отложений Украины термолюминесцентным методом. Киев, «Наукова думка», 1969. 168 с.

178. Муканов К. М. Опыт изучения полей минерализации и первичных ореолов рассеяния рудных тел на примере одного из полиметаллических месторождений Казахстана. — В кн.: Геохим. поиски руд. месторождений в СССР. Гос. объедин. науч.-техн. изд-в, 1957, с. 185—191.

179. Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963. 172 с.

180. Наливкин Д. В. Учение о фациях. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1955. 534 с.

181. На л и м о в В. В. Применение математической статистики при анализе вещества. М., Физматгиз, 1960. 430 с.

182. Н е й е р б е р г Д ж. И. Уран в изверженных породах в Соединенных Штатах Америки. — В кн.: Геология атомн. сырьевых материалов. М., ИЛ, 1956, с. 73—94.

183. О возможности выявления миграции урана и продуктов его распада в минералах. — «Докл. АН СССР», 1967, т. 177, № 5, с. 1062—1064. Авт.: И. Г. Берзина, А. Н. Столярова, Г. Н. Флеров, Ю. С. Шмелевич.

184. О б н а р у ж е н и е ореолов рассеяния радия по спектру гамма-лучей. — «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1963, № 4, с. 596—605. Авт.: Н. Д. Баясний, Р. М. Василенко, Р. И. Коган, Ш. Д. Фридман.

185. О г и л ь в и Н. А. Роль конвективного теплопереноса в геотемпературном поле. — В кн.: Энергетика геол. и геофиз. процессов. М., «Наука», 1972, с. 103.

186. О д и к а д з е Г. Л. Уран и торий в гранитоидах Большого Кавказа и Дзирулского массива. — «Труды Кавк. ин-та минеральн. сырья», 1971, вып. 9(11), с. 165—175.

187. О п р е д е л е н и е концентрации урана и его пространственного распространения в минералах и горных породах. — «Атомн. энергия», 1967, т. 23, вып. 6, с. 520—527. Авт.: И. Г. Берзина, Н. Б. Терман, М. Ю. Гурвич и др.

188. О п р е д е л е н и е концентраций урана и его пространственного распределения в кайнозойских базальтоидах по следам от осколков деления. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1969, № 8, с. 70—81. Авт.: И. Г. Берзина, С. М. Кравченко, Ю. М. Гурвич, Б. П. Золотарев.

189. О п р е д е л е н и е урана в металлотрических пробах флуоресцентным рентгеноспектральным методом. — «Разведка и охрана недр», 1969, № 6, с. 23—25. Авт.: А. В. Бахтиаров, С. С. Ленин, И. В. Сериков и др.

190. О п ы т определения содержания  $RaC'$ ,  $ThC''$  и  $K^{40}$  в однородных гранитоидах по энергетическому составу  $\alpha$ -лучей. — «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1962, № 5, с. 664—676. Авт.: Н. Д. Баясний, Р. М. Коган и др.

191. О с и п о в Д. К., Ж у р а в л е в Р. С. Распределение урана и тория в щелочных магматических породах Кузнецкого Алатау. — В кн.: Геохимия и минералогия радиоактивн. элементов Сибири. Новосибирск, «Наука», 1970, с. 72—104.

192. О с и п о в Д. К., Ж у р а в л е в Р. С., К о м а р н и ц к и й Г. М. Геохимия урана в гранитоидах Верхнекондомского массива (Горная Шория). — «Геология и геофизика», 1964, № 6, с. 48—57.

193. О с н о в н ы е черты строения земной коры Охотского моря и Курило-Камчатской зоны Тихого океана по данным глубинного сейсмического зондирования. — «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1963, № 1, с. 20—42. Авт.: И. П. Косминская, С. М. Зверев и др.

194. П а л е й П. Н. Метод определения малых количеств урана в рудах. — В кн.: «Исслед в обл. геологии, химии и металлургии». М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 21—39.

195. П е р е л ь м а н А. И. Геохимия ландшафта. М., «Высшая школа», 1966. 392 с.

196. П е р е л ь м а н А. И. Геохимия эпигенетических процессов (зона гипергенеза). М., «Недра», 1968. 332 с.

197. П и н с к и й Э. М., С а в и н о в а И. Б., С м ы с л о в А. А. Распределение урана по минералам и эволюция форм их нахождения в основных минерало-геохимических типах гранитоидов Северного Казахстана. — В кн.: Радиоактивн. элементы в горн. породах. Тез. докл. Всесоюз. совещ. в Новосибирске. Ч. 1. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1972, с. 89—91.

198. П л е ш к о В. В., К н я з е в а Д. Н. Редкие земли, итрий и торий в постамагматическом процессе кислых интрузий Уруштенского комплекса (Северный Кавказ). — В кн.: Актессори. минералы и элементы как критерий комагматическ. и металлогеническ. специализации магматическ. комплексов. М., «Наука», 1965, с. 146—152.

199. Плу м а н И. И. Ураноносность черных битуминозных аргиллитов верхней юры Западно-Сибирской плиты. — «Геохимия», 1971, № 11, с. 1362—1368.
200. Плю щ е в Е. В., Смыслов А. А. О закономерностях распределения урана и тория по минералам изверженных пород. — В кн.: Радиоактивн. элементы в горн. породах. Тез. докл. Всесоюз. совещ. в Новосибирске. Ч. 1. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1972, с. 88—89.
201. Поведение радиоактивных элементов и золота при метаморфизме осадочных пород Патомского нагорья. — «Ежегод. Сиб. ин-та геохимии», 1969. Иркутск, 1970, с. 115—119. Авт.: Б. В. Петров, Ф. П. Кревделев, В. А. Бобров, В. Т. Цимбалюк.
202. Пожарницкий К. Л. Сравнительные результаты опробования пробями разного размера. — «Изв. Гл. геол.-развед. упр.», 1931, т. 1, вып. 3, с. 41—47.
203. Пожарницкий К. Л. Опробование месторождений цветных, редких металлов и золота. Практическое руководство для геологов. М., Металлургиздат, 1947. 280 с.
204. Поляк Б. Г., Смирнов Я. Б. Тепловой поток на континентах. — «Докл. АН СССР», 1966, № 1, с. 170—172.
205. Поляк Б. Г., Кропоткин П. Н., Макаренко Ф. А. Основные проблемы геоэнергетики. — В кн.: Энергетика геол. и геофиз. процессов. М., «Наука», 1972, с. 7.
206. Поляков А. И. Геохимия тория в щелочных породах Кольского полуострова. М., «Наука», 1970. 166 с.
207. Поляков А. И., Волюнец М. П. О распределении тория в серии ультраосновных щелочных пород Кольского полуострова. — «Геохимия», 1961, № 5, с. 426—432.
208. Пономарев А. И. Методы химического анализа минералов и горных пород. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1951. 366 с.
209. Портнов А. М., Островский Э. Я. Поведение щелочей и радиоактивных элементов в процессе региональной гранитизации пород кейвской серии (Кольский полуостров). — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1971, № 5, с. 128—131.
210. Предовский А. А., Петров В. П., Беляев О. А. Геохимия рудных элементов метаморфических серий докембрия (на примере Северного Приладожья). Л., «Наука», 1967. 138 с.
211. Применение геохимических методов при металлогенических исследованиях рудных районов. М., «Недра», 1966. 296 с. Авт.: И. И. Гинзбург, Г. И. Росман, К. М. Мукапов и др.
212. Рабинович А. В. О методике минералого-геохимических исследований интрузивных пород. — В кн.: Труды Всесоюз. совещ. работников минералого-петрограф. лаб. МГиОН СССР. М., Госгеолтехиздат, 1955, с. 49—63.
213. Рабинович А. В. Геохимические исследования магматических и осадочных пород. Л., «Недра», 1970. 240 с.
214. Разумовский Н. К. Характер распределения содержания металлов в рудных месторождениях. — «Докл. АН СССР», 1940, т. 28, № 9, с. 815—817.
215. Разумовский Н. К. Логнормальный закон распределения вещества и его особенности. — «Зап. Ленингр. горн. ин-та», 1948, т. 20, с. 105—120.
216. Разумовский Н. К. К вопросу о выделении аномалий на фоне обычных содержаний элементов в породе при поисковых работах. — «Вопр. развед. геофизики», 1962, вып. 1, с. 28—44.
217. Редкие элементы в породах различных метаморфических фаций. М., «Наука», 1967. 200 с. Авт.: Д. П. Сердюченко, Б. Г. Лутц, Д. А. Минеев и др.
218. Родден К., Уорф Д. Ж. Аналитическая химия урана и тория. Под ред. П. И. Палея. М., ИЛ, 1956. 366 с.

219. Родионов Д. А. Об оценивании среднего содержания и дисперсии логнормально распределенных компонентов в породах и рудах. — «Геохимия», 1962, № 7, с. 629—632.
220. Родионов Д. А. Задача сопоставления средних содержаний логнормально распределенных компонентов в породах. — «Геохимия», 1962, № 8, с. 732—736.
221. Родионов Д. А. Трехпараметрические распределения содержаний элементов в породах. — «Геохимия», 1963, № 2, с. 179—184.
222. Родионов Д. А. К вопросу о статистическом сравнении составов пород. — «Геохимия», 1964, № 4, с. 368—372.
223. Родионов Д. А. Функции распределения содержаний элементов и минералов в изверженных горных породах. М., «Наука», 1964. 100 с.
224. Ронов А. Б., Ермишкина А. И. Методика составления количественной литолого-геохимической карты. — «Докл. АН СССР», 1953, т. 91, № 5, с. 1179—1182.
225. Ронов А. Б., Мигдисов А. А. Эволюция химического состава пород щитов и осадочного покрова Русской и Северо-Американской платформ. — «Геохимия», 1970, № 4, с. 256—343.
226. Ронов А. Б., Ярошевский А. А. Химическое строение земной коры. — «Геохимия», 1967, № 11, с. 1285—1309.
227. Росси Б., Штауб Г. Ионизационные камеры и счетчики. М., ИЛ, 1951.
228. Россман Г. И. Первичные ореолы рассеяния металлов в боковых породах Николаевского колчеданного полиметаллического месторождения. — «Сов. геология», 1960, № 6, с. 56—64.
229. Россман Г. И. Новый метод составления геохимической карты коренных пород для поисков полиметаллических месторождений (по опыту работ в прииртышской части Рудного Алтая). — «Бюл. науч.-техн. информ.», 1962, № 4 (38), с. 10—13.
230. Рощин Ю. В. По поводу статьи Б. Я. Юфы «Способ вычисления ураганных проб». — «Разведка и охрана недр», 1964, № 11, с. 20—24.
231. Рубо М., Коппен Р. Радиологические исследования части гранитного массива Мортань (Валдея, Франция). — «Бюл. Всесоюз. ин-та экономики минеральн. сырья», 1961, вып. 2, с. 83—96.
232. Рудник В. А. О взаимосвязи процессов гранитизации и базификации и их роли в развитии земной коры континентального типа. — В кн.: Общ. закономерности геол. явлений. Л., Изд. ВСЕГЕИ, 1965, вып. 1, с. 291—297.
233. Рудник В. А., Соботович Э. В. Ранняя история Земли. Л., «Недра», 1973. 22 с.
234. Рундквист Д. В. Явления метасоматоза при формировании кварцево-рудных жил грейзеновых месторождений. — «Зап. Всесоюз. минералог. о-ва», 1964, ч. 93, вып. 4, с. 373—389.
235. Рундквист Д. В. Вопросы изучения филогенеза месторождений полезных ископаемых. — «Зап. Всесоюз. минералог. о-ва», 1968, ч. 97, вып. 2, с. 191—209.
236. Саввин С. Б. Фотометрическое определение Th и U с реагентом арсеназо-III. — «Докл. АН СССР», 1959, т. 127, № 6, с. 1231—1234.
237. Саввин С. Б., Багреев В. В. Фотометрическое определение Th в горных породах с арсеназо-III. — «Заводск. лаб.», 1960, № 4, с. 412—415.
238. Саввинова И. Б., Пинский Э. М. Формы нахождения урана в разновозрастных гранитоидах Северного Казахстана. — «Зап. Всесоюз. минералог. о-ва», 1973, ч. 102, вып. 3, с. 347—353.
239. Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. 2. М., «Недра», 1967. 700 с.
240. Сатурип А. А. Выбор оптимальных условий измерений при полевых гамма-спектрометрических определениях радиоактивных элементов. — «Вестн. Ленингр. ун-та», 1967, № 24, с. 68—74.

241. Сафронов Н. И. К теории первичных ореолов рассеяния. — «Информ. сб. Всесоюз. науч.-исслед. ин-та методики и техники разведки», 1959, № 21, с. 105—132.
242. Сафронов Н. И. Основы геохимических методов поисков рудных месторождений. Л., «Недра», 1962. 146 с. (Всесоюз. науч.-исслед. ин-т методики и техники разведки).
243. Семенов А. И. Принципы и методика составления металлогенической карты Восточного Казахстана. — «Сов. геология», 1957, сб. 58, с. 110—127.
244. Семенов А. И. Некоторые вопросы металлогении урана. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 110—135.
245. Семенов А. И., Дворцова К. И. Полезные ископаемые и закономерности размещения в Казахстане. — В кн.: Геол. строение СССР. Т. 4. М., «Недра», 1968, с. 133—155.
246. Семенов А. И., Смыслов А. А. Петрографические и геохимические особенности гранитов Беркутинского массива (Северный Казахстан). — «Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та», 1963, т. 95, с. 45—60.
247. Сердюченко Д. П. Об изучении редких элементов в осадочно-метаморфических породах (вместо предисловия). — В кн.: Редкие элементы в породах различн. метаморфическ. фаций. М., «Наука», 1967, с. 3—11.
248. Серых В. И., Розен О. М. О миграции химических элементов в земной коре при гранитообразовании. — «Геохимия», 1969, № 9, с. 1066—1081.
249. Сидоренко А. В., Лунова О. И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1961. 198 с.
250. Сиротин К. М., Задумина М. А. К вопросу о времени кристаллизации акцессорных минералов. — «Геохим. сб. Саратов. ун-та», 1965, вып. 2, с. 3—12.
251. Сисигина Т. И. Спектральный состав гамма-излучения элементов семейства урана и тория. — «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1957, № 12, с. 1484—1490.
252. Смирнов В. А. Уран и торий в изверженных породах Западного Забайкалья. — «Геохимия», 1962, № 11, с. 982—988.
253. Смирнов В. И. О выборе плотности разведочной сети. — В кн.: Материалы по методике разведки полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1962, с. 178—187.
254. Смирнов В. И. Генезис эндогенных рудных месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1968. 720 с.
255. Смирнов Н. В., Дунин-Барковский И. В. Курс теории вероятностей и математической статистики для технических приложений. М., «Наука», 1969. 512 с.
256. Смирнов С. И. Вероятностно-статистическая оценка геохимического фона при поисках месторождений полезных ископаемых. — «Геохимия», 1963, № 3, с. 333—343.
257. Смирнов С. С. Заметки по некоторым вопросам учения о рудных месторождениях. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1946, № 3, с. 3—14.
258. Смирнов С. С. Некоторые общие вопросы изучения рудных месторождений. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1946, № 5, с. 17—34.
259. Смирнов Я. Б. Тепловой поток в дне акваторий. — «Докл. АН СССР», 1966, т. 168, № 12, с. 428—431.
260. Смирнов Я. Б. Земной тепловой поток и проблемы энергетики геосинклинали. — В кн.: Энергетика геол. и геофиз. процессов. М., «Наука», 1972, с. 52.
261. Смыслов А. А. Радиоактивные элементы в изверженных породах Северного Казахстана. — «Геохимия», 1958, № 3, с. 197—204.
262. Смыслов А. А. Значение данных о радиоактивности и теплопроводности горных пород при металлогенических исследованиях. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1960, № 7, с. 32—45.

263. Смыслов А. А. Радиоактивность земной коры и проблема происхождения радиоактивных элементов. — В кн.: Геол. строение СССР. Т. 5. М., «Недра», 1969, с. 376—409.
264. Смыслов А. А. Тепловой режим земной коры и подкорковых масс. — Там же, с. 261—278.
265. Смыслов А. А., Баранов Г. М. Некоторые вопросы методики составления и анализа радиогеохимических карт. — «Вопр. рудн. геофизики», 1968, вып. 8, с. 36—49.
266. Смыслов А. А., Титов В. К. Роль регионального метаморфизма в формировании радиогеологической зональности земной коры. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1967, № 11, с. 30—40.
267. Смыслов А. А., Титов В. К., Шор Г. М. Закономерности миграции радиоактивных элементов в земной коре и принципы регионального геохимического районирования складчатых областей, шитов и платформ. — В кн.: Радиоактивн. элементы в гори. породах. Тез. докл. Всесоюз. совещ. в Новосибирске. Ч. 2. Новосибирск. Изд-во СО АН СССР, 1972, с. 60.
268. Соботович Э. В. Изотопы свинца в геохимии и космохимии. М., Атомиздат, 1970. 350 с.
269. Соботович Э. В., Рудник В. А. Истинный и кажущийся радиологический возраст пород Алданского комплекса. — «Докл. АН СССР», 1971, т. 198, № 2, с. 407—410.
270. Соботович Э. В., Рудник В. А. Космологические аспекты формирования Земли. — В кн.: Проблемы космохимии и метеоритики. Киев, «Наукова думка», 1971, с. 51—117.
271. Сoderжанье урана в эологитовых включениях из кимберлитовых трубок. — «Докл. АН СССР», 1968, т. 181. № 5, с. 1245—1248. Авт.: А. П. Акимов, Г. И. Берзина, М. Ю. Гурвич, Б. Г. Луцк.
272. Соколов М. М., Клевцов П. П., Федоров А. А. О раздельном определении урана, тория и калия в естественном залегании с помощью сцинтилляционного гамма-спектрометра. — «Вопр. рудной геофизики», 1964, вып. 4, с. 48—58.
273. Соловов А. П. Основы теории и практики металлометрических съемок. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1959. 266 с.
274. Соловьев В. Г. Вариационная статистика в приложении к разведке и подсчету запасов полезных ископаемых. — «Разведка недр», 1938, № 1, с. 37—43.
275. Соловьев В. Г. Методы вариационной статистики в приложении к разведке и подсчету запасов месторождений полезных ископаемых. Л. — М., Госгостехиздат, 1939. 52 с. (Труды Центр. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 115).
276. Сочеванов В. Г., Мартынова Л. Т. Радий и торий. Ускоренный метод. — В кн.: Методы определения радиоактивн. элементов в минеральн. сырье. Л., Госгеолтехиздат, 1958, с. 47—50.
277. Спицын В. И., Хаборенко К. Б., Брусиловский С. А. Применение трилона-В при эманационном определении радия. — «Журн. неорг. химии», 1956, т. 9, с. 45—51.
278. Старик И. Е. Радиохимический анализ. — В кн.: Анализ минеральн. сырья. Л., Химтеоретиздат, 1936, с. 249—321.
279. Старик И. Е. Радиоактивные методы определения геологического возраста. (Тез. к дис.). Гос. объедин. науч.-техн. изд-в, 1938. 6 с. (Ленингр. ун-т).
280. Старик И. Е., Крылов А. Я. Опробование гранитов для радиохимического изучения. — «Труды Радиев. ин-та», 1956, т. 7, с. 149—154.
281. Старик И. Е., Щелотьева Е. С. Методы определения радиоактивности природных образований. М. — Л., Госгеолиздат, 1946. 232 с.
282. Старик И. Е., Атрашенок А. Я., Крылов А. Я. Люминесцентное определение урана в породах и минералах. — «Геохимия», 1956, № 8, с. 39—46.

283. Старик И. Е., Атрашенков Л. Я., Крылов А. Я. О радиоактивном равновесии в гранитах Центрального Тянь-Шаня. — «Докл. АН СССР», 1960, т. 132, № 1, с. 195—198.
284. Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963. 536 с.
285. Субботин С. И. Процессы в верхней мантии Земли и связь с ними строения земной коры. Киев. «Наукова думка», 1964. 136 с.
286. Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1964. 550 с.
287. Таблицы функции распределения и плотностей распределения Стьюдента. М., Изд-во АН СССР, 1960. 124 с.
288. Таусон Л. В. К геохимии урана в гранитоидах Черновинского массива. — «Геохимия», 1956, № 3, с. 9—17.
289. Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., Изд-во АН СССР, 1961. 232 с.
290. Таусон Л. В., Злобин В. И., Леонова Л. Л. Распределение урана в гранитоидном комплексе Сусамырского батолита (Центральный Тянь-Шань). — «Геохимия», 1956, № 7, с. 11—19.
291. Тепловое поле Западно-Сибирской низменности. — В кн.: Энергетика геол. и геофиз. процессов. М., «Наука», 1972, с. 81. Авт. У. И. Моисеенко, Л. С. Соколова, Е. И. Леонтьев, В. И. Роменко.
292. Тепловой поток из недр Кавказа и южного окончания Русской платформы. — Там же, с. 82—87. Авт.: Г. М. Сухарев, С. П. Власова, Ю. К. Тарануха, С. В. Камалова.
293. Тернер Ф. Дж. Эволюция метаморфических пород. М., ИЛ., 1951.
294. Титов В. К. Уран и торий в метаморфических породах. — В кн.: Радиоактивн. элементы в горн. породах. Тез. докл. Всесоюз. совещ. в Новосибирске. Ч. 1. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1972, с. 166—167.
295. Тихонов А. Н., Любимова Е. А., Власов В. К. Радиоактивная энергия и процессы плавления в недрах Земли. — В кн.: Энергетика геол. и геофиз. процессов. М., «Наука», 1972, с. 27—38.
296. Тишкин А. И. О содержании урана в постмагматических урановых минералах. — «Докл. АН СССР», 1969, т. 185, № 6, с. 1350—1353.
297. Толстой М. И. Радиометрическое картирование пород фундамента молодых платформ. — «Геофиз. сб.», вып. 32. Киев, «Наукова думка», 1969, с. 45—52.
298. Толстой М. И., Остафийчук И. М. О вариационно-статистической обработке результатов изучения вещественного состава горных пород. — «Разведка и охрана недр», 1962, № 5, с. 23—29.
299. Треки осколков деления урана в мусковите. — «Геохимия», 1965, № 3, с. 291—302. Авт.: Ю. А. Шуклоков, И. Н. Крылов, И. Н. Толстихин, Г. В. Овчинников.
300. Трифонов Д. Н. Границы и эволюция периодической системы. М., Атомиздат, 1963. 168 с.
301. Тугаринов А. И. О причинах формирования рудных провинций. — В кн.: Химия земн. коры. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 42—43.
302. Тугаринов А. И., Змеенкова А. В. Об источнике рудного вещества при эндогенном рудообразовании. — «Сов. геология», 1960, № 4, с. 66—78.
303. Туровский С. Д. О минералого-геохимическом признаке генетической связи постмагматических рудных проявлений с интрузивными породами. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1953, № 6, с. 67—77.
304. Туровский С. Д. К геохимии урана и тория. Распределение радиоактивных элементов в изверженных породах Северной Киргизии. — «Геохимия», 1957, № 2, с. 166—176.
305. Туровский С. Д. О методике и значении изучения аксессуарных минералов и химических элементов изверженных горных пород. Фрунзе, Изд-во АН КиргССР, 1960. 60 с.

306. У н к о в с к а я В. А. Определение малых количеств урана по методу флюоресценции. — «Докл. АН СССР», 1940, т. 29, № 5—6, с. 117—128.
307. У р а н в магматической дифференциации. — В кн.: Геология атомн. сырьевых материалов. М., ИЛ, 1956, с. 53—72. Авт.: Е. С. Ларсен, Д. Фейер, Д. Готтфрид, В. Л. Смитр.
308. У р а н в траппах Сибирской платформы. — «Геохимия», 1966, № 5, с. 511—524. Авт.: В. Л. Масайтис, И. И. Абрамович, Д. А. Додин, А. А. Смыслов.
309. У р а н и торий в магматических породах Бурейнского массива (Дальний Восток). — В кн.: Радиоактивн. элементы в горн. породах. Тез. докл. Всесоюз. совещ. в Новосибирске. Ч. 1. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1972, с. 150. Авт.: Г. В. Дитмар, В. И. Максимовский, В. К. Путищев, В. А. Селиванов.
310. Ф а й ф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. М., ИЛ, 1962. 414 с.
311. Ферсман А. Е. Геохимические и минералогические методы поисков полезных ископаемых. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1939. 446 с.
312. Ф о т о м е т р и ч е с к о е определение урана в природных материалах с арсеназо-III. — «Журн. ап. химии», 1964, т. 19, вып. 1, с. 94—97. Авт.: Е. В. Фуртова, Т. Ф. Садова, В. Н. Иванова, Ф. В. Зайковский.
313. Ф р о л о в П. М. Температурный режим гелиотермозоны. М., «Недра», 1966. 156 с.
314. Х а и н В. Е. Возрожденные (эпиплатформенные) орогенические пояса и их тектоническая природа. — «Сов. геология», 1965, № 7, с. 3—17.
315. Х а и н В. Е. Общая геотектоника. Изд. 2. М., «Недра», 1973. 512 с.
316. Х а н Г., Ш а п и р о С. Статистические модели в инженерных задачах. М., «Мир», 1969. 396 с.
317. Х в о с т о в а В. А. Некоторые данные о распределении редких элементов в метаморфизованных конгломератах Урала. — «Геохимия», 1969, № 3, с. 328—334.
318. Х е й н р и х Э. Минералогия и геохимия радиоактивного сырья. М., ИЛ, 1962. 588 с.
319. Х и т ё в П. П., Ф е д о р о в А. А. Полевой гамма-спектрометр для количественных определений урана (по радио), тория и калия. — «Вопр. рудн. геофизики», 1966, вып. 7, с. 82—86.
320. Х о к с Х. Е., У э б б Дж. С. Геохимические методы поисков минеральных месторождений. М., «Мир», 1964. 488 с.
321. Х о р е в а Б. Я. Метаморфическая зональность земной коры как следствие изменения термического режима Земли. — В кн.: Энергетика геол. и геофиз. процессов. М., «Наука», 1972, с. 156—160.
322. Ц е й т л и н С. Г. Содержание радиоактивных элементов в некоторых почвах Крымского полуострова, взятых по вертикальному разрезу. — «Труды Биогеохим. лаб.», 1944, т. 7, с. 127—129.
323. Ц е й т л и н С. Г. Применение трилона-Б в радиохимическом анализе. — «Труды Ин-та геологии рудн. месторождений», 1959, вып. 28, с. 148—151.
324. Ч а й к и н П. И., Г у м б а р К. К. Быстрый метод определения изотопов в породах и минералах. — «Информ. сб. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та», 1956, № 3, с. 131—133.
325. Ч а й к и н П. И., Ж е р е х о в В. Г. Определение тория в горных породах с арсеназо-III после хроматографического выделения. — «Информ. сб. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та», 1961, № 51, с. 65—71.
326. Ч е к а л о в Э. Б., Ф е д о р ц о в И. М. Изучение глубинного строения Земли с помощью геотермической съемки. — В кн.: Теплов. режим при сверхглубок. бурении. Киев, «Наукова думка», 1971, с. 23.
327. Ч е н ц о в И. Г. О вхождении урана в некоторые породообразующие минералы. — «Труды Ин-та геологии рудн. месторождений», 1959, вып. 28, с. 142—148.
328. Ч е р д ы н ц е в В. В., С е и н а Н. И., К у з ь м и н а Е. А.

Радиоактивность минералов некоторых ультраосновных пород СССР. — «Геохимия», 1969, № 12, с. 1434—1438.

329. Шаврова Н. Н. О содержании радия и тория в лавах вулкана Безымянного. — «Бюл. Вулканол. ст. АН СССР», 1961, № 31, с. 28—31.

330. Шаманский Л. И. Математическая обработка разведочных данных. Гос. объедин. науч.-техн. изд-в, 1936. 96 с.

331. Шаныгин П. Н. Опыт применения вариационной статистики к установлению плотности разведочной сетки. — «Сб. работ Моск. геол.-развед. треста нерудн. ископаемых», 1955, вып. 3, с. 81—89.

332. Шаратов И. П. Применение математической статистики в геологии. М., «Недра», 1965. 260 с.

333. Шатков Г. А., Шаткова Л. Н., Гушин Е. Н. О распределении урана, тория, фтора, хлора, молибдена и ниобия в липаритах и кислых вулканических стеклах. — «Зап. Всесоюз. минералог. о-ва», 1970, ч. 99, вып. 2, с. 165—177.

334. Шашкин В. Л. Методы анализа естественных радиоактивных элементов. М., Атомиздат, 1961. 150 с.

335. Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., «Недра», 1968. 230 с.

336. Шиманский А. А. К вопросу о методике опробования редкометальных пегматов натро-литиевого типа. — В кн.: *Вопр. методики опробования руд. месторождений при разведке и эксплуатации.* М., Госгеолтехиздат, 1962, с. 82—85.

337. Шипулин Ф. К. Об источниках энергии при интрузивных процессах. — В кн.: *Энергетика геол. и геофиз. процессов.* М., «Наука», 1972, с. 143.

338. Шлыгин Е. Д., Шлыгина А. Е. Некоторые принципы геотектонического районирования Казахстана. — В кн.: *Складчатые обл. Евразии.* М., «Наука», 1964, с. 78—93.

339. Шор Г. М. Закономерности распространения урана в подземных водах артезианских бассейнов. — В кн.: *Радиоактив. элементы в горн. породах.* — Тез. докл. Всесоюз. совещ. в Новосибирске. Ч. 1. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1972, с. 57—58.

340. Шор Г. М., Воробьев В. П. Уран и торий в породах осадочного чехла Туранской плиты. — Там же, с. 8—9.

341. Экзотические эпигенетические месторождения урана. М., Атомиздат, 1965. 324 с. Авт.: С. Г. Батулин, Е. А. Головин, О. И. Зеленова, М. Ф. Каширцева.

342. Эфендиев Г. Х., Нуриев А. Н., Гайдаров А. С. Распространенность урана в Даждагском интрузивном массиве. — «Учен. зап. Азерб. ун-та. Геол.-геогр. сер.», 1959, № 6, с. 3—10.

343. Юфа Б. Я. Способ выделения ураганих проб. — «Разведка и охрана недр», 1962, № 8, с. 19—23.

344. Юфа Б. Я., Гурвич Ю. М. Применение медианы и квартилей для оценки нормальных и аномальных значений геохимического поля. — «Геохимия», 1964, № 8, с. 817—824.

345. Ядерная геология. М., ИЛ, 1956. 556 с.

346. Якубович А. Л. Сцинтилляционная лабораторная установка типа ЛАУ-52. — «Сб. науч.-техн. информ. МГИОН СССР», 1957, № 4, с. 35—39.

347. Якубович А. Л. Ускоренный анализ минерального сырья с применением сцинтилляционной аппаратуры. М., Атомиздат, 1963. 132 с.

348. Якубович А. Л., Зайцев Е. И. Радиометрическое определение кларковых содержаний U, Ra, Th и K в образцах горных пород. — «Разведка и охрана недр», 1961, № 2, с. 33—37.

349. Янишевский Е. М., Григорян С. В., Баранов Э. Н. Эндеогенные ореолы рассеяния некоторых гидротермальных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1963. 122 с.

350. Adams J. A., Richardson J. E., Templeton Ch. C. Determinations of thorium and uranium in sedimentary rocks by two indepen-

dent methods. — «Geochim. Cosmochim. Acta», 1958, v. 13, № 4, p. 270—279.

351. Adams J. A., Weaver C. E. Thorium-to-uranium ratios as indicators of sedimentary processes: example of concept of geochemical faces. — «Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.», 1958, v. 42, № 2, p. 387—430.

352. Ahrens L. H. The lognormal distribution of the elements. — «Geochim. Cosmochim. Acta», 1954, v. 5, № 2, p. 49—73, v. 6, № 2—3, p. 124—131.

353. Aitchison J. A., Brown J. A. The lognormal distribution. Cambridge Univ. Press, 1957. 38 p.

354. Antweiler J. C. Isotopic evidence of Precambrian episodes of mineralization in Colorado. — «Geol. Soc. Amer. Spec. Papers», 1966, № 87, p. 270—271.

355. Arrhenius G., Goldberg E. D. Distribution of radioactivity in pelagic clays. — «Tellus», 1955, v. 7, № 2, p. 226—231.

356. Asayama T. Radioaktive Untersuc des Riei — Grenitgebiets. — «Japan J. Astron. Geophys.», 1936, Bd. 14, S. 21—28.

357. Barth T. F. W. Radium and the petrology of certain granites of Finland. — «Amer. J. Sci.», 1938, v. 35, p. 231—245.

358. Bate G. L., Huizenga J. R., Potratz H. A. Thorium content of stone meteorites. — «Sci.», 1957, v. 6, № 3274, p. 612—614.

359. Bell K. G. Deposition of Uranium in salt-pan basins. Geol. Surv. Washington, US Gov. Print Off., 1960, 169 p.

360. Billings G. K. A geochemical investigation of the Volley Spring Gneiss and Pacsaddle Schist Llano Uplift Texas. — «Texas J. Sci.», 1962, v. 14, p. 281—296.

361. Boldizar T. Terrestrial heat flow and Alpine orogenesis. — «Bull. Volcan.», 1969, v. 33, № 1, p. 293—297.

362. Bondam J., Bogvad R. The geothermal gradient at Ivigtut, South Greenland. — «Meddelelser fra Dansk Geol. Forening.», 1955, Bd. 13, № 1, S. 16—24.

363. Brown H., Jnghram M., Larsen A. O. Mass-spectrometric determination of uranium. — «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1951, № 5, p. 637—654.

364. Cheminee J. L., Nordemann D. Dosage du petassium de l'uranium, du radium et du thorium par spectrometrie gamma dans des laves d'Auvergne, du velay et la province sicilienne. — «Bull. Sec. Geol. Fr.», ser. 7, 1964, v. 5, № 2, p. 61—82.

365. Chen G-o-d-a. Examples of activizing regions in the Chenesa Platform with special reference to the «Cathasia» problem. — «Acta Geol. Sci.», 1956, № 36, p. 1007—1018.

366. Cherry R. D. The determination of thorium and uranium in geological samples by an alpha-counting technique. — «Geochim. Cosmochim. Acta», 1963, v. 27, № 2, p. 183—189.

367. Chow T. J., Earl T. L. Lead and uranium in Pennsylvania anthrocite. — «Chem. Geol.», 1970, v. 6, № 1, p. 43—49.

368. Condie K. C. Geochemistry of Early Precambrian graywaches from Wyoming. — «Geochim. Cosmochim. Acta», 1967, v. 31, № 11, p. 1110—1021.

369. Coulomb R., Goldsztein M. Utilisation d'un spectrometre gamma  $\gamma$  a100 canaux dans quelques problèmes de géologie nucléaire. — «Bull. Soc. Franc. Miner.» Cristal, 1961, t. 84, № 1, p. 13—19.

370. Curie P., Laborde A. Sur la chaleur degagée spontanement par les sels de radium. — «Compt. Rend.», 1903, № 136, p. 673—675.

371. Ehaling W. The energy loss of charged particle in matter. — «Handb. Phys.», 1958, Bd. 34, s. 72—84.

372. Elsassser W. M. Sea-floor spreading as thermal convection. — «J. Geophys. Res.», 1971, v. 76, № 5, p. 1101—1112.

373. Fahrig W. F., Eade K. E., Adams J. A. S. Abundance of radioactive elements in crystalline chield rocks. — «Nature», 1967, v. 214. p. 1002—1003.

374. Fleischer R. L., Price P. B., Walker R. M. The ion explosion spike mechanism for formation of charaga particle tracks in solids. — «Rec. Nucl. Sci.», 1966, v. 15, № 1, p. 613—626.
375. Gangadharam E. V. Astvathanarayana uranium, thorium contents of possible upper mantle materials (abs.). — «Trans. Amer. Geophys. Union.», 1967, v. 48, № 1, p. 251.
376. Gindy A. R., Chozian A. I., Samih A. M. Thorium and uranium contents of some Precambrian rocks from Wade El Gemal area, Eastern Desert of Egypt U. A. R. — «Bull. Inst. Egypte», 1966, v. 41, p. 53—73.
377. Gross W. H. Radioactivity as a guide to ore. — «Econ. geol.», 1952, v. 47, № 7, p. 722—742.
378. Grossling B. E. Temperature variations due to the formation of a geosyncline. — «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1957, v. 70, № 10, p. 1013—1018.
379. Hall A. The relationship between geothermal gradient and the composition of granitic magmas in orogenic belts. — «Contribs. Mineral. Petrol.», 1971, v. 32, № 3, p. 186—192.
380. Hamilton E. The uranium content of the differentiated Skaergaard intrusion. — «Kbenhavn, Reitzel», 1959, p. 34—35.
381. Hamilton E. The distribution of radioactivity in the major rock forming minerals. — «Medd. Gronland», 1960, v. 162, № 1, 42 p.
382. Harper M. L. Approximate geothermal gradients in the North Sea Basin. — «Nature», 1971, v. 230, № 5291, p. 235—236.
383. Hawkes H. E. Principles of geochemical prospecting. Washington, US Gov. Print. Off., 1957. 355 p.
384. Heier K. S. Spectrometric uranium and thorium determinations on some high-grade metamorphic rocks on Langoy, northern Norway. — «Norsk. Geol. Ts.», 1962, Bd. 42, № 12, S. 143—155.
385. Heier K. S. Uranium, thorium and potassium in eclogitic rocks. — «Geochim. Cosmochim. Acta», 1963, v. 27, № 8, p. 849—860.
386. Heier K. S. Metamorphism and the chemical differentiation of the crust. — «Geol. föreningens i Stockholm. Förhandlingar», 1965, v. 87, № 521, p. 249—256.
387. Heier K. S. Radioactive elements in the continental crust. — «Nature», 1965, v. 208, № 5009, p. 479—480.
388. Heier K. S., Adams J. A. S. Concentration of radioactive elements in deep crystal material. — «Geochim. Cosmochim. Acta», 1965, v. 29, № 1, p. 53—61.
389. Heier K. S., Green T. H. Rare earth element distribution in anorthosites and associated high grade metamorphic rocks, Lofoten — Vesteraalen, Norway. — «Earth Planet. Sci. Lett.», 1969, v. 7, № 2, p. 93—98.
390. Heier K. S., Rhodes J. M. Thorium, uranium and potassium concentrations in granites and gneisses of the Rum Jungle Complex, Northern Territory, Australia. — «Econ. Geol.», 1966, v. 61, N 3, p. 563—571.
391. Heier K. S., Rogers J. J. W. Radiometric determination of thorium, uranium and potassium in basalts and in two magmatic differentiation series. — «Geochim. Cosmochim. Acta», 1963, v. 27, № 2, p. 137—154.
392. Henno M. Geologische Aspekte der Kontinentverschiebungshypothese. — «Polarforschung», 1970, Bd. 7, № 1—2, S. 28—32.
393. Hernegger G. H., Karlik B. Uranium in sea water. — «Göteborgs Kgl. Vetenskaps — Vitterhets — Samhäll. Handl.», Ser. B, 1935, Bd. 4, № 12, p. 15.
394. Hersen R. P., Uyeda S. Heat flow through the eastern Pacific ocean floor. — «J. Geophys. Res.», 1963, v. 68, p. 432—437.
395. Hirley P. M. Distribution of radioactivity in granites and possible relation to halium age measurements. — «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1950, v. 61, p. 321—334.

396. Holland H. D., Kulp I. L. The transport and deposition of uranium, ionium and radium in rivers, oceans and ocean sediments. — «Geochim. Cosmochim. Acta», 1954, v. 5, № 5, p. 197—213.
397. Holmes A. Radioactivity and the earth's thermal history. — «Geol. Mag.», 1915, v. 2, p. 60.
398. Hoyle F. W., Fowler W. A. On the abundances of uranium and thorium in solar system material. — In: Isotopic and cosmic chemistry. N-Holland Publ., 1964. 64 p.
399. Hurley P. M. Direct radiometric measurement by gamma-ray scintillation Spectrometer. — «Bull. Geophys. Soc. Amer.», 1956, v. 67, № 4, p. 395—411.
400. Hurley P. M., Fairbairn H. W. Abundance and distribution of uranium and thorium in zircon, sphene, apatite, epidote and monazite in granitic rocks. — «Trans. Amer. Geophys. Union.», 1957, v. 38, № 6, p. 939—944.
401. Hurley P. M., Shorey R. R. Discrimination of thoron-alpha activity in presence of radon. — «Trans. Amer. Geophys. Union.», 1952, v. 33, № 5, p. 722—724.
402. Janovici B. V., Pitulca J., Zemme M. Contributii la studiul zaspindirii elementelor radioactive in formatiunile cristafiliene din Carpati Orientale. — «Studii si cercetari de geologia, geofizice, geografia. Ser. Geol.», 1967, t. 12, p. 181—184.
403. Jeffreys H. On the radioactivities of rocks Gerlande Beitrag für. — «Geophys.», 1936, v. 47, p. 56.
404. Jermolajew N. P., Shidikowa A. P. Das Verhalten des Urens bei der progressiven Metamorphose und Ultrametamorphose am Beispiel des westlichen Aldan-Schildes. — «Zs. Angew. Geol.», 1967, v. 13, № 3, S. 123—125.
405. Joly J. J. On the radium content of deep-sea sediments. — «Phil. Mag.», 1908, v. 16, p. 15—23.
406. Joly J. J. Radioactivity and Geology. Ld., Archibald Constable, 1909. 38 p.
407. Joly J. J. The amount of thorium in sedimentary rocks. II, Aremaceous and argillaceous rocks. — «Phil. Mag.», 1910, v. 20, p. 11—14.
408. Joly I. I., Poole J. H. J. The radioactivity of basalts and other rocks. — «Phil. Mag.», 1924, v. 48, p. 135—137.
409. Keevil N. B. Thorium-uranium ratios in rocks and minerals. — «Amer. J. Sci.», 1944, v. 242, № 6, p. 309.
410. Kirchheimer F., Wimmenauer W. Über den Urangeis in Radgustein Sitzungsber. — «Österr. Akad. Wiss. Nath-naturwiss. Kl.», 1964, Abt. 1, 173, № 1—2, S. 41—49.
411. Koczy F. F. Geochemistry of radioactive elements in the ocean. — «Deep-sea Res.», 1956, v. 3, p. 86—102.
412. Krauskopf K. B. The source of ore metals. — «Geochim. Cosmochim. Acta», 1971, v. 35, № 7, p. 37—51.
413. Lambert I. B., Heier K. S. The vertical distribution of thorium and uranium in the continental crust. — «Trans. Amer. Geophys. Union.», 1966, v. 47, № 1, p. 200—201.
414. Lambert I. B., Heier K. S. The vertical distribution of uranium, thorium and potassium in the continental crust. — «Geochim. Cosmochim. Acta», 1967, v. 31, № 3, p. 377—390.
415. Larsen E. S. The radioactivity of soils, plants and bones. — «Nature», 1960.
416. Larsen E. S., Gottfried D. Distribution of uranium in rocks and minerals of Mesozoic batholiths in western United States. — «Bull. US Geol. Survey», 1961, № 1070-C, p. 63—103.
417. Larsen E. S., Phair G. The distribution of uranium and thorium in igneous rocks in nuclear Geology. N. Y., Ed. H. Faul., J. Willey a. sons. Inc., 1954, № 1. 51 p.

418. Lee W. H. K., MacDonald H. J. F. Global variation of terrestrial heat flow. — «J. Geophys. Res.», 1963, v. 68, p. 389—413.

419. Leveque P., Vigneaux M. Radioactivite naturelle des sediments critere stratigraphique. — «Coptes Rend. Hebd Séances Acad. Sci.», 1969, t. 268, № 3, p. 67—69.

420. Lovering J. F., Morgan J. W. Uranium and thorium abundances in possible upper mantle materials. — «Nature», 1963, v. 197, № 4863, p. 138—140.

421. Luendyk, Bruce P. Comments on paper by J. W. Minear and M. N. Toksöz «Thermal regime of a downgoing slab and new global tectonics». — «J. Geophys. Res.», 1971, v. 76, № 2, p. 605—606.

422. Mare J. L. Uses of the gamma-ray spectrometer in mineral exploration. — «Geophys.», 1960, v. 25, № 5, p. 547—553.

423. Minear J. W., Toksöz M. N. Thermal regime of a downgoing and new global tectonics. — «J. Geophys. Res.», 1970, v. 75, № 8, p. 1397—1419.

424. Morais M. X. Estudo de distribuição de elementos radioactivos numa rocha de Vila Pery (Moçambique). — «Memor. Notic.», 1965, № 60, p. 59—64.

425. Morgan J. W., Lovering J. F. The determination of uranium and thorium in rocks by neutron activation analysis. — «Anal. Chem. Acta», 1963, № 23, p. 71—84.

426. Morgan J. W., Lovering J. F. Uranium and thorium abundances in the Basalt Cored in Mohole project (Guadalupe site). — «J. Geophys. Res.», 1965, v. 70, № 18, p. 4724—4725.

427. Morgan J. W., Lovering J. F. Abundances of rare earth elements in eclogitic rocks and basaltic achondrites. — «Nature», 1965, v. 208, № 5017, p. 1311—1312.

428. Mueller R. F. Mobility of the elements in metamorphism. — «J. Geol.», 1967, v. 75, № 5, p. 565—582.

429. Narayanaswamy R., Venkatasubramanian V. S. Uranium and thorium contents of coexisting gneisses, granites and pegmatites. — «Geochim. Cosmochim. Acta», 1969, v. 33, № 8, p. 1007—1009.

430. Pal R., Lyer S. S., Venkatasubramanian V. S. Studies of uranium and thorium contents and potassium—rubidium ratio of certain Precambrian rock types. — «Publ. Geophys. Res. Board Nation. Geophys. Res. Inst.» Hyderabad, 1967, № 8, p. 146—154.

431. Phair G. Radioactive Tertiary porphyries in the Central City district, Colorado, and their bearing upon Pitchblende deposition. U. S. Geol. Surv., U. S. Atomic Energy Comm. Tech. inform. serv., Oak Ridge, Tenn. 1952, p. 247—253.

432. Physics and chemistry of the earth. Ed., Pergamon Press, 1956. 312 p. Ed.: L. H. Ahrens, K. Rankama, S. K. Runcorn.

433. Pliler R., Adams J. A. S. The distribution of the thorium, uranium and potassium in the Manes shale. — «Geochim. Cosmochim. Acta», 1962, v. 26, p. 1635—1639.

434. Puranen M., Järvimäki P., Hämäläinen U. a. o. Terrestrial heat flow in Finland. — «Geoexploration», 1968, v. 6, № 3, p. 151—162.

435. Richard T. A. The sampling and estimating of ore in mine. N.-Y., 1907. 54 p.

436. Rogers J. J. W., Condie K. C., Mahan S. Significance of thorium, uranium and potassium in some early Precambrian grey-wackes from Wyoming and Minnesota. — «Chem. Geol.», 1970, v. 5, № 3, p. 207—213.

437. Schatz R. H. Radioaktive Anomalien in Bereich der Palingeneite des Blauen im SW-Schwarzwald. — «Aufschluss», 1968, v. 19, № 1, p. 12—14.

438. Schuiling R. D. Oceanization-geothermal models. — «Geol. Mijnb.», 1972, v. 51, № 5, p. 546—547.

439. Senftle F. S., Keevil N. B. Thorium-uranium ratios in the theory of genesis of lead ores. — «Trans Amer. Geophys. Union», 1947, v. 28, № 1, p. 613—621.
440. Shaw D. M. U, Th, K in the Canadian Precambrian Shield and possible mantle compositions. — «Geochim. Cosmochim. Acta», 1967, v. 31, № 6, p. 1111—1113.
441. Sichel H. S. New methods on the statistical evaluation of mine sampling data. — «Bull. Inst. Min. Metal.», 1952, № 544, p. 261—288.
442. Sikosek B., Goikovic S. B. An experimental determination of geochemical facies of sedimentary rocks in the dinarides based on Th/U ratio. — «Freiberger Forschengsh», 1966, № 210, p. 212—213.
443. Simmons G., Horai K. Heat flow data. — «J. Geophys. Res.», 1968, v. 73, № 20, p. 6608—6629.
444. Smith W. L., Frank M. I., Sherwood A. M. Uranium and thorium in the accessory allanite of igneous rocks. — «J. Miner. Soc. Amer.», 1957, v. 42, p. 151—162.
445. Strutt R. J. On the distribution of radium in the Earth's crust and on the Earth interior heat. — «Proc. Roy. Soc.», 1905, v. 77, p. 190.
446. Strutt R. J. On the distribution radium in the earth crust. — «Proc. Roy. Soc. Ser. Phys. Math. Sci.», 1906, v. 78, p. 53—57.
447. TemkfiEFF S. I. The geochemistry of uranium. — «Sci. Progress», 1946, v. 34, p. 615—621.
448. Tilton G. R., Aldrich L. T. Mass-spectrometric determination of thorium. — «Anal. Chem.», 1954, v. 26, № 5, p. 894—898.
449. Tilton G. R., Inghram B., Patterson C. Mass-spectrometric determination of thorium (abstract). — «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1952, v. 63, p. 111.
450. Turekian K. K., Wedepohl K. H. Distribution of the elements in some major unite of the Earth's crust. — «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1961, v. 72, № 2, p. 175—191.
451. Turner R. C., Radley G. M., Mayneord W. V. The alpha-ray activity of humantissues. — «Brit. G. Radiol.», v. 31, 1958, p. 446—455.
452. Turnør R. C., Radley G. M., Mayneord W. V. Naturally occurring alphaactivity of drinking waters. — «Nature», 1961, p. 26—33.
453. Urry W. D. Camme radiathion from granite. — «Phys. Rev.», 1948, v. 73, № 6, p. 111—114.
454. Uyeda S., Horai K. Terrestrial heat flow in Japan. — «J. Geophys. Res.», 1964, v. 69, № 10, p. 79—93.
455. Verma R. K., Rao R. U. M., Gupta M. L. a. o. Terrestrial heat flow in various parts of India. — «Bull. Volcan.», 1969, v. 33, № 1, p. 69—88.
456. Vine J. D. Element distribution in some Paleozoic black shales and associated rocks. — «U. S. Geol. Surv. Bull.», 1969, № 1214-G, p. 31—32.
457. Webster R. K. Mass-spectrometric isotope delution analysis. — In: Methods in geochemistry. V. 7, 1960, p. 201.
458. Whitfield J. M., Rogers G. G. W., Adame G. A. S. The relationship between the petrology and the thorium and uranium contents of some granitic rocks. — «Geochim. Cosmochim. Acta», 1959, v. 17, № 3—4, p. 248—271.
459. Zaborowski H. L. Spectrometric de parcoure alpha par scintillation. — «Bull. Inform. Sci. techniq.», 1906, № 45, p. 140—147.

## ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Азотные воды 152  
 Активизация 129, 139  
 Акцессорные минералы 65  
 Арсеназо-III 28  
 Артезианские бассейны 152  
 Архей 132  
 Аэрогамма-спектрометрия 23
- Базальтовый слой 168, 172  
 Базификация (океанизация) 169  
 Биогенные восстановители 152  
 Битумы 90
- Верхняя мантия 173, 175  
 Верхняя моласса 119  
 Вселенная 173  
 Вспышки сверхновых 174  
 Вулканиды 115  
 Вулканические гряды 185  
 Вулканические стекла 79
- Гамма-спектрометрия 4, 21  
 Гамма-съемка 20  
 Геоантиклинальные поднятия 142  
 Геотермическая ступень 184  
 Геотермический градиент 179  
 Геотермический режим 178  
 Геотермический фон 185  
 Геохимическая дифференцированность 51, 144  
 Геохимическая неоднородность 51  
 Геохимическая специализация 145  
 Геохимические барьеры 152  
 Геохимические зоны 53, 153  
 Геохимические колонки 147  
 Геохимические эпохи 153, 175  
 Геохимический фон 6, 46, 51  
 Гранитизация 112  
 Гранитный слой 168, 172  
 Граниты 115  
 Гранулометрический состав 88, 92  
 Граувакки 139  
 Гумус 89
- Девитрификация 75  
 Дегазация 174  
 Дегидратация 109  
 Демиссионные зоны 138  
 Диагенез 146  
 Диафториты 112  
 Диоритовый (андезито-метаморфический) слой 168, 172  
 Дисперсия 43
- Докембрий 129  
 Долериты 154
- Землетрясения 200  
 Золотоносные конгломераты 93  
 Зоны выноса 53  
 Зоны катагенеза 146  
 Зоны привноса 53
- Изоморфное замещение 100  
 Изостатическое равновесие 201  
 Изотопные отношения свинцов 42  
 Изотопы 41  
 Изотопы радия 27  
 Инверсионные зоны 141  
 Индекс Пикока 155  
 Интрателлурическая кристаллизация 75  
 Интрузивные камеры 162  
 Источники тепла 188
- Калий 166  
 Кимберлиты 162  
 Кларк концентрации 51  
 Колебательные движения 197  
 Коллофан 97  
 Конвективный перенос 194  
 Конкреции 103  
 Континенты 181  
 Кора выветривания 84, 103  
 Костный детрит 150  
 Коэффициент вариации 43  
 Коэффициент концентрации 52  
 Коэффициент корреляции 95, 98  
 Коэффициент равновесия 20  
 Коэффициент фракционирования 161  
 Краевые прогибы 149  
 Кремне-калиевый метасоматоз 112
- Латериты 104  
 Лейцит 18  
 Лепидолит 18  
 Литификация 184  
 Литосфера 166  
 Лопарит 69
- Масс-спектрометрический анализ 12, 31  
 Мегацикл 177  
 Металлогенические провинции 54  
 Метаморфизм 105  
 Метеориты 173  
 Метод гамма-спектрометрический 21

- Метод изотопного разбавления 13, 31  
Метод колориметрический 13, 28  
Метод люминесцентный 12, 27  
Метод нейтронной активации 13, 30  
Метод радиометрический 19, 27  
Метод радиохимический 12, 27  
Метод рентгеноспектральный 13, 29  
Микрорадиография 33, 37  
Минералы — концентраты урана 58  
Минералы — носители урана 58, 68  
Минеральные балансы 68  
Минеральные балансы урана и тория 36  
Многосинклинали 139  
Многосинклинальные зоны 94  
Молекулярная теплопроводность 194
- Нефть 185  
Нуклеосинтез 174
- Области питания 204  
Объемный тепловой поток 189  
Океанические впадины 180  
Океанические осадки 100  
Океанические плиты 185  
Органическое вещество 89, 98  
Органогенно-фосфатный детрит 101  
Ортогнейсы 109  
Осадочный слой 172  
Осколки деления 33
- Первично-конституциональное распределение 53  
Петрогенетические ряды 155  
Плагиограниты 115  
Пластовое окисление 151  
Подвижные формы урана 39  
Подводные хребты 185  
Порог чувствительности 26  
Порфиробластез 82
- Радиационное воздействие 37, 40  
Радиогенное тепло 179, 188  
Радиогеологические зоны 168  
Радиогеологические карты 54  
Радиогеология 3, 8  
Радиогеохимические провинции 51, 137  
Рапакиви 136  
Рифей 148  
Рифты 181
- Селен 151  
Сероводородное заражение 101  
Спигенетические процессы 46  
Сорбция 95  
Стационарный режим 195  
Структурно-формационные комплексы 56
- Тепловой поток 168, 182  
Тепловой режим 179  
Тепловыделение 194  
Тепловые аномалии 186  
Тепловые нейтроны 30, 99  
Теплоизолирующий экран 185  
Теплопроводность 179, 194  
Термическое объемное расширение 198  
Термолюминесценция 40  
Термоупругие напряжения 198  
Торий-урановое отношение 49, 53, 91, 141, 149 и др.  
Торфяники 90  
Трапсы 126, 155, 162  
Трассер 31  
Трахилипариты 126  
Треки индуцированного деления 31, 38  
Треки спонтанного деления 31, 33
- Угленосные бассейны 91  
Углеродисто-глинистые сланцы 95  
Удельная минералообразующая работа 74  
Ультраметаморфизм 130  
Уровни организации 16, 47, 56, 126
- Фазовые переходы 198  
Фазовый сдвиг 200  
Фанерозой 137  
Фация амфиболитовая 49  
Фация гранулитовая 49  
Фация зеленосланцевая 49, 111  
Фация метаморфизма 110  
Фация эклогитовая 49, 111  
Фация эпидот-амфиболитовая 49, 97, 111  
Формации 118  
Фосфориты 95  
Фракционирование 155
- Харовые водоросли 103  
Химическое выветривание 91
- Чарнокиты 112  
Чехлы платформ 146
- Щиты 129
- Эвгосинклинальные зоны 138, 145  
Эклогитовый слой 168  
Эклогиты 168  
Экситонная теплопроводность 194  
Эндокриптный захват 65  
Эпигенез 151  
Эпигенетические процессы 46  
Этапы развития 138
- Ядерная геология 3, 8

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение . . . . .		3
Глава I. История исследований и радиогеохимическая изученность земного шара . . . . .		8
Глава II. Методика изучения содержания и распределения радиоактивных элементов в геологических образованиях . . . . .		17
	Полевые радиометрические и радиогеохимические методы (19). Лабораторные методы (25). Изучение форм нахождения урана и тория в горных породах и минералах (36). Математическая обработка радиогеохимических данных (42). Принципы и методика построения радиогеологических карт (45).	
Глава III. Уран и торий в минералах . . . . .		56
	Минералы интрузивных пород (59). Минералы и основная масса вулканогенных пород (74). Минералы метаморфических пород (80). Экзогенные минералы и минеральные компоненты (84).	
Глава IV. Уран и торий в горных породах . . . . .		85
	Осадочные отложения (85). Современные океанические и морские осадки (100). Коры выветривания (103). Метаморфические образования (105). Магматические породы (113).	
Глава V. Уран и торий в геологических формациях и рядах формаций . . . . .		118
Глава VI. Пространственно-временные закономерности распределения урана и тория в геологических формациях разных структур земной коры . . . . .		128
	Докембрийские складчатые области (128). Фанерозойские складчатые области (137). Чехлы древних и молодых платформ (146).	
Глава VII. Вертикальная радиогеохимическая зональность земной коры и главнейшие геохимические эпохи накопления радиоактивных элементов . . . . .		166
Глава VIII. Радиоактивность и тепловой режим земной коры . . . . .		178
	Тепловой режим главнейших структур земной коры (179). Генерация радиогенного тепла и его накопление в земной коре и подкорковых зонах (188). Энергетические условия геологического развития земной коры (197)	
Заключение . . . . .		205
Список литературы . . . . .		207
Предметный указатель . . . . .		229
		231

АНАТОЛИЙ АНДРЕЕВИЧ СМЫСЛОВ

**УРАН И ТОРИЙ  
В ЗЕМНОЙ КОРЕ**

Редактор издательства Л. Г. Ермолаева.  
Внешнее оформление художника Ю. И. Прошлецова.

Технический редактор И. Г. Сидорова.  
Корректор Р. С. Янбекова.

Сдано в набор 5/VI 1974 г.

Подписано к печати 12/XI 1974 г.

М-26108. Формат 60×90<sup>1/16</sup>. Печ. л. 14<sup>1/2</sup>.  
Уч.-изд. л. 15,73. Бумага № 1. Тираж 2500 экз.  
Заказ 1051/293. Цена 1 р. 83 к.

Издательство «Недра».

Ленинградское отделение.

193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12.  
Ленинградская типография № 6 Союзполиграфпрома при Государственном комитете  
Совета Министров СССР по делам издательств,  
полиграфии и книжной торговли.  
196006, Ленинград, Московский пр., 91.



18430

• НЕДРА •