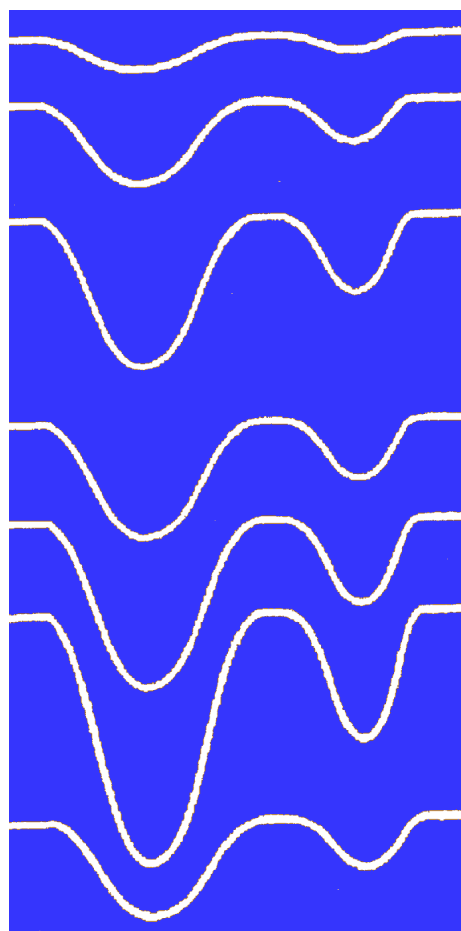


В.В.Гордиенко, В.Н.Тарасов

**СОВРЕМЕННАЯ АКТИВИЗАЦИЯ
И ИЗОТОПИЯ ГЕЛИЯ
ТЕРРИТОРИИ УКРАИНЫ**



Введение

Национальная Академия наук Украины

Институт геофизики им. С.И.Субботина

В.В.Гордиенко, В.Н.Тарасов

**Современная активизация и изотопия гелия
территории Украины**

**“Знання”
2001**

УДК 550. 83

Рецензенты:
О.Б.Гинтов, В.А.Шумлянский

**Печатается по решению Ученого Совета Института геофизики им. С.И.Субботина
НАН Украины**

В.В.Гордиенко, В.М.Тарасов Современная активизация и изотопия гелия территории Украины. - К.: Знання, 2001. - 100 с., 26 ил. - Библиогр. - С. 95-100. - Рус.

В монографии рассмотрены геофизические и геологические данные о своеобразном глубинный процесс - современную активизацию на территории Украины и некоторых сопредельных регионов: тепловые, геоэлектрические и сейсмологические модели недр, амплитуды движений поверхности за последние 5 млн. Лет и местные землетрясения, другие признаки активизации. Определенная незначительная информативность геологических признаков современной активизации и необходимость применения дополнительных средств ее исследования. Доказано пригодность для этого изучения изотопии гелия, рассмотрены результаты соответствующих исследований на территории Украины. Продемонстрирована соответствие аномалий изотопного отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ зонам современной активизации в Украине и за ее пределами. Определены перспективы развития метода и привлечение других геохимических данных к диагностированию современной активизации.

Предназначена для геофизиков и геологов, работающих в области региональных и локальных исследований как в Украине, так и за ее пределами.

Содержание

Введение	5
Глава 1. Зоны современной активизации территории Украины	10
1.1.Геотермические данные	10
1.2. Геоэлектрические данные	16
1.3.Сейсмологические данные	22
1.4.Гравиметрические данные	25
1.5.Магнитометрические данные	26
1.6.Геологические признаки современной активизации в Украине	27
Глава 2. Изотопия гелия - описание метода	32
2.1.Общие положения	32
2.2.История становления метода	33
2.3.Техника и методика опробования	36
2.4. Обработка результатов	38
2.5. Интерпретация результатов	43
Глава 3. Применимость изотопии гелия для диагностики процессов в зонах молодой активизации	55
3.1.Малый Кавказ	55
3.2.Центральный Французский массив	59
3.3. Восточные Карпаты	60
3.4. Предкавказье	62
Глава 4. Изучение изотопии гелия в Украине	64
4.1.Обобщение данных предыдущих исследований	64
4.2.Результаты новых исследований	71
Глава 5. Изотопные аномалии и зоны современной активизации территории Украины	85
5.1.Изотопия гелия и тепловой поток	85
5.2. Изотопия гелия в зонах активизации на докембрийской платформе	86
5.3. Изотопия гелия в зонах активизации молодых платформ	88
5.4.Изотопия гелия и гидрохимическая инверсия	89
5.5.Изотопия гелия и нефтегазоносность	91
Заключение	94
Литература	96

Contents

Introduction	5
Chapter 1. Zones of recent activation of the Ukraine	10
1.1. Geothermal data	10
1.2. Geoelectrical data	16
1.3. Seismological data	22
1.4. Gravimetric data	25
1.5. Magnetometric data	26
1.6. Geological signs of recent activation in the Ukraine	27
Chapter 2. Helium isotopism - description of the method	32
2.1. General statement	32
2.2. The history of the method formation	33
2.3. Techniques and method of testing	36
2.4. Processing of the results	38
2.5. Interpretation of the results	43
Chapter 3. Applicability of Helium isotopism of diagnostics of processes in recent activation zones	55
3.1. Minor Caucasus	55
3.2. Central French Massif	59
3.3. Transcarpathian trough	60
3.4. Cis-Caucasus	62
Chapter 4. Studies of Helium isotopism in the Ukraine	64
4.1. Generalization of previous data	64
4.2. The results of new researches	71
Chapter 5. Helium isotopic anomalies and recent activation zones in the Ukraine	85
5.1. Helium isotopism and heat flow	85
5.2. Helium isotopism in activation zones on the Precambrian platform	86
5.3. Helium isotopism in activation zones of young platforms	88
5.4. Helium isotopism and hydrochemical inversion	89
5.5. Helium isotopism and oil and gas potential	91
Conclusion	94
References	96

Введение

Периоды тектонической активизации широко представлены в геологической истории Земли. Если рассматривать только фанерозой, когда активные события происходили по сценарию, близкому к современному, можно выделить несколько длительных эпох геосинклинальной, рифтовой и орогенной активизации на континентах [6, 17-19, 36, 58, 59 67, 72-74, 92, и др.]. Они разделены периодами относительного тектонического покоя длительностью порядка сотни миллионов лет. В эти периоды отсутствовали массовые, распространенные на всех или на большинстве континентов активные события, что не исключало их проявления в более локальном масштабе.

По многим геологическим и геофизическим данным можно заключить, что современность является периодом действия одной из активизаций на континентах и океанах. Трудно сказать, представляет ли она собой продолжение общепризнанного альпийского периода или самостоятельное явление, но есть ряд признаков (например, наложение молодых активных событий на структуры альпийских геосинклиналей, лишь частично наследующих их структурный план и выходящих за пределы геосинклиналей), позволяющих считать более вероятным последний вариант. В качестве примеров подобного развития событий можно указать неоген-четвертичный магматизм, известный в пределах Паннонского срединного массива и Закарпатского прогиба Карпато-Динаридской альпийской геосинклинали. Он приурочен к структурным линиям, секущим альпийские, и продолжается (с сохранением состава и возраста) на докембрийской глыбе Чешского массива и в герцинских структурах Рудных гор за пределами альпийской геосинклинали. Магматические проявления Транскавказской зоны активизации обнаруживаются южнее альпид Малого Кавказа, в пределах самого Малого Кавказа, на докембрийской Грузинской глыбе, в альпидах и активизированных герцинидах Большого Кавказа, на эпигерцинской Скифской плите Предкавказья (Кавминводская группа интрузий и, возможно, Ставропольское поднятие) [18, 58, 73].

Значимость указанного процесса признается многими исследователями. В некоторых работах им приписывается чрезвычайный характер [67 и др.]. “Мы живем в эпоху, отвечающую начальному образованию разломов и грабенов...Наша эпоха отвечает также моменту начала (или его приближения) очередного импульса покровнобазальтового вулканизма...Если человек будет и далее допускать, что происходящее сейчас на планете ... является обычным.... без особых опасностей для развития Homo sapiens,... очередной катастрофический базальтовый импульс окажется еще более неожиданным. Следует заранее искать как возможные области, так и возможные признаки начальной фазы такого импульса“ [67]. Не разделяя полностью драматичности описанной автором ситуации, не ожидая планетарной катастрофы в масштабах времени, характерных для истории человечества, следует признать, что геофизические данные последних лет во многих районах отмечают появление признаков активизации с возрастом в первые миллионы, сотни и даже десятки тысяч лет. Их изучение представляется актуальной задачей не только для более полного представления о глубинных процессах в тектоносфере Земли, но и с экологической точки зрения.

Интерес к изучению зон современной активизации на континентах и, в частности, на территории Украины, возник как закономерный результат исследований тектоносферы, в течение многих лет проводимых в отделе тектоносферы Института геофизики НАНУ. В процессе построения комплексных геофизических и геодинамических моделей тектоносферы различных регионов Евразии и некоторых фрагментов океанов обнаружилась необходимость введения в

рассмотрение объектов, возникающих в ходе очень молодых глубинных процессов - часто возрастом в первые миллионы лет [17-19, 35, 36, 45 и др.]. Они играли существенную роль в объяснении теплового режима, магматизма, сейсмичности.

При исследовании подобных зон не нарушался общий принцип, принятый при построении указанных моделей. В его основу было положено установление факта наличия активного процесса и его характера (типа эндогенного режима) по геологическим данным. По этим сведениям подбирался вариант используемой авторами гипотезы адвекционно-полиморфного процесса, строилась модель тепломассопереноса для принятого возраста и геометрии охваченного активизацией региона на всю мощность тектоносферы (коры и верхней мантии). В соответствии с моделью распределялись физические свойства вещества тектоносферы. Часть возникших прогнозных аномалий свойств контролировалась непосредственно геофизическими методами, позволяющими сравнительно полное решение обратной задачи (зоны пониженного электрического сопротивления и скорости сейсмических волн сопоставлялись с результатами интерпретации данных глубинной геоэлектрики и сейсмологии). Для других аномалий решались прямые задачи, результаты сравнивались по специальной методике с наблюдаемыми физическими полями: по тепловой модели рассчитывался и сопоставлялся с наблюдаемым тепловым поток, по плотностной - гравитационное поле (практически - мантийная аномалия гравитационного поля), по магнитной - магнитное поле. Последняя операция из-за ограниченной глубины магнитоактивных объектов и большой изменчивости намагниченности пород нижней коры играла подчиненную роль. Применялась и разнообразная геологическая информация, в частности, сведения о РТ-условиях образования пород, образцы которых выносились на поверхность в качестве глубинных ксенолитов, рассматривались как геотермометры, контролирующие тепловую модель.

Используемыми методами удалось достичь согласования гипотетических глубинных механизмов с геолого-геофизическими данными во многих районах молодой активизации. Однако вполне очевидно, что должны существовать обстоятельства, при которых использованный подход неприменим. В случае очень молодого глубинного процесса вскоре после его начала геологические события в приповерхностной зоне, где они непосредственно могут наблюдаться, будут невыразительными или просто отсутствовать. Тогда нет возможности установить по ним факт активизации и тип эндогенного режима. Установленные в регионе аномалии физических полей придется анализировать без достоверной предварительной модели.

Может сложиться и ситуация, при которой нельзя выбрать район для постановки глубинных геофизических исследований, направленных на выявление и изучение зоны молодой активизации. В настоящее время для первоначального выделения таких зон используются аномалии теплового потока. В их пределах проводятся специальные глубинные геоэлектрические и сейсмологические работы. Такой подход возможен только на территориях, где достаточно детально изучен тепловой поток (ТП). Для Украины (хотя и не во всех частях ее территории) это требование выполнимо [8-11, 26, 32, 34-36, 39-41, 47]. Но легко представить ситуацию еще более молодого глубинного процесса, чем тот, который успел создать заметную аномалию ТП через поверхность. Без нее диагностика зоны такой (современной) активизации становится совсем проблематичной.

Приведенные соображения привели к поискам метода, который мог бы расширить используемый комплекс именно при поисках зон молодой активизации. Он должен обеспечивать их независимое обнаружение сразу после начала глубинного процесса. Предполагается, что речь идет именно о новом процессе, а не о продолжении какого-то старого в настоящее время. В этом случае ему обязательно должны отвечать какие-то события тепломассопереноса в мантии. Желательно, чтобы новый метод мог

диагностировать (поскольку речь идет о наблюдениях на поверхности) установление коро-мантийных связей.

Сформулированным требованиям отвечает изучение изотопии гелия. Резкие различия изотопного состава корового и мантийного газа позволяют достоверно диагностировать появление в приповерхностных пробах мантийной составляющей газа [26, 68-71, 77, 78, 81, 82, 100-102]. Огромная проникающая способность Не обеспечивает поступление его на поверхность сразу после выноса вместе с глубинным мантийным веществом под кору. Инертность газа создает хорошие предпосылки для малой контаминации породами промежуточного слоя.

Результатам реализации этой идеи в условиях Украины и посвящена данная работа.

Ее целью является рассмотрение попытки применения изотопии гелия в комплексе уже используемых геолого-геофизических методов для создания методики “ранней диагностики” зон молодой активизации. Перед проведением достаточно трудоемких исследований изотопии гелия в масштабах Украины необходимо было решить следующие задачи:

1. Убедиться, что предложенный метод “срабатывает”.
2. В короткий срок провести экспериментальные исследования на большой территории.
3. Сформировать обоснованные представления о фоне и аномалиях.
4. Разработать методику обработки и качественной комплексной интерпретации результатов применительно к изучаемой территории и сделать соответствующие выводы.
5. Наметить переход от изучения изотопии гелия к менее трудоемким и дорогостоящим исследованиям, обеспечивающим решение тех же задач.

Первоначально следовало изучить ситуацию в регионах, где присутствуют явные геологические признаки современной глубинной активизации, геофизические аномалии и изучена изотопия гелия [87, 88]. Совпадение всех трех критериев позволяло бы надеяться на обнаружение двух последних совместно при отсутствии первого и, в перспективе, при достаточно полной изученности всей территории Украины, на самостоятельное обнаружение активизированных регионов по аномалиям изотопии гелия. Естественно, речь идет не о методе изучения изотопии гелия, в развитие которого работа авторов вносит лишь очень скромный вклад, а о приложении общего метода к конкретной цели. Некоторые ранее устоявшиеся представления в истолковании аномалий изотопии гелия необходимо было специально рассмотреть с точки зрения их достоверности и применимости, следовало сформулировать и решить частные задачи обработки и анализа результатов применительно к изучаемой территории. Но самая главная трудность состояла в необходимости в короткий срок провести экспериментальные исследования в разных регионах Украины. Конечно, от начального этапа работ, отражающего по сути становление метода, нельзя требовать изученности всей ее территории. Однако для достоверных, пусть и предварительных, выводов о применимости метода необходимо было выполнить наблюдения по крайней мере в большинстве тектонических единиц. По истории геологического развития они довольно разнообразны (рис. 1).

Территория Украины [5, 17, 58, 59, 73-75, 92 и др.] занимает платформенные области, среди которых выделяются: древняя (дорифейская) Восточно-Европейская платформа (охватывает большую часть территории Украины и Молдовы); молодая Западно-Европейская платформа с байкальским (Росточская зона) и каледонским (Рава-Русская зона) складчатым основанием и Центральноевразийская (Скифская плита и Донбасс) платформа с байкальско-варисско-киммерийским возрастом фундамента. На западе и юго-западе Украины представлена система складчатых сооружений Карпат, входящих в состав северной ветви альпийского пояса Евразии. На

юге эта ветвь охватывает киммериды Крыма и альпийские складчатые комплексы его восточного погружения (южная часть Керченского полуострова и Индоло-Кубанский прогиб) (рис. 1).

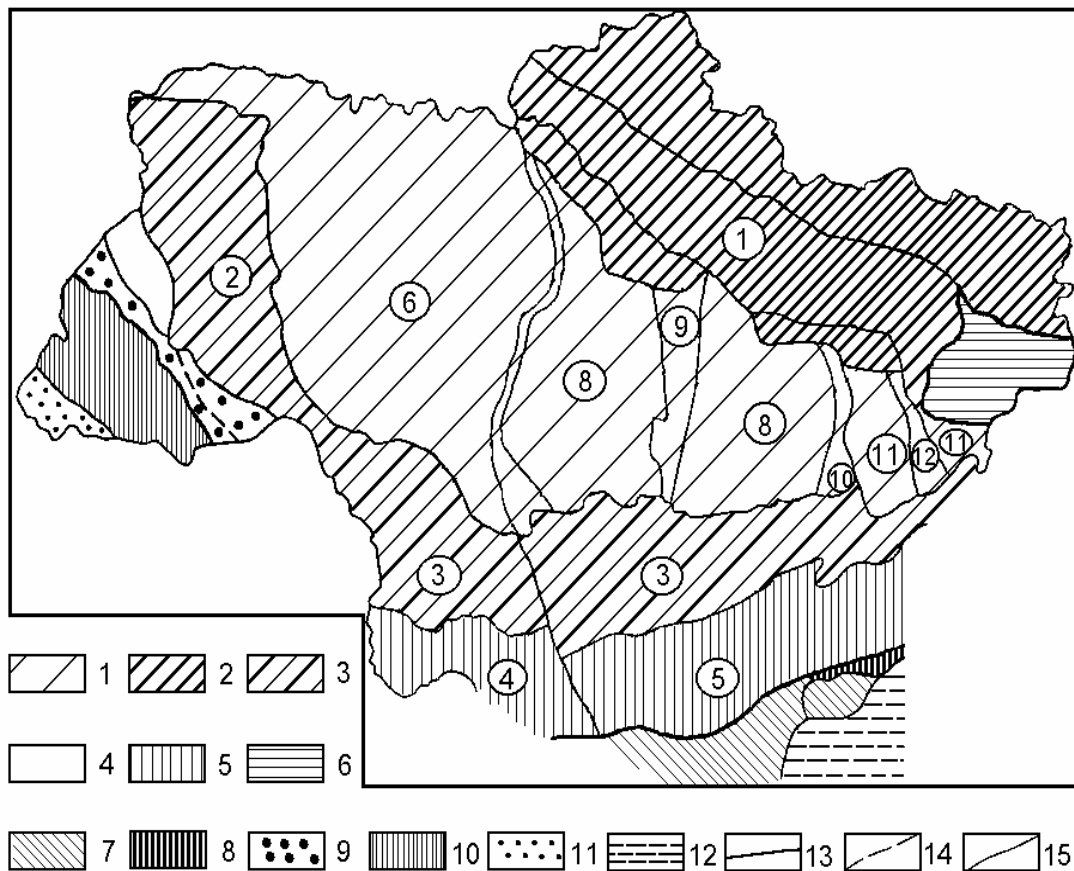


Рис. 1. Схема тектонического районирования Украины.

Платформенные области: 1-3 - Восточно-Европейская: 1 - Украинский щит; плиты: 2 - Русская, 3 - Вольно-Азовская, 4 - Западно-Европейская, 5 - Скифская; складчатые сооружения: 6 - варисские (Донбасс); киммерийско-альпийские: 7 - Горнокрымское, 8 - восточное продолжение Горнокрымского складчато-блокового сооружения, 9 - Предкарпатский прогиб (на платформенном основании), 10 - Складчатые Карпаты, 11 - Закарпатский прогиб; 12 - Черноморская глубокоководная впадина; 13 - граница платформенных и складчатых областей; 14 - граница Восточно-Европейской платформы под Предкарпатским прогибом; 15 - прочие границы. Цифры в кружках: 1 - Днепровско -Донецкий авлакоген; 2-3 - Вольно-Азовская плита; 2 - юго-западная окраина (Вольно-Подольская плита), 3 - южная окраина (Южно-Украинская моноклиналь); 4-5 - Скифская плита; 4 - Западный сегмент, 5 - Центральный сегмент; 6-12 - блоки и шовные зоны Украинского щита: 6 - Вольно-Подольский, 7 - Голованевская, 8 - Центрально-Украинский (Кировоградский и Приднепровский), 9 - Западно-Ингулецкая, 10 - Орехово-Павлоградская, 11 - Приазовский, 12 - Центрально-Приазовская.

Платформы и складчатые области разграничены глубинными разломами древнего заложения и длительного развития. Юго-западная граница докембрийской платформы продолжает намеченную в Центральной Европе линию Тейссейре-Торнквиста и представлена Добруджско-Североморским линеamentом, сопровождаемым на всем протяжении каледонско-герцинскими складчатыми зонами. Южная граница проходит

севернее варисцид Донбасса, по Каркинитско-Северо-Крымскому прогибу, Чадырлунгскому разлому.

Существенно помогло в решении задачи изучения изотопии гелия в Украине и соседних регионах России, Беларуси, Молдовы то обстоятельство, что здесь в течении многих лет с разными целями оно проводилось разными организациями [29, 30, 50, 55, 77, 80, 84, 90, 91 и др.]. Накопленная информация (к сожалению, не лишенная недостатков, присущих работам по изотопии гелия начального периода) составила основу банка данных, пополнение которого позволило хотя бы предварительно характеризовать региональные вариации изотопии гелия в Украине.

Исследование изотопии гелия в качестве компонента геолого-геофизического комплекса кроме достоинств обладает и существенными недостатками. Очевидно, что за некоторым пределом трудно достичь дальнейшего сгущения сети наблюдений. Это становится особенно актуальным, когда создается впечатление привязки аномалий к зонам разломов, т.е. распространения следов мантийного гелия только в пределах узких полос. Второй серьезный недостаток метода - сложность и дороговизна лабораторных исследований, использующих масс-спектрометр. Поэтому одной из целей работы было наметить, хотя бы в виде гипотетической возможности, переход от изучения изотопии гелия к исследованиям, обеспечивающим решение тех же задач, но менее трудоемким и дорогостоящим. Возможно, в процессе такой подмены пришлось бы пожертвовать универсальностью изотопии гелия. Подход к решению указанной задачи, пока в фрагментарном виде, удалось нащупать в виде использования данных о своеобразном химизме подземных вод в некоторых зонах современной активизации, о гидрохимической инверсии и т.п. [56, 65, 66 и др.].

Говоря о будущем метода, следует упомянуть тот факт, что зоны молодой активизации (и, соответственно, изучающий их комплекс методов, включающий изотопию гелия), представляют значительный интерес при региональном сейсмическом районировании, в нефтегазопроисковом смысле и пр.. В настоящее время эта тема еще практически не разрабатывалась, но ее перспективность для Украины очевидна.

Глава 1. Зоны современной активизации территории Украины

Как отмечалось во Введении задача выделения зон молодой активизации довольно сложна и исследуется лишь в последние годы. Комплекс геолого-геофизических методов, применяемый для ее решения, сравнительно нов и не является общеупотребительным. Поэтому есть смысл сравнительно подробно рассмотреть используемые подходы в каждом из методов глубинной геофизики, который привлекается к решению задачи. Параллельно рассмотрим и немногочисленные геологические признаки современной активизации на территории Украины.

1.1. Геотермические данные.

Территория Украины - наиболее изученный по тепловому потоку регион Земли такого размера. В течение 35 лет здесь проводились исследования ТП в основном силами сотрудников Института геофизики НАНУ, результаты которых позволили создать сеть, включающую примерно 8500 единичных определений теплового потока (на территории всей остальной Европы - примерно 3500) [17, 32, 34, 38-41, 44, 47 и др.]. К сожалению, она крайне неравномерна: наряду с регионами (Донбасс, центральная часть УЩ, значительные территории в Крыму, ДДВ, Закарпатье), где могут быть построены карты масштаба 1 : 500 000 и детальнее, встречаются и территории, где на площади около 10 000 км² вообще нет определений ТП. Соответственно, здесь невозможно выявление по тепловому полю зон современной активизации, размер которых может быть и меньше.

Важной особенностью современного состояния геотермических исследований Украины является повсеместное введение поправок к измеренной величине теплового потока, которые позволяют хотя бы в первом приближении избавиться от влияния на изучаемый параметр приповерхностных факторов [40, 42 и др.]. Эта процедура имеет особое значение при определении ТП в неглубоких скважинах, где отличия наблюдаемого теплового потока от глубинного (исправленного) часто достигает многих десятков процентов.

При исправлении значений ТП учитывались: палеоклимат, перетоки подземных вод с вертикальной составляющей, негоризонтальность границ раздела сред с разной теплопроводностью (“подземный рельеф”), влияние молодых надвигов.

Распределение глубинного ТП на территории Украины и Молдовы показано на рис. 2. Очевидно, что в изучаемом регионе распространены значительные площади с фоновым значением теплового потока и разнообразные аномалии. Часть из последних явно связана с фанерозойскими геосинклинальными процессами, которые еще не завершились в Карпатско-Динаридской области (возраст складчатости - 25 млн. лет), сравнительно недавно происходили в киммерийской геосинклинали части Скифской плиты (возраст складчатости - около 150 млн. лет). Не исключено, что некоторое влияние на современное тепловое поле у поверхности Земли оказывают и процессы в герцинской геосинклинали Донбасса (возраст складчатости - около 250 млн. лет). Расчеты, проведенные для источников тепла, отвечающих глубинным процессам в тектоносфере геосинклинали согласно адвекционно-полиморфной гипотезе [36 и др.], показали, что ими вполне можно объяснить аномальную величину теплового потока в части указанных регионов. Но остаются и заметные возмущения, которые нуждаются в дополнительных источниках тепла.

Для их анализа необходимо представить величину погрешности значений ТП, использованных при составлении карты теплового потока Украины и Молдовы (рис. 2). Погрешность связана не только с инструментальными и методическими ошибками определения геотермического градиента и теплопроводности горных пород, но и такими трудноучитываемыми факторами как представительность коллекции

использованных образцов пород, неточности внесения поправок и пр.. Поэтому рациональным представлялось ее определение как среднего отклонения от среднего значения в группе ТП, установленных на незначительном расстоянии один от другого вне ярких локальных аномалий, особенно в случаях, когда ТП определялись с использованием разных методик.

Отклонение от среднего значения в пунктах многократных определений (ΔTP) составляет в среднем по территории $2,5 \text{ мВт/м}^2$. В регионах с высоким тепловым потоком (Закарпатский прогиб) - $\Delta TP = 4,1$. Поскольку на карту ТП выносятся осредненные в пунктах значения (их на всей территории оказывается около 2500), погрешность сокращается до $1,5\text{--}2 \text{ мВт/м}^2$, в районах с максимальным ТП - до $3,3 \text{ мВт/м}^2$. Изолинии на карте могут быть проведены через 10 мВт/м^2 .

Средние фоновые и аномальные величины в регионах составляют (в перечне сохранена нумерация регионов в соответствии с представленной на рис. 1 с необходимыми дополнениями): 1. Днепровско-Донецкая впадина - 45 ± 5 ; $52,5 \pm 4,5$; 1а. Донбасс и переходная зона между ним и Днепровско-Донецкой впадиной - $50 \pm 6,1$; $64 \pm 5,7$; Волыно-Подольская и Молдавская плиты - $47,5 \pm 7$; $62,5 \pm 7$; 3. Южноукраинская моноклинал - $51 \pm 4,5$; $64,5 \pm 4$; 4. Северная Добруджа - $62,5 \pm 5$. 4а. Придобруджинский прогиб - $52,5 \pm 7,2$; 64 ± 9 ; 5. Крым и прилегающие к нему части Скифской плиты на Черноморско-Азовском шельфе - $60 \pm 8,7$; $77 \pm 11,7$; 6-10. Украинский щит - $45 \pm 6,9$; $63,5 \pm 9$; 11-12. Приазовский массив - 51 ± 4 ; 67 ± 5 ; 13. Западно-Европейская платформа - $61,5 \pm 9,3$; 14. Предкарпатский прогиб - $52,5 \pm 5,9$; $67,5 \pm 7,5$; 15. Складчатые Карпаты - $62,5 \pm 9,2$; 16. Закарпатский прогиб - $92,5 \pm 7,3$; $112,5 \pm 8$; 17. Паннонская впадина - 103 ± 16 ; 18. Воронежский кристаллический массив - 48 ± 5 ;

В регионах 4, 15, 17, 18 нельзя разделить фоновый и аномальный ТП из-за недостатка данных.

Проведенный анализ показывает, что аномалии теплового потока значимой величины (т.е. отличающиеся от фона более чем на удвоенную величину погрешности) присутствуют практически во всех регионах - как на докембрийской платформе так и в пределах фанерозойских геосинклиналей. Возмущения проявляются довольно разнообразно: в большинстве рассматриваемых регионов они представлены сравнительно большими по территории объектами (рис. 2), в ДДВ - это локальные аномалии (ниже будет показано, что наиболее интенсивные аномалии ТП в ДДВ еще меньше, они вообще не видны на приведенной карте). Близкая ситуация - в Придобруджском прогибе и прилегающей части Южноукраинской моноклинали

Достоверно фиксируемые аномалии отличаются от фона на $12\text{--}20 \text{ мВт/м}^2$, если иметь в виду среднее значение ТП в пределах аномалии, ограниченной контуром изолинии 60 мВт/м^2 . В наиболее интенсивных частях превышение над фоном достигает $20\text{--}30 \text{ мВт/м}^2$.

Достаточно хорошо изученными в настоящее время можно считать аномалии (рис. 2): 1 - Яворовскую, 2 - Закарпатскую, 3 - Тернопольскую, 4 - Черновицкую, 5 - Бельцкую, 6 - Ренийскую, 7 - Кировоградскую, 8 - Тарханкутскую, 9 - Новоселовскую, 10 - Южнодонецкую, 11 - Северодонецкую. Между аномалиями 10 и 11 располагается узкое, но длинное и интенсивное возмущение ТП - аномалия Главной антиклинали Донбасса и Нагольного кряжа. У самой северной границы Украины располагается (на территории Беларуси) Припятская аномалия, несколько западнее Бельцкой (в Румынии) - аномалия Бакэу. В центральной части Черного моря выделена аномалия поднятия Андрусова, в восточной части - аномалия поднятия Шатского.

В большей части аномалий степень изученности не позволяет обнаружить какую-либо внутреннюю структуру. Они рассматриваются как возмущения шириной около нескольких десятков - ста километров. При интерпретации их использовались представления об избыточной по сравнению с фоновой радиоактивности пород коры

под ними и о современной активизации, приведшей к подъему под кору и в кору перегретого и частично расплавленного вещества глубоких недр.

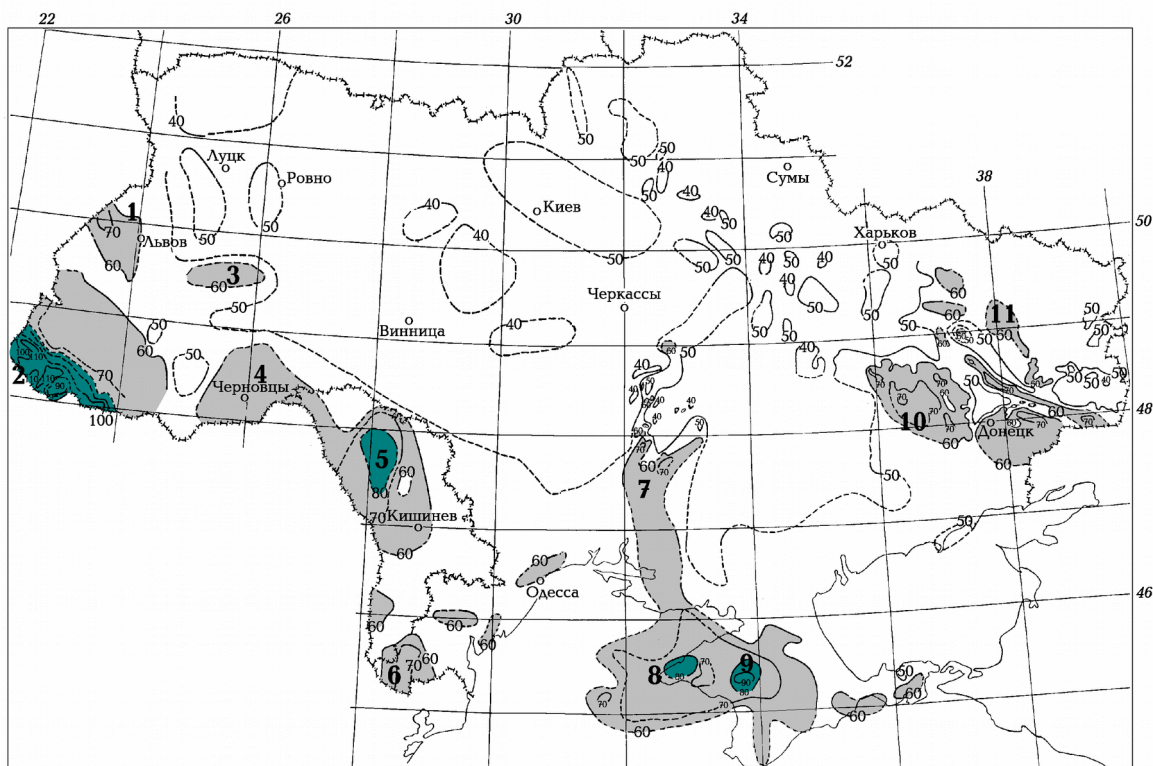


Рис. 2. Карта глубинного теплового потока (в мВт/м²) территории Украины и Молдовы (составили В.В.Гордиенко, И.В.Гордиенко, О.В.Завгородняя, О.В.Усенко). Названия аномалий ТП (цифры) см. в тексте.

Первый вариант источника тепла требовал повышения содержаний радиоактивных элементов во всей коре в 2-2,5 раза или в “гранитном” слое - в 3-5 раз. Поскольку никакой информации о подобных аномалиях радиогенной теплогенерации в геологических данных нет, этот вариант источника был признан нереальным.

Источник тепла, связанный с современным активным процессом в тектоносфере, рассматривался в соответствии с представлениями адвекционно-полиморфной гипотезы [36 и др.]. Предполагалось, что перегретое вещество поступает из нижних горизонтов верхней мантии (220-480 км) под кору, а на его место опускается относительно холодный подкоровый материал или переносится по латерали вещество обширного предварительно сформированного резервуара частично расплавленных пород. Базальтовые выплавки из возникшей подкоровой астеносферы внедряются непосредственно в кору, заменяя в ее нижних горизонтах (45-30 км) половину, а в средней части (от 30 до 10-20 км) - четверть объема. Находившиеся на этих глубинах породы основного состава преобразуются в более плотные эклогиты и опускаются в подкоровую астеносферу...

Оценочные расчеты показали, что подкоровая часть перегретого объекта сейчас не влияет на величину теплового потока: для этого она слишком молода. Начальные температуры аномальных объектов устанавливались исходя из оценок прогрева недр региона, способного к активизации [33, 36 и др.] и различий глубин каждой порции вещества до и после перемещения. При интерпретации подбирались ширина и

возраст коровых внедрений. Оказалось, что они отвечают примерной ширине аномалий на уровне половины интенсивности и 1-5 млн. лет. Предполагая, что возраст мантийной части близок к максимальному возрасту коровых частей, рассчитаны аномальные температуры. Они добавлены к фоновым в каждом регионе и получены тепловые модели недр регионов Украины и Молдовы, представленные в таблице 1 (Т - в °С).

Таблица 1

Регион	Фоновая Т				Аномальная Т			
	5км	25км	50км	75км	5км	25км	50км	75км
6-10	80-90	300-350	450-510	580-630	150-160	700-800	1250-1300	1450-1500
1	120	300-400	450-550	600-650	-	-	-	-
2,3,4a,13	120	400-450	550-600	680-720	170-180	800-850	1200-1300	1400-1500
1a,4,5,16	130-150	490-520	720-730	880-900	200-220	900-950	1400	1600-1650
15	120-160	700	1070	1220	-	-	-	-
16	210	740	1120	1300	270	1000-1050	1400-1450	1650

Очевидно, что несколько другие представления о размерах и аномальной температуре мантийного источника тепла, сформированного адвекцией, приведут к заметно иным результатам расчетов. Более того, контроль полученных моделей данными других методов глубинной геофизики уже привел к необходимости некоторого их пересмотра. Однако для рассматриваемой нами задачи важно только одно обстоятельство: под всеми аномалиями теплового потока, привлеченными к интерпретации, в верхних горизонтах мантии должны располагаться линзы частично расплавленного вещества, везде превышен “сухой” солидус мантийных пород.

В центральной части Украинского щита (восточная половина Кировоградского блока) и на Главной антиклинали Донбасса обнаружены аномалии ТП, которые явно связаны с гораздо более узкими источниками, чем рассмотренные выше. Можно обоснованно предположить, что такова структура и по крайней мере части Южнодонбасской аномалии ТП. При интерпретации этих возмущений нереалистичными оказались и источники тепла, связанные с молодыми вторжениями в кору перегретых пород больших глубин. Подходящим представляется только источник, обусловленный восходящим движением флюидов в узкой зоне разломов, обладающей повышенной проницаемостью.

Оценочные расчеты показали [2 и др.], что необходимая для образования наблюдаемой аномалии скорость движения воды (при реальной пористости, которая на больших глубинах не превышает 1%) должна быть очень велика и отвечать необычно большой для реальной пористости проницаемости среды. Имеющиеся данные позволяют обосновать возможность такого роста проницаемости при прогреве среды и воздействии на нее интенсивных нелигостатических напряжений. Эти факторы характерны именно для зон современной активизации в коре.

Объяснение аномалий достигается при минимальном возрасте циркуляционной ячейки в верхней части разреза (ее подошва располагается на глубине 6-8 км) в 30-40 тыс. лет. В течение сопоставимого срока в нижележащей интрузии при столь интенсивном охлаждении может поддерживаться частичное плавление. Последнее необходимо, так как только при отвечающей ему пониженной вязкости может выноситься к кровле интрузии необходимое для поддержания процесса количество тепла.

Вне проницаемой разломной зоны тепло от глубинных источников еще не достигло

поверхности и не фиксируется аномалиями теплового потока. Тем не менее прогрев больших глубин не вызывает сомнений. Для согласования различных “этажей” тепловой модели оказалось необходимым допустить много более молодой возраст коровых вторжений мантийных выплавок, чем принятый в рассмотренном выше типе аномалий ТП. В средней части коры он определен в 100-200 тыс. лет, в нижней части коры - в 500-700 тыс. лет. Возраст мантийного перегретого объекта при этом может оставаться тем же (около 5 млн. лет), так как его влияние на приповерхностные температуры исчезающе мало.

Тепловые модели, построенные в соответствии с принятыми параметрами источников, обнаруживают очень незначительный рост температуры на глубине первых километров в пределах аномалий ТП (т.е. внутри циркуляционной ячейки). Он составляет 4-5⁰С на глубинах до 4 км, увеличивается до 15-20⁰С на 5 км и только к подошве ячейки вырастает до 100-150⁰С. На больших глубинах температуры в коре несколько выше, чем в рассмотренной первой модели за счет меньшего возраста источников тепла. Они представлены в таблице 2.

Таблица 2.

Регион	Фоновая Т				Аномальная Т			
	5км	25км	50км	75км	5км	25км	50км	75км
6-10	80-90	300-350	450-510	580-630	100-110	800	1300	1500
1a	130-150	490-520	720-730	880-900	150-170	950-1000	1400	1600-1650

Ниже будет рассмотрен вариант последней тепловой модели, отвечающий ситуации, когда циркуляционные ячейки (в активизированной части ДДВ) имеют очень ограниченные размеры и отвечающие им аномалии теплового потока могут быть просто не обнаружены при обычной плотности сети измерений параметра. Тем не менее глубинная тепловая модель в этом случае практически не отличается от представленной в таблице 2 для щита. Разница формируется только различной теплопроводностью пород на глубинах 0-10 км: на УЩ они представлены образованиями сравнительно более высокой теплопроводности, что несколько понижает геотермический градиент при той же величине ТП.

Аномалии ТП, предположительно отвечающие зонам современной активизации на территории Украины, продолжают к северу на территории Польши, Литвы, Швеции, севера России вплоть до Баренцева моря, где также отмечена крупная аномалия теплового потока [35, 36, 99 и др.]. На юг от Украины они прослеживаются вплоть до северных районов Аравийской плиты. Таким образом, намечается Трансевропейская зона активизации длиной более 3000 и шириной более 500 км. Через активные грабены Леванта и Красного моря она непосредственно соединяется с Восточно-Африканской рифтовой системой. Последняя, в свою очередь, по зонам современных поднятий, сейсмичности, аномалиям ТП и электропроводности может быть протянута до южного окончания континента. Создается впечатление, что изучаемые в Украине аномальные зоны - часть глобальной области активизации, сопоставимой по размеру с известной в центре Атлантического океана.

Построенные тепловые модели предполагаемых зон современной активизации, отражающие представления адвекционно-полиморфной гипотезы глубинных процессов, позволяют сформулировать характеристики прогнозных моделей (или эффектов) для других физических полей и некоторых геологических процессов. Сопоставление их с независимо получаемыми данными даст возможность проконтролировать правильность гипотезы.

1. Зоны частичного плавления в коре и верхней мантии должны отражаться слоями пониженного удельного электрического сопротивления (у.э.с., ρ). Прогнозная степень частичного плавления (превышение солидуса) в мантии (на глубинах 50-100 км) позволяет ожидать в этих слоях суммарной продольной проводимости (S) на уровне 500-2000 См. Исключением должен быть только частично расплавленный объект под Закарпатской зоной активизации, созданный астеносферой Карпато-Динаридской геосинклинали. Влияние современной активизации может лишь несколько сократить характерное для нее значение S (около 6000 См). В коре можно ожидать примерно тех же значений S , что и типичные для мантии, хотя здесь они связаны не столько с проводимостью магмы, сколько с влиянием флюида, образовавшегося при дегидротации частично расплавленных пород. В случае присутствия в коре пород графитсодержащих формаций флюид повышает связность проводящих вставок и величина ρ резко сокращается. В таких ситуациях можно ожидать роста S до 10000-20000 См при небольшой (порядка 10 км) мощности проводника.

2. В тех же интервалах глубин, где предполагается сокращение ρ , должны быть понижены и скорости сейсмических волн. В верхней мантии в слое мощностью в несколько десятков километров следует ожидать скоростной аномалии для продольных сейсмических волн на уровне 0,3-0,4 км/с. В коре аномалии могут быть разного знака, так как в процессе активизации кроме понижения скоростей от прогрева возможно и влияние базификации ее пород.

3. Аномалии у.э.с. и скорости сейсмических волн должны наблюдаться и в нижних горизонтах верхней мантии - в резервуаре, откуда перегретое и частично расплавленное вещество поступало под кору. Согласно представлениям адвекционно-полиморфной гипотезы резервуар должен содержать количество расплавленного вещества, обеспечивающее поднятие под единицей поверхности трех квантов тектонического действия (КТД) [36], аналогичных одному, "всплывшему" под рассмотренными зонами современной активизации. Следует предполагать также, что слой в нижних горизонтах верхней мантии распространен под всей территорией Трансъевропейской зоны, т.е. в 2-3 раза превосходит площадь выявленных аномалий ТП. Таким образом, вынос вещества вверх не мог существенно изменить условия в резервуаре и здесь можно ожидать значений S в несколько раз больше, чем под корой (за счет большой мощности слоя частичного плавления) и аномалий скорости, отвечающих минимальной степени плавления - до 0,2 км/с для поперечных сейсмических волн.

4. Процесс рифтогенеза, с первой стадией которого отождествляется согласно представлениям адвекционно-полиморфной гипотезы современная активизация, часто сопровождается сокращением мощности коры. Это - не обязательный эффект, встречаются районы современных рифтов (в частности, в Восточно-Африканской рифтовой системе), где он отсутствует, но в некоторых зонах он должен наблюдаться.

5. Перегрев и частичное плавление пород мантии в интервале глубин 50-100 км должны приводить к разуплотнению и, соответственно, формированию отрицательных мантийных аномалий. Оценка их интенсивности для реальных размеров зон показала, что эффекты, связанные с собственно зонами активизации, должны достигать 20-30 мГл. В ряде районов (Карпатах, Донбассе, на Скифской плите, в Черном море) с ними суммируются эффекты, вызванные разуплотнением в недрах геосинклиналей и других ранее активизированных регионов. Поэтому мантийные гравитационные аномалии резко увеличиваются.

6. В недрах зон современной активизации прогрев коры приводит к существенному подъему изотермы Кюри магнетита (от обычных 40-60 км до 20-25 км). Соответственно, в этих зонах не должны возникать положительные

региональные аномалии магнитного поля, которые по общему признанию формируются источниками на глубина 20-40 км.

7. Геологические процессы, проявления которых можно наблюдать на поверхности, в зонах современной активизации, прогнозировать довольно сложно. В соответствии с триадой Клооса - “поднятие, раскалывание, магматизм” - для первой стадии рифтогенеза должны быть характерны весьма бурные события. Не исключено, что время для них еще не пришло. Вертикальные перемещения поверхности от разогрева недр вполне могут компенсироваться сокращением мощности коры и уплотнением ее при базификации. Раскалывание может заместиться “оживлением” старых разломов, проявляющимся в их повышенной проницаемости и выведении в приповерхностный слой глубинных флюидов. Расчеты показывают, что большая часть тепловых моделей (за исключением, возможно, самых молодых) соответствует изменению температур в окрестностях источников тепла, которые способны создавать термоупругие напряжения, достаточные для заметной сейсмичности [36 и др.].

Проведенные в последние годы глубинные геофизические исследования территории Украины дают достаточный материал для проверки сформулированных прогнозов.

1.2. Геоэлектрические данные

Глубинные геоэлектрические исследования выполнены на всех аномалиях ТП Украины, предположительно связанных с зонами современной активизации [8-14, 16, 17, 26, 35, 36, 61, 85 и др.], а также на некоторых аномалиях Беларуси, Молдовы, Польши, Литвы. В целом прогнозные параметры геоэлектрического разреза тектоносферы подтверждены.

В настоящее время геоэлектрические модели изучаемых регионов построены на основе хорошо разработанного аппарата двумерного моделирования. Однако реальные электромагнитные данные свидетельствуют о существенно трехмерном характере аномальных структур. В особенно сложных случаях полученные модели только на качественном уровне описывают геоэлектрические разрезы. Поэтому для сложных коровых объектов ряда аномалий построены пленочные квазитрехмерные модели [9,10,26 и др.].

Территория Украины характеризуется высокой степенью изученности глубинными геоэлектрическими методами. Региональные магнитотеллурические зондирования выполнены (Центральной экспедицией - под руководством А.И. Ингерова и Комплексной геофизической экспедицией ПГО “Севукргеология” - под руководством В.И. Трегубенко) более чем в 3000 пунктах наблюдений. Институтом геофизики НАН Украины (Т.К. Бурахович, С.Н. Кулик, И.М. Логвинов) выполнены глубинные МТЗ (ГМТЗ) более, чем в 60 пунктах и в более чем в 350 пунктах получены магнитовариационные параметры по данным МВП.

На основании проведенных геоэлектрических исследований в Украине были обнаружены аномальные объекты повышенной электропроводности, расположенные на различных глубинах в земной коре и верхней мантии. Аномалии электропроводности можно разбить на два основных типа: I - области повышенной электропроводности, связанные с особым составом пород земной коры, II - аномалии регионов, характеризующихся повышенным ТП, в мантии которых можно ожидать появления флюидов или частично расплавленных пород (рис. 4).

К I типу относятся геоэлектрические аномалии Приазовская (9 на рис. 4), Гайворон-Добровеличковская, Волынская (2), Коростенская (5). Для целей данной работы они не представляют интереса.

Ко II типу относятся аномалии электропроводности: Припятская, Яворовская (1), Тернопольская, Черновицкая (4), Ренийская (6), Тарханкутская (11), Новоселовская (10), Карпатская (3) (характеризующая Карпатско-Динаридскую геосинклиналь в

целом, в ее пределах отдельным элементов со своеобразными параметрами выделена аномалия Закарпатской зоны активизации), Бельцкая, Кировоградская, Донецкая, Днепроовско-Донецкая. Рассмотрим полученные данные на докембрийской платформе и в пределах фанерозойских геосинклиналей.

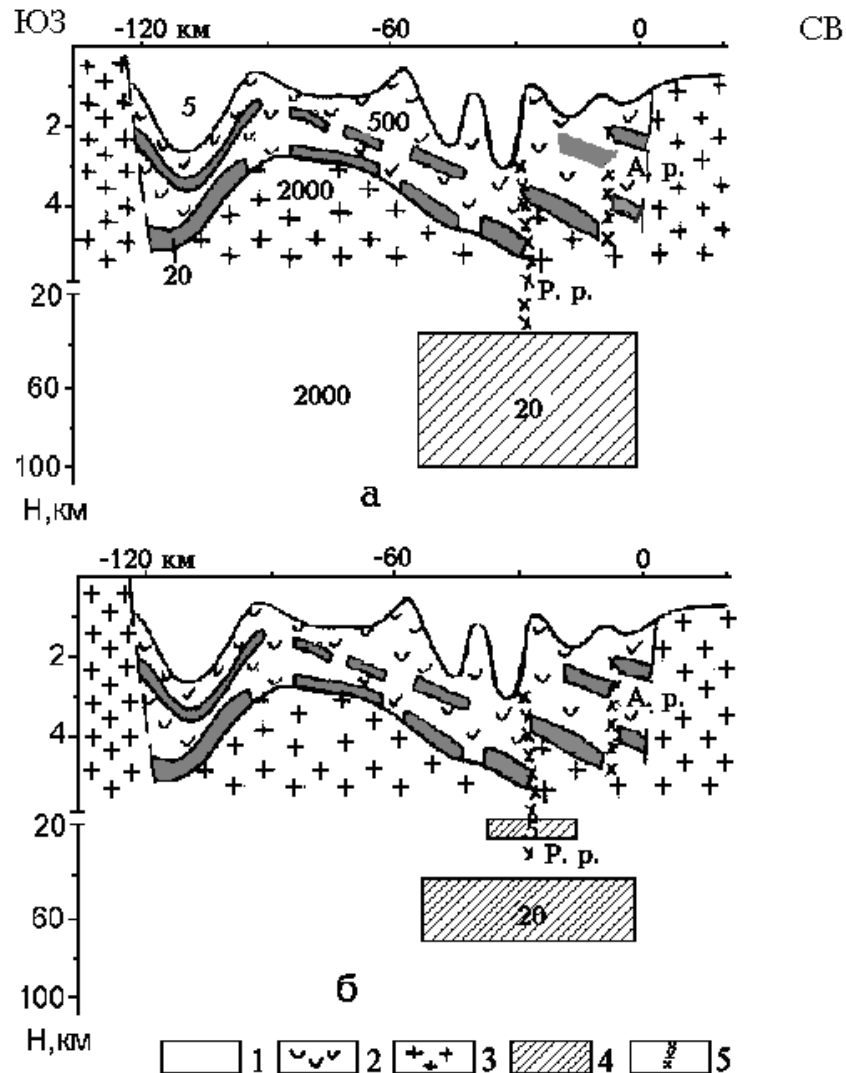


Рис. 3. Глубинная геоэлектрическая модель тектоносферы Припятского прогиба [14].

Значения удельного электрического сопротивления в Ом·м. 1 - проводящие осадочные породы; 2 - соленосные отложения; 3 - породы консолидированной земной коры; 4 - аномальные области в земной коре и верхней мантии; 5 - разломы (Р.р. - Речицкий, А.р. - Александровский); а - модель с одним проводящим объектом в земной коре и верхней мантии, б - модель с двумя проводящими объектами.

В земной коре и верхней мантии северной части Припятского прогиба обнаружены проводящие объекты. В рамках эквивалентности получены два варианта моделей, удовлетворяющих наблюдаемым данным. Их объединяет наличие электропроводящего канала, соответствующего Речицкому глубинному разлому. Отличие состоит в геометрии глубинного проводника. В первом случае в интервале глубин 30-100 км присутствует объект с суммарной продольной проводимостью 3500 См, во втором он представлен двумя проводниками на глубинах 20-30 и 50-100 км с $S=2000$ и 2500 См соответственно (рис. 3) [14].

На территории Прикарпатья выделены Яворовская, Тернопольская и Черновицкая аномалии электропроводности [10 и др.]. Первая и третья аномалии обусловлены сложными объектами, расположенными в зоне перехода от “горячего” геоэлектрического разреза под Паннонским бассейном и Складчатыми Карпатами к “холодному” разрезу Восточно-Европейской платформы.

Модель Яворовской аномалии характеризуется коровым проводником, кровля которого изменяется по глубине с запада на восток от 20 до 26 км, с суммарной продольной проводимостью 2000 См. Наблюденные данные нельзя объяснить, не введя в модель более глубинный проводник в интервале 50-100 км с $S=700$ См. Параметры мантийного проводника по имеющимся данным трудно установить с большей определенностью. Неясно также, соединяется ли он с астеносферой Паннонии.

В разрезе Черновицкой аномалии ТП выделяется проводящий объект на глубине более 50 км ($S=2000$ См), гальванически связанный с проводящими осадками системой глубинных разломов - Подольским и Предкарпатским. На западе проводник может соединяться с астеносферой Паннонии, на востоке и юге его ограничение установлено пока с небольшой достоверностью [10 и др.].

В районе Тернопольской аномалии ТП к настоящему времени проведены лишь предварительные исследования: только один пункт ГМТЗ попал в пределы аномалии. Но и здесь очевидно наличие проводника в верхних горизонтах верхней мантии (примерно на глубинах 50-100 км) с величиной S около 500-1000 См.

В южной части Волыно-Подольской плиты (в Молдове) изучена Бельцкая аномалия электропроводности [11 и др.]. Здесь под аномалией ТП обнаружен проводящий объект в верхней мантии (примерно на глубинах 60-120 км) с величиной S около 3000 См.

Несколько подробнее следует рассмотреть три сложных проводящих объекта - Кировоградской, Донецкой (рис. 4) и Крымской (включающей Тарханкутскую и Новоселовскую) аномалий электропроводности, где были построены квазитрехмерные модели в земной коре, основанные на представлении геоэлектрического разреза как суммы нормальной горизонтально слоистой среды и аномальной электропроводящей структуры, характеризующейся только суммарной продольной проводимостью (так называемая S -пленка) [9, 26 и др.]. Исходными послужили индукционные параметры магнитной составляющей естественного переменного электромагнитного поля Земли в обычном для магнитотеллурики диапазоне периодов. Эти данные, не подверженные shift-эффекту, дали возможность выделить области повышенной электропроводности и оценить их S . Однако, применяемая методика не давала возможности оценивать глубины залегания проводящих горизонтов, их мощности и удельную электрическую проводимость. Для этого были использованы данные МТЗ, электрическая компонента поля МТ и аппарат двумерного моделирования, чтобы можно было построить геоэлектрические разрезы вдоль изучаемых профилей, которые проходят по или параллельно геотраверсам V, VI и VIII [63, 64 и др.] (рис. 4).

В центральной части УЩ в течение многих лет исследовалась Кировоградская аномалия электропроводности в коре [9, 12, 26, 61 и др.]. В настоящее время она представляется объектом с величиной S до 10-20 тыс. См на глубинах 10-30 км (со значительными вариациями по простиранию) длиной не менее 700 км. Одного расплава и дегидротации коровых пород не достаточно для объяснения такой величины S (тем более, что значительная часть проводника располагается выше частично расплавленного слоя). Весьма вероятным представляется участие в образовании глубинного проводника в центральной части щита графита. По многочисленным геологическим данным район аномалии характеризуется развитием пород (кристаллических сланцев и гнейсов), в которых часто присутствует графит. В больших объемах коры (т.е. в объектах размером начиная с нескольких километров) его содержание можно оценить в доли процента. При полной связности достигалась бы

колоссальная проводимость. Очевидно, что этого не происходит. Малоуглубинными геоэлектрическими исследованиями в районе установлены удельные электрические сопротивления пород с графитом на уровне 80-100 Ом·м. Глубина распространения пород с установленным содержанием графита составляет 8-10 км. Глубже находятся образования, представленные у поверхности отдельными фрагментами архейских пород. В них также фиксируется графит. Концентрация графита меньше необходимой для перколяционного роста проводимости, полная связность не реализуется, но возможна все же заметная степень связности

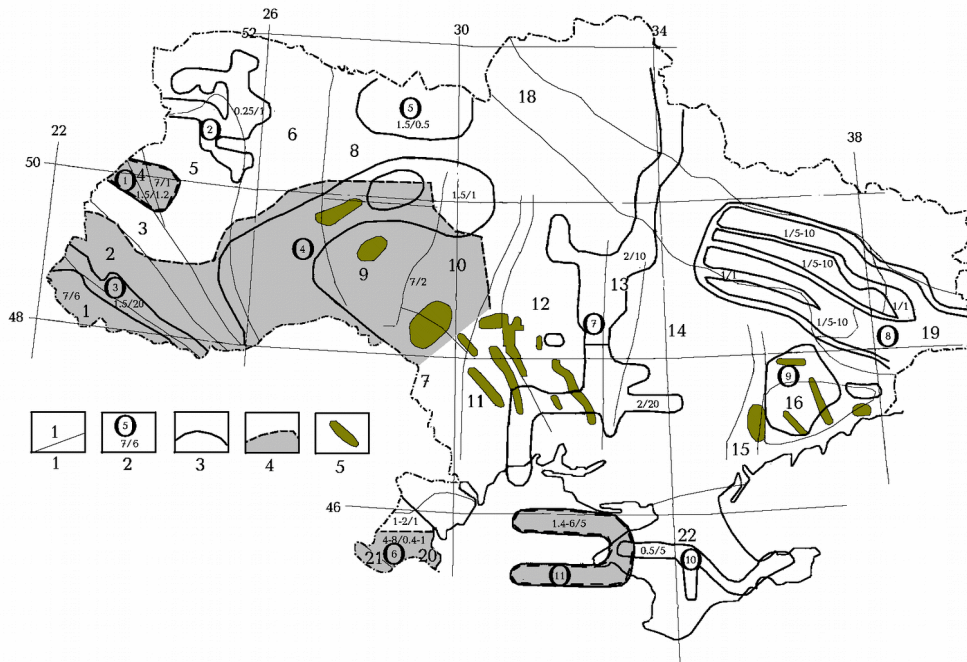


Рис. 4. Схема расположения проводящих зон Украины [9,10 и др.].

1 - границы тектонических регионов, 2 - номера (цифры в кружках) и параметры (в числителе - глубина кровли в 10 км, в знаменателе - S в тыс. См) проводящих зон, 3 - границы коровых проводников, 4 - мантийные проводники, 5 - проводники с небольшой глубиной кровли и, как правило, вертикальным падением. при смачивании породы в глубинной флюидоносной зоне. Можно допустить, что ρ в целом сократится на 3 порядка по сравнению с фоновой величиной, характерной для сухих (точнее - с обычным содержанием влаги - около 0,2%) пород без графита - 1-2 тыс. Ом·м (учитывая, что только наличие жидкости уже понизило у.э.с. на 1,5-2 порядка, а присутствие указанного количества графита в сухой породе понижает у.э.с. на порядок).

Таким образом, становится объяснимой величина S слоя мощностью 10-20 км в 10-20 тыс. См. Подтверждается тепловая природа аномалии, т.е. коровые проводники имеют непосредственную связь с зоной молодой активизации региона. Тем не менее еще необходима дальнейшая проработка геологической стороны вопроса, позволяющая конкретизировать природу высокой электропроводности и наметить связь ее с составом коры и минералогией ее блоков. Мантийный проводник под такой мощной коровой зоной, естественно, изучить не удастся. Только на ее юго-западной периферии получены сведения о проводнике с S около 1000 См на глубинах 50-100 км [105].

В центральной части щита проводник картирует зону современной активизации на всю ее ширину в отличие от аномалии ТП, которая связана только с подъемом нагретых вод по проницаемой разломной зоне (рис. 2 и 4).

В герцинской геосинклинали Донбасса и юго-восточной части рифта ДДВ обнаружена протяженная коровая аномалия проводимости [9, 26, 85 и др.] (рис. 4). Сведения о ρ пород пострифтового осадочного чехла ДДВ указывают на его среднее значение для всей толщи (при существенном росте с глубиной и степенью литогенеза) на уровне 5-7 Ом·м. Они хорошо объясняют S поверхностного слоя около 1000-2000 См при его мощности 4-7 км. Средняя S корового слоя на глубине около 10-15 км - примерно 5000 См (с резкими изменениями вкост простирания). Глубина расположения проводника указывает на его связь с додевонскими породами региона.

Сведения об этих образованиях, относящихся к догерцинскому этапу развития авлакогена (по единичным определениям возраста сопутствующих интрузивов время их возникновения - 700-800 млн. лет, наложенной минерализации 600 млн. лет назад [65, 66 [Лукин А.Е. Литогеохимические факторы нефтегазоаккумуляции в авлакогенных бассейнах. Киев: Наукова думка. — 1997. — 224с.](#)]), ограничены, по аналогии с другими авлакогенами Восточно-Европейской платформы они считаются рифейскими рифтовыми осадками и эффузивами. Состав пород, изученный в последнее время по образцам, обнаруженным бурением в базальных слоях девона и карбона, вынесенным девонской солью и т.п., представлен тремя толщами, по-видимому, сопоставимой мощности, верхняя из которых сложена породами черносланцевой формации (черных углеродистых и углеродисто-кремнистых сланцев и фтанитов: монолитных пород на 95-98 % состоящих из кварца и халцедона с рассеянным углем и графитом). Описание пород дает возможность предположить, что углерод образует в этих породах шунгит, обладающий ρ порядка 10^{-4} Ом·м. При содержании его во всей толще около 0,3 % и близкой к полной связности (обусловленной флюидами, возникшими при активизации и частичном плавлении в интервале глубин 20-25 км) можно получить у.э.с. среды 0,5 Ом·м, при мощности слоя 2-3 км - величину S около 5000 См. Конечно, полная связность при таких концентрациях не достигается, но данные по Кировоградской аномалии показывают возможность резкого падения ρ при появлении флюидов в углеродсодержащей среде. Сведения о таких глубинных флюидах в рассматриваемой части ДДВ и Донбасса многочисленны [65]. Они зафиксированы во многих структурах в виде восходящих струй, некоторые из них коррелируют с аномалиями изотопного отношения гелия, о чем будет сказано ниже. Кровля источника флюидов располагается приблизительно на глубинах 6-8 км. Таким образом, тепловая природа Донецкой аномалии представляется вполне реальной. Поэтому на данный момент исследований большой интерес представляет экспериментальное изучение проводимости указанных пород черносланцевой формации.

В верхней части разреза в Донбассе к описанному проводящему объекту добавляется зона проводимости, связанная с углями высокой степени метаморфизма (начиная с тоших) [26]. Суммарная величина S растет в 2-3 раза. Под мощным коровым проводником невозможно выделить низкоомные объекты, отвечающие собственно зоне частичного плавления в средней части коры и верхних горизонтах мантии (S предположительно на уровне 1000 См).

Донбасская (продолжающаяся и в значительной части ДДВ) аномалия электропроводности демонстрирует глубинное единство зоны современной активизации в районах Южнодонбасской и Северодонбасской аномалий ТП и в юго-восточных районах ДДВ, где известны лишь локальные аномалии ТП на отдельных структурах.

В пределах киммерид Скифской плиты геоэлектрическая модель построена вдоль профиля, совпадающего с геотраверсом V [64]. Он проходит по территории Тарханкутской коровой (и мантийной) аномалии электропроводности, пересекает Новоселовское поднятие и заканчивается на Керченском полуострове. Для геоэлектрического разреза Скифской плиты в Крыму характерно наличие проводящей

реликтовой астеносферы на глубине порядка 110 км [8, 17, 26]. Построена квазидвухмерная модель проводимости земной коры с учетом этого специфического проводника и распределения величины S в Черном море и осадочных образований на полуострове и материке. Аномальная проводимость отмечена в акватории Каркинитского залива, где выделена низкоомная область сложной конфигурации, величина S ее варьирует в интервале 500-5000 См. В верхних горизонтах мантии под Тарханкутской аномалией ТП установлен еще один проводник с S около 2000 См.

От Тарханкутского полуострова до Новоселовского поднятия в субширотном направлении протягивается аномалия электропроводности шириной 20-30 км с S 5000 См с минимальной глубиной кровли около 5 км. Пространственно она совпадает с аномалией ТП.

В зоне сочленения окраины докембрийской Восточно-Европейской платформы и киммерид (герцинид?) Северной Добруджи выделяется Ренийская аномалия электропроводности. Ее модель представлена серией проводников. Во-первых, это слой в верхах земной коры, кровля которого погружается от 10 до 20 км с юга на север. Во-вторых, два проводящих объекта предполагаются в верхней части мантии: первый на юге Придобруджского прогиба на глубинах от 40 до 80 км, второй на севере, на глубинах от 70 до 110 км. Эти мантийные объекты могут гальванически соединяться [26 и др.].

На территории Украинских Карпат прослежена и изучена часть Карпатской аномалии электропроводности [1, 10, 16, 17, 26 и др.] в верхней части коры (глубина верхней кромки - около 10 км), которая располагается на северо-восточной окраине Закарпатской зоны активизации. Природа проводника, вероятно, сложная. Он включает зону частичного плавления под частью Выгорлат-Гутинской вулканической гряды, породы которой, судя по данным о температуре Кюри содержащихся в них титаномагнетитов, возникли за счет магмы на сопоставимых глубинах [31]. В его формировании могут участвовать и графитсодержащие образования, известные среди пород Мармарошского массива. На фоне эффекта от мощного проводника все же выделяется аномалия в геомагнитных вариациях, которая могла бы быть вызвана собственно слоем частичного плавления в коре Закарпатского прогиба.

Мантийный проводник под прогибом фиксируется вполне достоверно (S достигает 6000 См), но относится ко всей Карпато-Динаридской геосинклинали.

В трех пунктах территории Украины по данным о вариациях магнитного поля в течение длительного времени, полученным на магнитных станциях Киев, Львов и Одесса, построены одномерные модели распределения ρ до глубины около 1500 км [105]. По ним видно, что в тектоносфере зоны Трансеевропейской активизации (Львов и Одесса) в отличие от расположенного восточнее региона (Киев) имеется проводящий слой на глубинах около 200-400 км с величиной S около 4-7 тыс. См. Он отвечает прогнозируемому объекту в месте расположения глубинного резервуара перегретых и частично расплавленных пород (см. выше).

1.3. Сейсмологические данные

Возможность использования данных сейсмометрии для выявления признаков зон молодой активизации в Украине реализована пока незначительно из-за малой детальности исследований. Рассмотрим имеющиеся сведения, позволяющие диагностировать прогнозные признаки активизации (см. выше): понижения скоростей в подкоровой мантии, изменения мощности коры и аномальность ее скоростного разреза, понижения скоростей в низах верхней мантии под Трансеевропейской зоной активизации в целом.

Распределение скоростей продольных и поперечных сейсмических волн (V_p и V_s) в подкоровой мантии изучено в Паннонском и Закарпатском прогибах, Припятской впадине ~~Литоефера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы III, VII, IX / Гл.~~

ред. Чекунов А.В. — Киев: Наукова думка, 1993. — 160 с, в Одесском заливе Черного моря западнее Крыма, Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы I, II, V / Гл. ред. Чекунов А.В. — Киев: Наукова думка, 1987. — 1 Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы I, II, V / Гл. ред. Чекунов А.В. — Киев: Наукова думка, 1987. — 167 с за пределами территории Украины под аномалиями ТП Бельцой (Молдова) и Бакэу (Румыния) Харитонов О.М. Литосферный трансект Вранча — Южно-Украинская АЭС // Геофиз. журн. — 1993. — 15, № 5. — С. 23 — 3, под аномалиями ТП в центральной части Черного моря [16, 17, 19, 63, 64, 93 и др.].

В северной части Припятского прогиба на фоне общего возрастания скоростей с глубиной локализуется несколько зон с пониженными их значениями. Верхняя (интервал глубин 18-28 км) может отражать внутрикоровую область частичного плавления и флюидизации. Зоны, расположенные на глубинах 50-60 и 80-90 км, относятся к верхнемантийной астеносфере. Аномалия скорости продольных волн достигает здесь 0,6 км/с.

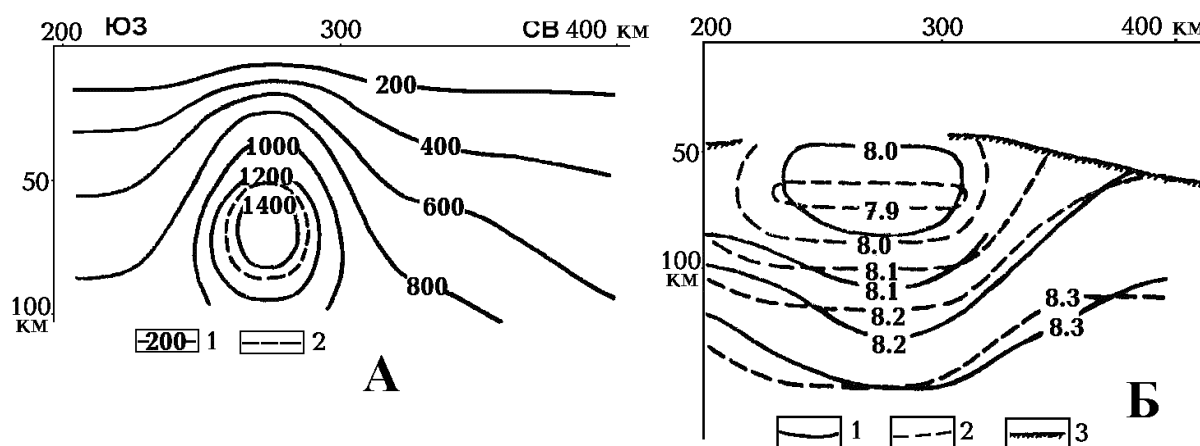


Рис. 5. Тепловая и скоростная модели верхних горизонтов мантии Бельцкой зоны современной активизации. А: 1 - изотермы, 2 - контуры зоны частичного плавления. Б: 1, 2 - изолинии V_p (1 - по данным [93], 2 - рассчитанные по температуре), 3 - раздел Мохо.

В Одесском заливе (на территории Скифской плиты) скоростной разрез мантии построен в интервале глубин 40-100 км. Значение V_p растет от 8,0-8,1 до 8,3 км/с на глубине 80 км, затем следует понижение V_p до 8,1 км/с в интервале глубин 80-100 км, ниже которого скорость возвращается к уровню 8,3 км/с. Как и во всех случаях зон скоростной инверсии значения V_p внутри них устанавливаются неточно.

Мантийная часть тепловых моделей аномалий ТП Бельцкой и Бакэу проконтролирована информацией о распределении скорости продольных сейсмических волн по данным сейсмологии, хотя литосферный трансект Вранча - Южно-Украинская АЭС, вдоль которого построен скоростной разрез верхней части мантии [44 Харитонов О.М. Литосферный трансект Вранча — Южно-Украинская АЭС // Геофиз. журн. — 1993. — 15, № 5. — С.], проходит южнее изучаемой аномалии. Однако полученная по нему информация дополняется практически такой же вдоль трансекта Вранча-Чернобыль. Рассчитанный по тепловой модели скоростной разрез верхней мантии практически совпадает с наблюдаемым, на котором фиксируется понижение скорости продольных волн на 0,4 км/с на глубинах 50-100 км, тем самым тепловая модель хорошо проверяется независимыми данными (рис. 5).

Под центральной частью Карпатско-Динаридской геосинклинали (в Паннонии и, вероятно, в Закарпатском прогибе) зона пониженных скоростей в верхней мантии

располагается на глубинах от 50-60 до 200 км [18, 35, 36 и др.]. Она полностью соответствует тепловой модели, отражающей как процессы в альпийской геосинклинали, так и в локальной зоне современной активизации Закарпатья. Аномальные скорости V_p достигают здесь 0,4-0,5 км/с и V_s - 0,3 км/с.

В верхних горизонтах мантии Черного моря под зонами активизации (в том числе и под частями впадины, где аномалии теплового потока неизвестны) установлены скорости продольных сейсмических волн, пониженные по сравнению с характерными для мантии неактивизированной платформы примерно на 0,3 км/с.

В пределах геотраверса VIII, диагонально пересекающего Кировоградскую аномалию ТП и проводимости (рис. 2 и 4), резко понижены скорости продольных сейсмических волн в коре - примерно на 0,2 - 0,3 км/с. Эта аномалия (представленная в основном на глубинах 15-35 км) отвечает перегреву на 300-400°C и частичному плавлению с интенсивностью 1-2 %. При таких же температурах происходит обезвоживание биотита и амфибола. Скоростной разрез обнаруживает и другую интересную особенность глубинного процесса. В районе аномалии проводимости кора сокращена примерно на 5 км, а на периферии мощность ее увеличена за счет “корней”, состоящих из пород слоя “коро-мантийной смеси” (КМ). Такая структура идеально соответствует молодому рифтогенезу по адвекционно-полиморфной схеме, происходящему в районе с предварительно неэклогитизированной нижней корой. Именно такова типичная кора УЩ. Результатом процесса в описанной форме будет практическое отсутствие поднятий поверхности над зарождающимся рифтом: эффект теплового расширения верхних горизонтов мантии компенсируется эффектом уплотнения коры и сокращения ее мощности.

Скоростные разрезы коры по профилям ГСЗ, пересекающим ДДВ, не могут быть хорошей основой для выявления скоростных аномалий, связанных с перегревом пород, поскольку скоростная структура коры несет на себе следы базификации в период рифтогенеза. Соответственно увеличились значения скорости продольных волн в средней и нижней частях коры. Поэтому практически невозможно уверенно диагностировать отрицательную аномалию скорости, связанную с современным прогревом. Хотя некоторые локальные понижения скорости и обнаруживаются, они малозаметны и изменчивы. Однако сокращение мощности коры в активизированной части ДДВ (без северо-западного Деснянского фрагмента) и утолщение коры на периферии зоны могут служить указанием на протекание глубинного процесса по схеме, близкой к имеющей место под Кировоградской зоной.

Под зоной современной активизации Донбасса изменения скоростного разреза земной коры выражаются в ярких отрицательных аномалиях V_p на глубинах около 10-20 км. На больших глубинах из-за существенной базификации коры значения скорости повышены и аномалии не диагностируются. Изменения мощности коры здесь также менее наглядны, чем в ДДВ. Последнее не удивительно, так как на предшествующем геосинклинальном этапе в регионе сформировалась кора переменной и в общем повышенной мощности.

Сейсмотомографические исследования мантии Европы [109] дали возможность установить наличие под всей Трансевропейской зоной современной активизации огромной аномалии скорости поперечных сейсмических волн на глубинах от более 200 до примерно 450 км (ниже зоны полиморфных преобразований вещества мантии) интенсивностью до 0,2 км/с (рис. 6).

Она отмечает глубинный резервуар частично расплавленных пород, питающий веществом “верхний этаж” области современной активизации под корой и в коре. Региональный характер модели не позволяет обнаружить многих важных деталей формы зоны пониженных скоростей. Она очевидна только под западными из рассматриваемых зон активизации. Имеется лишь небольшой “залив”, указывающий на возможность ее продолжения в район Кировоградской зоны (рис. 6). Зона

активизации Донбасса и ДДВ попадает в краевую часть модели, где значения скоростей по способу расчета должны быть близки к фоновым. Вероятно, при этих условиях невозможно было выделить находящуюся здесь область пониженных V_s . Не исключено, что эта область активизации не связана с Трансъевропейской, а относится к более восточной, протягивающейся сюда из Предкавказья.

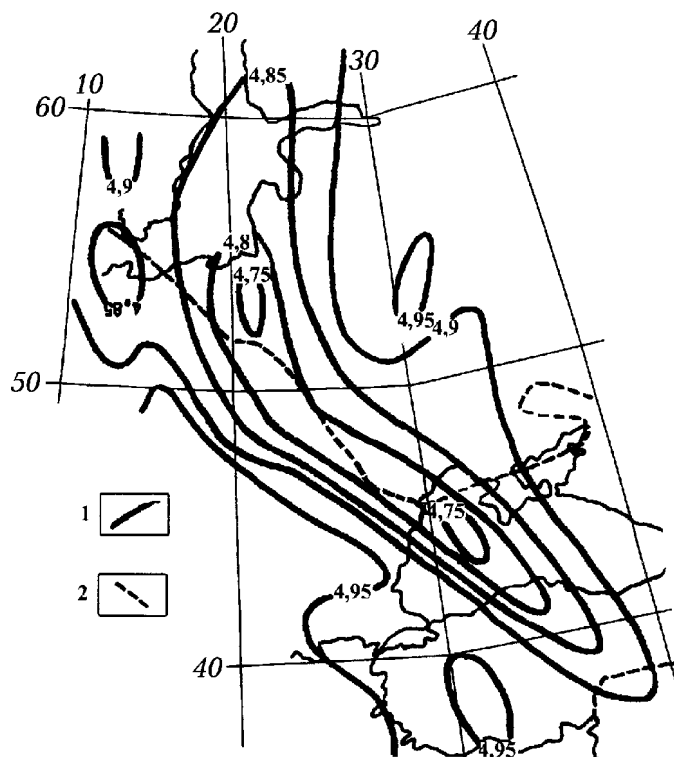


Рис. 6. Распределение скоростей поперечных сейсмических волн на глубине около 450 км по [109]. 1 - изолинии V_s , 2 - границы Восточно-Европейской платформы и Аравийской плиты.

1.4. Гравиметрические данные.

Расчет гравитационного эффекта от глубинного резервуара частичного плавления под Трансъевропейской зоной активизации показал, что она не должна обнаруживаться в виде заметного возмущения гравитационного поля: его влияние оказывается “размазанным” на огромной территории [35-37]. Напротив, эффект подкоровых областей перегрева и частичного плавления может отчетливо проявляться в виде мантийных аномалий гравитационного поля разной интенсивности. Очевидно, что большие астеносферные объемы под фанерозойскими геосинклиналями должны создавать более интенсивные аномалии, чем ограниченные по сравнению с ними линзы частичного плавления под отдельными зонами современной активизации на докембрийской платформе.

Многократно проведенные расчеты [16-19, 35-37 и др.] позволили оценить прогнозные величины мантийных аномалий во всех регионах Украины. Оказалось, что наиболее интенсивные отрицательные возмущения должны наблюдаться в Закарпатском прогибе - до 180 мГл (здесь суммируются эффекты разуплотненной мантии Карпато-Динаридской геосинклинали и зоны современной активизации Закарпатья). Значительная мантийная аномалия характерна для обширной области

активизации (начавшейся, вероятно, около 30 млн. лет назад) Черного моря: в прибрежных районах (где суммируются эффекты мантии Черного моря и геосинклинали Скифской плиты с добавлением эффектов зон современной активизации в обоих регионах) интенсивность отрицательного возмущения мантийной природы может составлять до 100 мГл. В Донбассе влияние реликтового перегрева мантии герцинского времени невелико и вместе с влиянием перегрева при современной активизации может достигать 50 мГл. В зонах современной активизации на докембрийской платформе (включая ДДВ) можно ожидать аномалий на уровне 20-30 мГл.

Сделанный прогноз можно проверить экспериментально. Соответствующая методика вкратце сводится к следующему [37 и др.]. Вдоль профилей ГСЗ по скоростным разрезам с учетом реальных глубинных температур и некоторых других факторов строятся плотностные модели коры. На территориях между профилями, где скоростной разрез неизвестен, такие построения также возможны, но только на качественном уровне, по аналогии с моделями на профилях. Рассчитывается гравитационный эффект моделей (естественно, с доступным учетом трехмерности тел различной плотности) в предположении, что плотности пород мантии везде нормальны, т.е. изменяются с глубиной в соответствии с изменением фаций пиролита, нормальной (среднеплатформенной) температуры и давления. Доказано, что на неактивизированной платформе такой эффект достигает определенной величины, неизменной в пределах точности расчета. Последняя для наиболее благоприятных условий (точности и детальности исходной информации) приближается к 5 мГл. Эффект совпадает с наблюдаемым полем (за исключением локальных аномалий) в соответствующих регионах. В районах с аномальной плотностью мантии обнаруживается отличие, характеризующее степень аномальности.

Соответствующие расчеты были проведены для всей территории Украины. Их результаты представлены на рис. 7. Вследствие указанной выше неопределенности в расчете корового эффекта между профилями при построении схемы использовались данные, полученные только для плотностных моделей вдоль профилей ГСЗ. Изолинии аномального мантийного эффекта проведены по результатам интерполяции между профилями и сглажены.

Очевидно, что все зоны современной активизации в платформенных и геосинклинальных регионах отмечаются аномалиями прогнозной интенсивности.

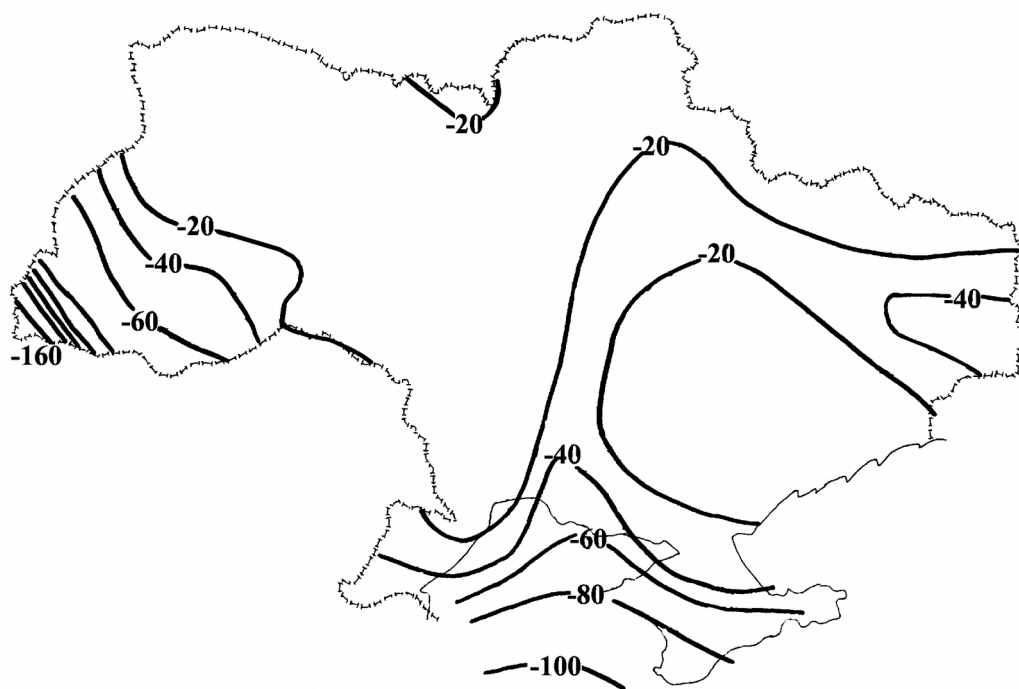


Рис. 7. Схема мантийных гравитационных аномалий на территории Украины [37] (в мГл).

1.5. Магнитометрические данные.

В недрах зон современной активизации прогрев коры приводит к подъему изотермы Кюри магнетита, что должно обусловить отсутствие региональных магнитных аномалий глубинной природы. Дело в том, что источники региональных аномалий располагаются в интервале глубин около 20-40 км (точнее, здесь находится наиболее намагниченная часть источников), а в рассматриваемых зонах температура около 600°C достигается (в центральных частях) на глубинах 21-22 км. Еще больше прогрета тектоносфера внутренних зон Карпато-Динаридской геосинклинали, здесь эта температура достигается на глубинах 12-15 км, что хорошо согласуется с положением нижних кромок источников локальных магнитных аномалий.

На территории Украины обнаружены довольно многочисленные источники региональных аномалий магнитного поля (15-20 объектов, занимающих около 25% ее территории вне Карпатского региона). Сопоставим их размещение с предполагаемыми зонами современной активизации (рис. 8).

Очевидно, что все они располагаются за пределами зон активизации. Исключение составляет крайний северо-западный сложный (состоящий из трех объектов) источник Львовской аномалии (рис. 2, 4 и 8). Центральная часть этого объекта намагничена в 2-2,5 раза интенсивней, чем краевые. Вероятно, часть намагниченных пород расположена ближе к поверхности, чем изотерма Кюри магнетита в пределах Яворовской и Тернопольской прогретых зон. В такой ситуации “остатки” интенсивно намагниченного объекта создают аномалии, сопоставимые с производимыми большими по мощности, но менее намагниченными краевыми частями. Поэтому может возникать впечатление включения районов аномалий в область распространения менее интенсивно намагниченных объектов.

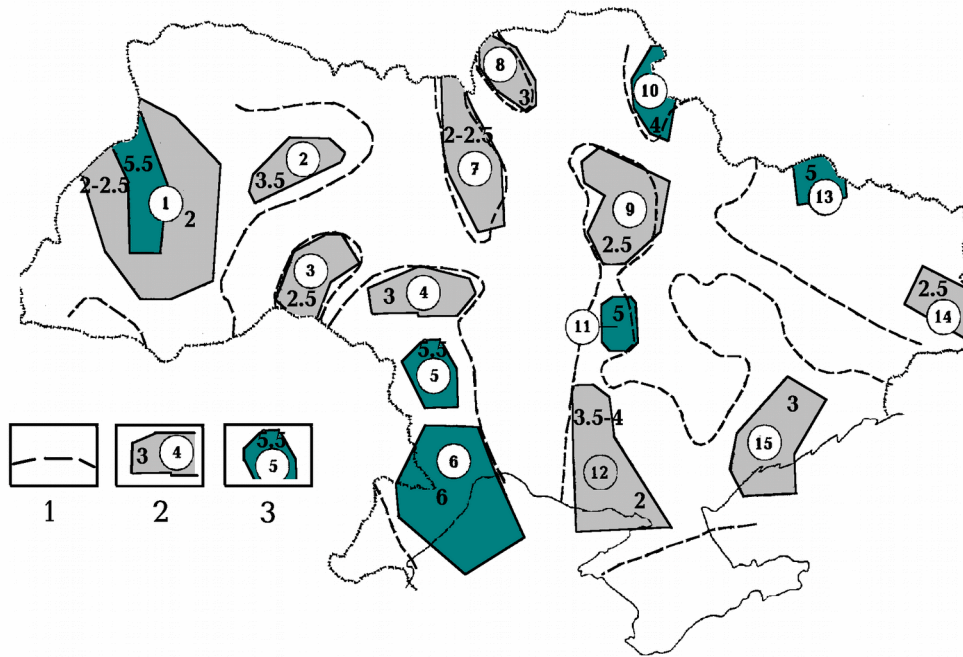


Рис. 8. Расположение источников региональных магнитных аномалий на территории Украины [38].

1 - нулевая изолиния регионального магнитного поля, 2,3 - проекции источников региональных магнитных аномалий на поверхность (2 - аномальная намагниченность 2-4 А/м, 3 - 4-6 А/м).

Кировоградская зона активизации создает подобные эффекты при интерпретации некоторых региональных магнитных аномалий на склоне Воронежского массива и в ДДВ. Источники, расположенные преимущественно на глубине более 20 км, очень резко ограничиваются контуром зоны активизации (рис. 2, 4 и 8).

1.6. Геологические признаки современной активизации в Украине

Диагностика зон молодой активизации по геологическим данным затруднительна, так как их поверхностные проявления в геологических событиях очень невыразительны. Для ее проведения можно ориентироваться только на вертикальные движения самого последнего этапа геологической истории - 0-5 млн. лет, т.е. плиоцен-четвертичного, местную сейсмичность и редкие проявления магматической активности. О сопутствующей последней гидротермальной деятельности уже говорилось выше при анализе природы аномалий теплового потока.

Становление современного морфоструктурного плана в Украине осуществлялось в условиях различных эндогенных обстановок, характеризующихся разным соотношением вертикальной и горизонтальной составляющих движений земной коры, обусловивших оформление деформаций разных типов и степени их выраженности в рельефе. В работе

[75 [Налиенко В.П. Новейшая геодинамика и ее отражение в рельефе Украины. — Киев: Наукова думка, 1992. — 116 с.](#)] на основе полученных показателей суммарных амплитуд неоген-антропогенных движений земной коры были рассчитаны средние скорости и средние градиенты скоростей движений. Для оценки суммарных амплитуд неотектонических движений земной коры в платформенной части территории Украины в качестве условного регионального геолого-геоморфологического репера принята поверхность харьковской (межигорской) аккумулятивной морской равнины, а на участках ее отсутствия - подошва морских миоценовых или более молодых отложений

с учетом масштабов денудационного среза. При расчете суммарных амплитуд движений вводились многочисленные поправки, учитывающие глубину харьковского бассейна, денудационный срез и пр.. Для Волынского Полесья поправка составляет приблизительно 40 м, для северо-западной части ДДВ 30-40 м, для УЩ - 20-30 м.

Представленные в работе [75 ~~Налиенко В.П. Новейшая геодинамика и ее отражение в рельефе Украины. — Киев: Наукова думка, 1992. — 116 с.~~] схема неотектонического районирования и ряд других схем не позволяют получить наглядное представление о формировании рельефа Украины за последние 5 млн. лет. Поэтому, используя величины средних градиентов скоростей неотектонических и современных движений земной коры [75], авторами построена достаточно условная схема (рис. 9), отражающая вертикальные перемещения поверхности за указанный период.

Для большей части Украины фоновая величина составляет +50 м. Зоны современной активизации, установленные по данным глубинной геофизики в западной части Восточно-Европейской платформы, в Крыму и в Донбассе, отвечают поднятиям больше фоновых.

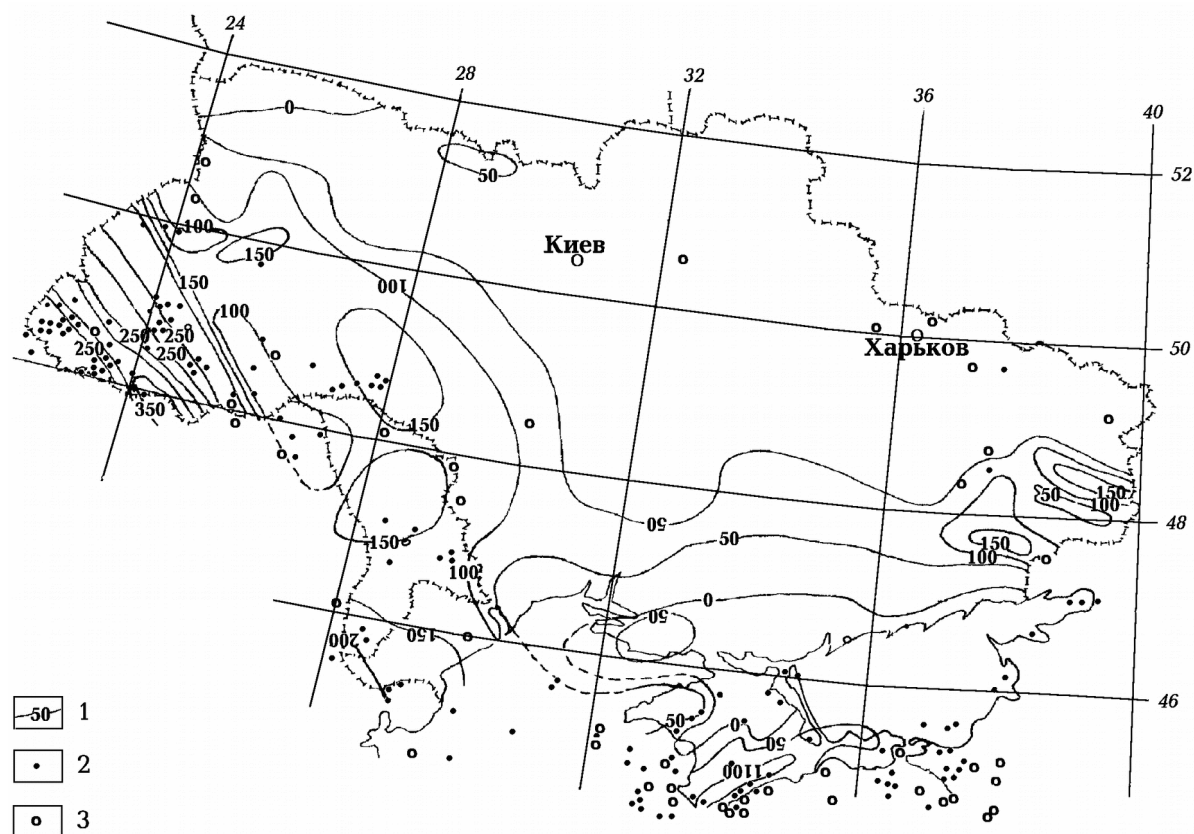


Рис. 9. Амплитуда смещений поверхности территории Украины за последние 5 млн. лет (по данным [75]) и размещение эпицентров землетрясений.

1 - изолинии смещений (м), 2, 3 - эпицентры землетрясений (с М: 2-3-4, 3-4-5 и более).

В районе Тарханкутской аномалии ТП подъем поверхности на фоне нулевых высотных отметок (возникших вследствие проявления преимущественно активных неоген-четвертичных опусканий на периферии Черноморской впадины) составил 50 м.

Севернее Джарылгачского залива Черного моря располагается зона преимущественного опускания до -50 м.

В пределах Бельцкой аномалии суммарная амплитуда неоген-четвертичных движений составила от -200 до +100 м. Однако за послесарматское время, (т.е за период менее 15 млн. лет) произошло поднятие с амплитудой до 220-340 м. Возможна и несколько иная оценка молодых движений поверхности в этом регионе. “В среднем плиоцене Днестровско-Прутское междуречье представляло собой озерно-алювиальную равнину, которая с начала позднего плиоцена начала подниматься. Произошло обособление бассейнов Днестра и Прута. Максимальная амплитуда этого поднятия с конца среднего плиоцена до голоцена включительно составляет 380-390 м, а за четвертичный период 120-135 м.” (76, с. 42). Если последние оценки верны, то за последние 3 млн. лет поднятие района Бельцкой аномалии происходило в 2-3 раза быстрее, чем Складчатых Карпат (см. ниже).

Поднятие Горного Крыма за последние 5 млн. лет достигает 1100 м (рис 9). Эта аномальная величина может быть связана со своеобразным проявлением одного из процессов среди комплекса явлений современной активизации. Если перед началом интенсивного прогрева в нижних горизонтах коры накапливается большое количество эклогита, прогрев, сопровождаемый флюидизацией, может привести к резкому увеличению объема таких пород. Широкое распространение эклогита в составе слоя КМ Крыма по сейсмическим данным представляется довольно вероятным. Прогрев “корней” Крымских гор обеспечивается с севера ответвлением перегретого объекта в недрах Новоселовской аномалии ТП (рис. 2), с юга - объектом в недрах аномалии ТП поднятия Андрусова. Расчет показывает, что при содержании эклогита в слое КМ около 50% и его полном переходе в габброиды может возникнуть поднятие высотой 1000-1200 м.

Орогенические процессы в Восточных Карпатах за неотектоническое время связаны прежде всего, с продолжением альпийской складчатости. Величина подъема здесь составила в среднем 150-300 м.

В Донбассе приведенные на рис. 9 амплитуды поднятий характеризуют последний этап более длительного процесса воздымания. В платформенных регионах на рубеже около 5 млн. лет назад произошла смена знака или существенное изменение скорости движения поверхности.

В районе Кировоградской и северо-западной (в ДДВ) части Донецкой зон активизации за рассматриваемый период не возникло заметных аномальных поднятий. Хотя активные движения, фиксируемые по результатам повторных нивелировок, отмечаются. Возможно, дело в изменении мощности земной коры в процессе активизации. Ведь именно в этих зонах произошло ее существенное сокращение (примерно на 5 км по сравнению с мощностью в регионах, не затронутых активизацией), в других зонах сокращения нет или данные отсутствуют. Оценочные расчеты показывают, что поднятие поверхности из-за повышения температуры в верхних горизонтах мантии и сокращение мощности коры могут взаимно компенсироваться в смысле влияния на движение поверхности.

Утолщения коры на периферии зон активизации (фиксируемые вблизи юго-восточной части ДДВ, Кировоградской и, возможно, Бельцкой зон) не подстилаются объемами мантии с аномальными температурами и должны испытывать поднятие. Проведенные оценки, выполненные для плотностей пород, вычисленных с учетом скоростей сейсмических волн, глубинных температур и среднего атомного веса гранитоидов [37], не обнаруживают компенсации утолщений коры повышенной плотностью пород ее нижней части. Однако учет повышенной концентрации рудных, возможно, приведет к обнаружению такой компенсации [38].

Другим признаком активизации является местная сейсмичность. Она представлена сравнительно слабыми событиями, которые именно вследствие малой

интенсивности плохо изучены [3, карта эпицентров землетрясений Украины О.Н. Сафронова, В.И. Семовой, 1991 и др.]. Возможно, что большая часть событий, происходивших в историческое время, просто не учтена в имеющихся обобщениях из-за незначительности последствий слабых местных землетрясений.

Принятые представления о процессе активизации позволяют предсказать как наличие в изучаемых регионах условий для землетрясений так и их суммарную энергию [36] на основании расчета термоупругих напряжений. Максимальные изменения температур и, соответственно, накопление напряжений происходят не над самими перегретыми объемами корового вещества, а на их периферии. Глубины очагов должны быть сравнительно невелики (в основном - верхняя половина коры), так как глубже вещество коры расплавлено или приближается к плавлению, т.е. вязкость понижена и релаксация напряжений происходит быстрее, чем достигаются их критические значения [36 и др.]. Расчеты, выполненные для двумерной модели изменения напряжений в связи с изменением температуры, показали, что в каждой из выделенных зон за последние 50 лет (период, в течение которого реально ведутся наблюдения) может произойти до десятка землетрясений магнитудой 3-4.

Дополнительным источником слабой сейсмичности может служить и перемещение расплавов по проницаемым каналам в коре зон активизации [49] и полиморфные преобразования вещества (габбро-эклогит и др.). Однако их приуроченность ко времени наблюдений невозможно обосновать.

Указанная слабая сейсмичность сопровождает зоны активизации в Равнинном Крыму, на Молдавской плите, в северном и южном Прикарпатье, в ДДВ и Припятской впадине (рис. 9).

В южнокрымской сейсмогенной области ситуация несколько иная. Здесь к перечисленным источникам напряжений добавляется еще один, обусловленный изменением плотности нижней части коры. Расчет для двумерной модели показал, что при реальных параметрах процесса им может быть обусловлено большее количество землетрясений, чем вызванное термоупругими напряжениями. Причем глубинность событий растет и значительная их часть может происходить на уровне раздела М - около 40-45 км. На качественном уровне описанная картина соответствует наблюдаемым фактам (рис. 9).

Отсутствие эпицентров землетрясений в Кировоградской зоне активизации может быть связано как с недостатком изученности так и с большой молодостью верхней части корового источника тепла. Здесь процесс нарастания термоупругих напряжений, продолжающийся всего около 100 тыс. лет, мог еще не привести к достижению критического уровня.

Единственным районом, где современная активизация (за пределами альпийской геосинклинали Карпат) явно привела к магматизму, является территория аномалии ТП Бакэу в Румынии во внешней зоне Предкарпатского прогиба [73]. Здесь обнаружены плиоцен-четвертичные туфобрекчии. Подобные породы нередко встречаются в соответствующих отложениях прогиба, но для объяснения их происхождения привлекаются представления о ветровом переносе пеплов закарпатских вулканов. В Бакэу это неприменимо: размеры обломков достигают 20 см, очевидно, что вулкан находился на небольшом расстоянии от места обнаружения туфов. Эффузивные породы, состоящие из мелких обломков, обнаружены, в частности в двух пунктах в пределах Черновицкой аномалии ТП (из возраст оценивается как среднемиоценовый - около 15 млн. лет).

В районе Кировоградской зоны активизации у северной окраины Украинского щита и, предположительно, на его склоне под осадочным чехлом располагается целая область (площадью до 10 тыс. км²) молодых вулканитов основного и кислого состава (А.Я. Радзивил, В.Я. Радзивил, 1994). Процесс активизации в альпийское время здесь происходил неоднократно, все его этапы, вероятно, еще не установлены.

Достоверными представляются датировки двух из них - 170 и 55 млн. лет назад. Причем следует отметить, что палеоценом активная тектоника явно не ограничивается: бучакские депрессии наследуют палеоценовые.

Таким образом, геологическая информация об активном характере глубинных процессов в геофизически выделенных зонах имеется, но она довольно фрагментарна и, в лучшем случае, может служить для привлечения внимания к этим регионам, а не для диагностики характера происходящих процессов (типа эндогенного режима), поскольку не содержит прямых указаний на участие в процессах перемещений мантийного вещества. Исключение составляют данные о молодом магматизме, однако их мало и достоверность по крайней мере части этой информации еще не является общепризнанной.

Глава 2. Изотопия гелия - описание метода

В главе приведены необходимые данные, касающиеся общих положений изотопии гелия, истории становления метода, техники и методики опробования, обработки и интерпретации полученных результатов.

2.1. Общие положения

Гелий (от греч. helios - Солнце) - химический элемент VIII группы периодической системы Менделеева, относится к инертным газам с а.н. 2 и а.м. 4,0026. При нормальных условиях - газ без цвета и запаха. Его плотность $0,178 \text{ кг/м}^3$ и температура кипения минус $268,93^\circ\text{C}$. Молекула гелия состоит из одного атома, ее радиус $0,85\text{-}1,33 \text{ \AA}$. В 1л воды при 20°C растворяется около 8,8 мл гелия. Устойчивых химических соединений он не образует. Гелий - наиболее подвижный газ в условиях Земли, состоящий из двух стабильных изотопов - ^3He и ^4He . По распространенности во вселенной он занимает второе место после водорода (23 и 76% соответственно), но на Земле встречается редко: в 1 м^3 воздуха содержится $5,24 \text{ см}^3$ гелия, среднее его содержание в литосфере - $3 \cdot 10^{-7} \%$ [48].

Гелий отличается высокими диффузионными свойствами. По величине коэффициента диффузии в воде он уступает только водороду, а воздухе опережает его (см. табл. 4). Абсолютная величина коэффициента диффузии гелия в воде настолько мала, что за геологическое время (10-100 млн. лет) радиус его диффузии может составить не более 0,6-3,0 км, в твердом веществе за то же время - всего первые метры или первые десятки метров. Поэтому главным механизмом миграции гелия в недрах является перенос его флюидами [77].

Генетически различают гелий ($^3\text{He}/^4\text{He}=R$): а) первичный ($R=3 \cdot 10^{-4}$) - захваченный нашей планетой в период ее аккреции; б) радиогенный ($R=2 \cdot 10^{-8}$) - непрерывно возникающий в результате распада радиоактивных элементов.

Таблица 4. Коэффициент диффузии (D) газов в воде и воздухе при нормальных условиях (по Путилову, 1959, Соколову, 1956, Якуцени, 1968) [77].

Газ	D (в воде) $10^{-5} \text{ см}^2/\text{с}$	D (в воздухе) $\text{см}^2/\text{с}$	Газ	D (в воде) $10^{-5} \text{ см}^2/\text{с}$	D (в воздухе) $\text{см}^2/\text{с}$
He	≈ 3	$\approx 0,65$	CO ₂	1,6	0,14
H ₂	4,6	0,61	CH ₄	2,2	0,23
N ₂	1,8	—	C ₂ H ₆	1,6	0,18
O ₂	1,9	0,17	C ₃ H ₈	1,3	0,14

Мантийный гелий ($R=3 \cdot 10^{-5}$) образовался при смешении радиогенного и первичного гелия в пропорции $^4\text{He}_p/^4\text{He}_m=10:1$. Атмосферный гелий ($R=1,39 \cdot 10^{-6}$) является результатом дегазации Земли с последующей преимущественной диссипацией изотопа ^3He в космическое пространство. Коровый гелий - радиогенный [43,77,82 и др.].

Таким образом, широта вариаций величины R делает He незаменимым параметром исследования внутриземных процессов, наличия коро-мантийных связей, позволяет охарактеризовать природу источника и определить время геологических событий.

2.2. История становления метода

История становления изотопного гелиевого метода приведена, главным образом, по работам И.Н. Толстихина, Б.Г. Поляка и Э.М. Прасолова [48,54,69,77,82 и др.].

Гелий впервые обнаружен Ж. Жансеном и Д. Локьером в 1868 году при спектроскопическом исследовании солнечных протуберанцев. ^4He выделен из минерала клевеита У. Рамзаем в 1895 году, а ^3He впервые обнаружен Л. Альваресом и Р. Корногом в 1939 году при анализе гелия атмосферы и образца природного газа на циклотроне. Одновременно они показали, что отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в природном газе составляет $\approx 10^{-8}$, а в атмосфере $\approx 10^{-7}$.

В 1946 году Е. Григорьев, М. Мещеряков, А. Реут и Т. Хренина, выполняя изотопные исследования на циклотроне, установили, что в гелии уранинита отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ приблизительно в 5000 раз ниже, чем в гелии атмосферы. А для Мельниковского месторождения природного газа это отношение составляет 60 % от значения в воздухе.

В 1948 году Л.Т. Олдрич и А.О. Нир, используя масс-спектрометрическое оборудование, исследовали изотопный состав гелия в образцах урановых, бериллиевых и литиевых минералов и природного газа. Образцы природных газов характеризовались величинами $^3\text{He}/^4\text{He} = (5-50) \cdot 10^{-8}$, литийсодержащие минералы - до $1200 \cdot 10^{-8}$, атмосферный гелий - $\approx 120 \cdot 10^{-8}$. Олдрич и Нир считали, что полученных ими данных по изотопному составу гелия в природных газах недостаточно для решения вопроса о происхождении изотопов гелия в земной коре. Тем не менее они, отмечая высокое значение отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ для одного образца сподумена, указывали, что, возможно, часть гелия образовалась при ядерной реакции, использованной Р.Д. Хиллом, который выдвинул гипотезу ядерно-физического происхождения ^3He . Более высокое изотопное отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в атмосфере, чем в природных газах, он объяснял миграцией гелия из верхнего слоя земной коры, в которой за счет реакции $^6\text{Li}(n, \alpha)\text{T}^{\text{p}} \rightarrow ^3\text{He}$ гелий обогащается изотопом ^3He . Источником же нейтронов являются ядерные реакции в приповерхностном слое земной коры под действием космического излучения.

В гелии уранинита В.Г. Хлопин и Э.К. Герлинг определили очень низкое изотопное отношение $^3\text{He}/^4\text{He} \approx 3 \cdot 10^{-10}$, отличающееся на два порядка от гелия природных газов. Авторы предполагали возможность образования некоторой части ^3He за счет ядерных реакций, соглашаясь с гипотезой Муре о двояком происхождении гелия природных газов, в которой гелий является смесью гелия первозданного (^4He и ^3He), захваченного нашей планетой в период ее аккреции, и гелия радиогенного происхождения (в основном ^4He).

Интерпретируя вышеупомянутые данные П. Моррисон и Д. Пайн развили теорию ядерно-физического происхождения изотопов гелия в литосфере при отсутствии новых дополнительных экспериментальных данных. Авторы предложили формулу (не утратившую своей актуальности и в настоящее время) теоретически ожидаемого отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ [69 и др.]:

$$^3\text{He}/^4\text{He} = \Sigma(\alpha, n) P_{\text{тн}} f_{\text{Li}} \quad (1)$$

где $\Sigma(\alpha, n)$ - число нейтронов, возникающих в породе в расчете на одну α -частицу; $P_{\text{тн}}$ - вероятность того, что возникшие нейтроны достигнут тепловых энергий; f_{Li} - коэффициент использования тепловых нейтронов в реакции на литии.

П. Моррисон и Д. Пайн оценили значения каждого из множителей в выражении (1) для среднего гранита и вычислили отношение $^3\text{He}/^4\text{He}_{\text{теор}} = 2,5 \cdot 10^{-6} \cdot 0,8 \cdot 0,05 = (1 \pm 0,5) \cdot 10^{-7}$. По их мнению ^4He образовался в результате радиоактивного распада урана и тория, а возникновение ^3He связано с радиоактивностью этих элементов и ядерными реакциями: $^7\text{Li}(\alpha, 2\alpha)\text{T}$ и главным образом $^6\text{Li}(n, \alpha)\text{T}$. В отличие от мнения Р.Д. Хилла источником нейтронов они считали процессы (α, n) -реакций на легких элементах и спонтанное деление ^{238}U . Полученный результат удовлетворительно совпадал с экспериментальными данными Л.Т. Олдрича и А.О. Нира. На основании

исследований П. Моррисона и Д. Пайна утвердилось мнение о радиогенной природе изотопов гелия в литосфере и об отсутствии первозданного гелия на нашей планете.

Из-за сложности изотопного анализа природного гелия и отсутствия пригодной для такого анализа аппаратуры после 1948 года в течение двадцати лет не было опубликовано

новых экспериментальных данных об изотопном составе земного гелия. Измерительная аппаратура должна была обладать высокой разрешающей способностью, хорошей формой линии для разделения мультиплетов масс, высокой и абсолютной чувствительностью для измерений малых количеств образца, а также быстроедействием. Поскольку в некоторых образцах земного гелия отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ доходят до величин 10^{-9} – 10^{-15} , количество ^3He в камере масс-спектрометра в момент анализа оказывается настолько малым (10^6 – 10^7 атомов), что фоновые линии с массовым числом $3(\text{HNN} + \text{HD})$ существенно превосходят линию ^3He и необходимо разделять массы $(\text{HNN} + \text{HD})^+$ и $^3\text{He}^+$.

Прогресс в области изучения изотопии благородных газов во многом предопределялся работами Дж. Вассербурга, А.П. Виноградова, Э.К. Герлинга, Р. Зартмана, Е. Мазора, А. Нира, Л. Олдрича, П. Моррисона, Д. Пайна, Д. Рейнольдса, И.Н. Толстихина, В.В. Чердынцева, Ю.А. Шуколюкова. Сформировалась концепция исключительно радиогенного происхождения гелия на Земле, в результате чего количественные закономерности распределения однотипного по R гелия можно было изучать с помощью измерений содержания ^4He , не привлекая сложные изотопные анализы.

Атмосфера представлялась единственным резервуаром первичных газов и полностью дегазированной из недр Земли. Так, было установлено, что отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в атмосфере ($\approx 1,4 \cdot 10^{-6}$) намного - в сотни раз - выше, чем в радиогенном гелии природных земных газов. Это означало, что гелий природных газов принципиально не мог быть главным источником ^3He атмосферы - основного газового резервуара Земли. Присутствие первичных газов в верхней части коры связывалось с проникновением воздуха в недра Земли. Исследования того времени так или иначе были связаны с взаимодействием газов двух резервуаров - коры и атмосферы, их эволюции, миграции газов, количественных оценок объемов образовавшихся газов и пр.. В то же время глубокая генетическая связь между другими компонентами природных газов и атмосферой не вызывала сомнений.

Установление М. Николетом в 1957 году факта диссипации гелия из атмосферы Земли усугубило ситуацию, поскольку наиболее реальный - термальный - механизм диссипации обуславливал преимущественные потери ^3He , которого и без того не хватало в потенциальных источниках гелия атмосферы. Никакие из известных процессов не могли ликвидировать этот дефицит и обеспечить баланс изотопов гелия атмосферы.

Между тем открытие Э.К. Герлингом и Л.К. Левским первичных газов в метеоритах в 1956 году показало, что отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в первичном гелии ($\approx 3 \cdot 10^{-4}$) на порядки выше, чем в атмосфере и, что следовательно, в природе существует мощный источник гелия со значительно большим (по сравнению с атмосферным) отношением $^3\text{He}/^4\text{He}$. Герлингом, Левским и зарубежными исследователями в спаложенном гелии вещества железных и каменных метеоритов также были обнаружены еще более высокие отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ (до 10^{-1}).

Все эти разрозненные, но весьма важные факты следовало дополнить новыми экспериментальными данными и объединить во внутренне непротиворечивую систему, которая позволила бы ответить на главные вопросы о распространенности и происхождении изотопов гелия в доступных для исследования природных объектах.

С 1966 года группа сотрудников ИГГД АН СССР, ВНИГРИ, ФТИ АН СССР по инициативе И.Н. Толстихина начала исследования изотопов гелия в различных земных

объектах. Одновременно в 1967 году была начата работа, направленная на создание надежной, высокопроизводительной масс-спектрометрической методики, учитывающей “коварные” особенности, казалось бы, на первый взгляд несложного анализа сильно отличных по массе изотопов гелия, о чем кратко говорилось выше, а также на создание комплекта приборов, обеспечивающего подготовку проб гелия из любых природных объектов к изотопному анализу.

Поворотным моментом в изучении инертных газов явилось открытие гелия с чрезвычайно высоким соотношением изотопов $^3\text{He}/^4\text{He}$ в вулканических газах, что должно было означать присутствие в мантии Земли первичного гелия. Впервые об этом было сообщено в 1968 году на Втором Всесоюзном Симпозиуме по применению стабильных изотопов в геохимии. Первая публикация по данной проблематике увидела свет в 1969 году благодаря работе “ленинградской группы”, где приводились значения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в газах Курило-Камчатского района. Они составляли $5 \cdot 10^{-6}$ – $1,4 \cdot 10^{-5}$, что превышает в 6–10 раз отношение в атмосфере и более чем в 100 раз - в природных газах коры. Гипотеза об образовании ^3He в ядерных реакциях была отвергнута авторами из-за слишком большого отклонения значений $^3\text{He}/^4\text{He}$ от наблюдаемых в других, тектонически более спокойных районах. Радиогенный гелий со столь же высоким отношением изотопов может возникать в коре локально и в чрезвычайно редких случаях. Возможность образования ^3He за счет распада техногенного трития в метеорных водах не принималась в расчет. Фракционирование изотопов воздушного гелия также считалось маловероятным из-за слишком большого отличия изотопного состава. Примерно в это же время вышла работа американских ученых (группа Г. Крейга), в которой сообщалось о небольшом избытке (10 %) изотопа ^3He (относительно воздушного) в водах Тихого океана, что также объяснялось добавкой мантийного гелия, содержащего первичную компоненту. Эти открытия вынудили пересмотреть имевшиеся представления о дегазации Земли, стимулировали работы во многих направлениях, в частности - поиски других мантийных производных и дали в руки исследователей объективный критерий мантийного происхождения природных газов.

Следующий вулканический район, в котором были проведены изотопные гелиевые исследования, - Исландия [70]. Здесь были получены наибольшие значения отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$, достигающие $3 \cdot 10^{-5}$.

По космохимическим данным гелий с весьма высоким соотношением изотопов ($\sim 10^{-4}$) должен быть свойственен первичному веществу Земли. При условии сохранности гелия в мантии его изотопный состав должен был эволюционировать в сторону снижения значения $^3\text{He}/^4\text{He}$ за счет накопления в мантии радиогенного гелия. Что в дальнейшем и было подтверждено, а весьма высокое значение $^3\text{He}/^4\text{He} \geq 10^{-5}$ в вулканогенных газах считается явлением глобальным.

В 70–90-х годах были получены многочисленные данные о распределении значений изотопного состава гелия в подземных флюидах различных регионов земного шара. В пределах территории СССР уже к началу 1985 года исследованиями были охвачены почти все крупные геотектонические регионы: обе дорифейские платформы, все эпигерцинские плиты, Карпато-Памирский отрезок альпийского пояса, область эпиплатформенного орогенеза Средней Азии, зона Байкальского рифта и ее обрамление, Приморское звено Чукотско-Катазиатского вулканического пояса, тихоокеанские орогены Сахалина, Камчатки и Курил. Известен состав гелия в отдельных участках кристаллических щитов (Карелия, Кривой Рог), в Тимано-Печорской синеклизе с байкальским складчатым основанием, в герцинском горном сооружении Урала; единичными данными охарактеризованы каледонские структуры (Казахстан) и пр.. Зарубежными учеными, главным образом группой Г. Крейга, были проведены не столь многочисленные, но обширные в географическом отношении исследования в подземных флюидах только тектонически активных регионов:

обрамление Тихого океана (Япония - результаты сходны с Курилами и Камчаткой), Новая Зеландия, запад США, отдельные районы Африкано-Аравийского рифтового пояса, некоторые океанические острова (Гавайи, Реюньон, Гранд-Комор), а также Исландия и Центрально-Апеннинский участок Альпийско-Гималайского пояса. Данными об изотопном составе гелия во флюидах тектонически стабильных структур (до 1985 года) оставалась дюжина первых определений значений $^3\text{He}/^4\text{He}$ в газах США (Aldrich, Nier, 1948, Фауль, 1956). Позднее были получены новые данные об изотопном составе гелия во флюидах Канадского щита, Аппалачей, Южной Англии, Центрального Французского массива, Рейнского грабена, Саксоно-Тюрингской зоны, Предальпийского прогиба, Паннонского бассейна, восточных Пиренеев, Эллинид, некоторых участков Тихоокеанского пояса (о. Тайвань, дуга Банда и др.), в Австралии (Torgersen, Clarke) и дополнительные данные по районам, изученным ранее (Италия, Исландия, Новая Зеландия, Кордильеры США), и во флюидах района Пендхендл на Северо-Американской платформе (Nions, 1986) и др.. Получены данные о величине $^3\text{He}/^4\text{He}$ во флюидах, разгружающихся в активных зонах океана, - на отдельных участках Восточно-Тихоокеанского поднятия, Калифорнийского, Галапагосского, Красноморского рифтов, Срединно-Атлантического хребта. Тем не менее таких данных пока еще мало.

Полученные знания об изотопном составе гелия в разнообразных объектах, генетически связанных с мантией, - в подводных базальтах срединно-океанических хребтов, в газах вулканов и термоминеральных источников островных дуг, активных континентальных окраин и внутриконтинентальных поясов, меж- и внутриконтинентальных рифтов - позволили установить, что изотопный состав гелия верхней мантии довольно постоянен по латерали и значение $(^3\text{He}/^4\text{He})_m$ составляет $(1,2 \pm 0,3) \cdot 10^{-5}$. Более высокие значения $^3\text{He}/^4\text{He}$ - до $(3-4) \cdot 10^{-5}$ - наблюдаются лишь локально - в термальных флюидах так называемых горячих точек, или мест предполагаемой разгрузки мантийных расплавов, поднимающихся с наибольших глубин, - в Исландии, на Гавайях, в Йеллоустонском парке, что, по-видимому, отражает некоторую вертикальную неоднородность мантии по изотопному составу гелия.

Таким образом, за сравнительно короткий отрезок времени изучения изотопного состава гелия был получен достаточно сильный критерий связи флюидов с мантией. В настоящее время наибольший интерес привлекают к себе стабильные в тектоническом отношении регионы, особенно те, где обнаружены проявления молодой активизации.

2.3. Техника и методика опробования

Исследуемые пробы представляют собой свободные газы, спонтанно выделяющиеся из подземных флюидов при их разгрузке через скважины, оснащенные погружными насосами, самоизливающие скважины или источники, либо свободные газы пластовых газовых залежей, вскрытых бурением. При отборе проб необходимо выдерживать главное условие - не допустить попадания атмосферного воздуха в образцы природного гелия. Отношение концентраций изотопов гелия $^3\text{He}/^4\text{He}$ в атмосфере составляет $1,39 \cdot 10^{-6}$.

Следовательно, попадание в пробу с коровым R 1% атмосферного гелия дает ошибку измерения около 100%. Сосудами для отбора и хранения проб природного гелия в обычных условиях служат бутылки емкостью 200-500 см³. В работах [23,69] показано, что для таких целей предпочтительнее использовать стальные ампулы (непроницаемые для гелия). Кварцевое стекло для гелия проницаемо, степень проницаемости зависит от температуры. Все кварцевые стекла пропитаны гелием атмосферы. Эффект натекания зависит от соотношения парциальных давлений в атмосфере (P_0) и в емкости, содержащей пробу (P_1). Парциальное давление ^4He в нижней атмосфере составляет $4 \cdot 10^{-3}$ мм рт. ст., а ^3He - $5,6 \cdot 10^{-9}$ мм рт. ст.

Для ^4He возможен только процесс утекания ($P_0 < P_1$). Концентрация ^4He в газе проб находится в пределах от 1 до 10^{-4} %, тогда его парциальное давление соответствует пределу от 10 до 10^{-3} мм рт. ст. Следовательно, у ^4He парциальное давление в пробе всегда выше атмосферного. Для ^3He возможны оба случая - процесс утекания ($P_0 < P_1$) и натекания ($P_0 > P_1$). Парциальное давление ^3He находится в пределах от 10^{-12} до 10^{-7} .

Специальные наблюдения показывают, что в случае $P_0 < P_1$ (наиболее частый случай) при хранения проб в течении одного года утечкой изотопов гелия можно пренебречь, поскольку это практически не влияет на концентрацию гелия и на величину изотопного отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$. Если $P_0 > P_1$ и пробы характеризуются низкими отношениями $^3\text{He}/^4\text{He}$, возможна значительная контаминация исходного образца.

Существуют различные методики отбора проб, в зависимости от типа и интенсивности исследуемого источника. Самым распространенным и простым является стандартный метод вытеснения, с помощью которого был осуществлен отбор проб с участием авторов в Восточных Карпатах и Прикарпатье (1995, 1998 и 1999 г.г.), Крыму (1996), ДДВ и Донбассе (1997, 2000). Общими правилами отбора проб являются: 1) тщательная промывка системы отбора и ампулы отбираемым газом или жидкостью; 2) исключение попадания атмосферного воздуха во время отбора пробы, при процедуре герметизации сосуда и во время хранения пробы.

Преимуществом метода вытеснения является то, что для выполнения работ не нужны сложные технические приспособления. Герметично подсоединившись к штуцеру скважины с помощью гибких трубок, учитывая соответствующее давление в скважине, путем многократной промывки производится вытеснение из сосуда воды (насыщенного раствора поваренной соли) поступающим по трубке газом или водорастворенным газом. Все процедуры проводятся во вспомогательной емкости с жидкостью. Недостатком является то, что возникают определенные трудности при отборе проб из слабогазирующих источников и скважин. Отбор проб из-за малого давления газа производится длительное время (несколько часов). Следовательно, увеличивается вероятность контаминации образцов газа воздушным гелием или пробу не удастся отобрать совсем.

Глубинные пробоотборники используются для получения информации в разноточных интервалах скважин (водоемов). Такой подход открывает более широкие возможности интерпретации полученных данных.

В пределах УЩ и в ряде других регионов в 70-х годах при отборе проб на изотопы гелия (Глебовская и др. [29,30]) применялась специальная установка, смонтированная в кузове автомашины ЗИЛ-157 (или ГАЗ-63). В кузове автомашины размещались: два форвакуумных насоса для предварительной и окончательной откачки газоотборников, лебедка типа ЛК-500 со стальным тросом (500 или 1500 м), генератор трехфазного напряжения - 220/380V и мощностью 2-4 кВт (или электростанция АБ-4), обеспечивающий работу насосов, лебедки и вакуумметра. Производительность составляла в среднем 6-7 проб в смену.

Для отбора проб из грунтовых вод (колодцев и родников) применялся колодезный дегазатор, позволявший отбирать пробы на расстоянии 0,3 м от дна колодца. Такой дегазатор состоит из камеры ($V \approx 3$ л) и съемной головки от скважинного дегазатора. Методика отбора аналогична описанной выше.

В работе [57] достаточно подробно описан принцип действия глубинного пробоотборника конструкции И.Н. Толстихина.

Следующий методический этап работы подразумевает очистку гелиевых проб от сопутствующих газов для масс-спектрометрического анализа. Из исследуемой пробы берется 5-10 см³ газа, из которого необходимо выделить гелий. Выделение гелия из пробы и очистка его от химически активных газов и аргона производится на

модифицированном приборе Хлопина-Герлинга. Сопутствующие газы довольно разнообразны по составу - углекислый, пары воды, водород и т.д., поэтому в приборе используется серия поглотителей, работающих в различных режимах. Водяные пары и углекислый газ вымораживаются жидким азотом на дьюаровской ловушке, кислород, аргон и другие газы сорбируются активированным углем, предварительно охлажденным жидким азотом, для поглощения водорода используется титановый геттер, нагретый до температуры 600-800°C. Вся работа по очистке и выделению гелия производится в вакууме с остаточным давлением порядка 10^{-5} мм рт. ст..

После перечисленных подготовительных процедур на магнитном резонансном масс-спектрометре (МРМС) определяется величина отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$. Для анализа изотопного отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ достаточно $n = 10^4 \text{ см}^3$ (100 pV).

Концентрации и изотопный состав инертных газов в работах [29,30] установлены в массспектрометрических лабораториях геохронологии и геохимии изотопов ГИ КНЦ РАН и ВНИГРИ (Санкт-Петербург) на магниторезонансном масс-спектрометре МРМС (в промышленном исполнении - МИ-9302), разработанном в Физико-техническом институте АН СССР им. А.И. Иоффе. Особенности этого прибора являются высокая разрешающая способность, позволяющая отличать ^3He от близких по массе ^3H и HD, и исключительная чувствительность, обеспечивающая регистрацию очень малых количеств ^3He в пробе - порядка 10^6 атомов в камере анализатора объемом несколько литров, то есть при парциальном давлении ^3He около 10^{-14} мм рт. ст.. В результате исследуемое отношение измеряется на этом приборе с необходимой точностью: относительная погрешность единичного определения при $R \approx 10^{-5}$ составляет около $\pm 5\%$ и не более 20% при $R \approx 10^{-8}$.

Концентрации главных компонентов газовой фазы для образцов, полученных в Карпатах и Прикарпатье (1995,1998), Крыму (1996) и в Донбассе (1997) определялись в лаборатории геохимии газов ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты (аналитик Т.Н. Галахова).

2.4. Обработка результатов

В разделе рассматриваются некоторые приемы, используемые для сортировки данных по изотопии гелия на искаженные различными помехами и свободные от них. Система поправок еще не может быть признана устоявшейся, так как до настоящего времени появляются все новые сведения о влиянии различных факторов на соотношение концентраций изотопов в реальной геологической среде. Некоторые рассматриваемые процедуры трудно определенно отнести к обработке или интерпретации, поскольку термин “интерпретация” по отношению к аномалиям изотопии гелия достаточно неопределенный.

1. Величина погрешности в определении изотопного отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ вычисляется по формуле [29,30]:

$$^3\text{He} / ^4\text{He} = A_0 + 8,2 \cdot 10^{-5} \frac{PV_1}{B_0V_2}, \quad (2)$$

где A_0 - изотопное отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в точке отбора пробы; P - давление, до которого откачан газоотборник (в мм. рт. ст.); V_1 - объем газоотборника в см^3 ; V_2 - объем выделившегося из воды газа в колбе газоотборника в см^3 ; $B_0 = \frac{V_{\text{He}}}{V_{\text{Г}}}$ - отношение объема гелия к объему выделившегося газа.

Данный прием введения поправки на контаминацию атмосферным гелием учитывает, главным образом, степень откачки глубинного дегазатора, когда при его недостаточном вакуумировании возможен частичный захват атмосферного газа. В настоящее время используются другой подход к введению поправки, учитывающий

воздушную неоновую или аргоновую компоненты, и в ряде случаев - весь комплект инертных газов в соответствии с дегазационной моделью.

Воздушные газы в залежах являются следствием дегазации пластовых вод. Соотношения воздушных газов могут варьировать из-за различной растворимости в воде. Поскольку растворимость гелия (и азота) ближе всего к растворимости неона (табл. 5), воздушный гелий (и азот) можно диагностировать по неону [82].

Таблица 5. Относительные коэффициенты растворимости азота и благородных газов в воде [82].

Среда	He	Ne	N ₂	Ar	Kr	Xe
Пресная вода:						
при 0° С	0,187	0,267	0,445	1	1,891	3,878
при 20° С	0,256	0,312	0,449—0,476	1	1,768	3,217
Морская вода, 20 ° С	0,289	0,312	—	1	1,703	3,042

Методика введения поправки атмосферной контаминации подразумевает установление равновесия в системе газ-вода по закону Генри-Дальтона. Поэтому величина R в глубинном газе, искажаемая его контаминацией воздухом, определяется по формуле [80]:

$$R_{исп} = \left[R_{изм} \cdot \left({}^4He/{}^{20}Ne \right)_{изм} - R_{атм} \cdot \left({}^4He/{}^{20}Ne \right)_{атм} \right] / \left[\left({}^4He/{}^{20}Ne \right)_{изм} - \left({}^4He/{}^{20}Ne \right)_{атм} \right] \quad (3)$$

где индексы “исп”, “изм” и “атм” обозначают соответственно исправленные, измеренные и атмосферные значения отношений. Последние приняты равными $R_{атм} = 1,4 \cdot 10^{-6}$ и $({}^4He/{}^{20}Ne) = 0,3$ [69]. В большинстве случаев величина поправки не превышает 10% измеренного значения R . В пробах, где отношение ${}^4He/{}^{20}Ne$ не измерялось, величину $R_{исп}$ можно рассчитать по сходной формуле в соответствии с содержанием воздушного аргона (если определялся изотопный состав аргона в пробе). При концентрациях гелия намного больше атмосферного (5,24 ppm) (~ 100 ppm — 0,01 % об) величина $R_{исп}$ незначительна и принимается равной $R_{изм}$.

Поскольку при объемном анализе определяется содержание гелия и неона в сумме, то изотопный состав глубинного гелия определяется выражением [82]:

$$R_{пл} = \frac{R_o - a_{He} \cdot 1,4 \cdot 10^{-6}}{1 - a_{He}}, \quad (4)$$

$$a_{He} = \frac{He_B}{(He + Ne)_o - Ne_B}, \quad (5)$$

где a_{He} — доля воздушного гелия, индекс “В” отвечает воздуху и “о” - образцу.

Поправка за воздушный неон существенна только в пробах с высоким содержанием воздушного аргона и низким - гелия.

Расчет концентраций атмосферного гелия и неона проводится исходя из соотношений в воздухе :

$$He_B = 5,6 \cdot 10^{-4} Ar_B, \quad (6)$$

$$Ne_B = 1,95 \cdot 10^{-3} Ar_B, \quad (7)$$

Доля радиогенного аргона (${}^{40}Ar_{рад}$) определяется исходя из измеренного ${}^{40}Ar/{}^{36}Ar$, выражением:

$${}^{40}Ar_{рад} = \left(1 - \frac{({}^{40}Ar/{}^{36}Ar)_B}{({}^{40}Ar/{}^{36}Ar)_o} \right) \cdot Ar_o, \quad (8)$$

Доля воздушного аргона (Ar_B) определяется как разность между наблюдаемым Ar (суммарным) и радиогенным ^{40}Ar , величина $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_B$ является константной и равняется 295,6.

Основной компонент инертных газов - аргон, что видно из сравнения содержаний благородных газов в атмосфере Земли (табл. 6).

Таблица 6. Содержания благородных газов в атмосфере Земли [82].

Элемент	Содержание, об. %
He	$(5,239 \pm 0,005) \cdot 10^{-4}$
Ne	$(1,821 \pm 0,004) \cdot 10^{-3}$
Ar	$0,934 \pm 0,001$
Kr	$(1,14 \pm 0,01) \cdot 10^{-4}$
Xe	$(8,6 \pm 0,1) \cdot 10^{-6}$

Рассмотренная методика введения поправки достаточно проста и надежна, но подразумевает изучение в пробе концентраций кроме гелия других инертных газов. Необходимость этих дополнительных исследований стала очевидной только в последние годы. Измерения R , проведенные ранее в Украине [29,30 и др.], не сопровождались изотопными данными по неону и аргону (из таблицы 5 вполне очевидна непригодность других воздушных газов для введения поправки на контаминацию воздухом). При отборе проб в глубоких скважинах это не имеет особого значения, контаминация здесь маловероятна. Но многие пробы отбирались в мелких скважинах. Простая сортировка полученных данных позволила предположить, что начиная с глубины около 100 м влияние атмосферы отсутствует [43]. Вероятно, в большинстве случаев это справедливо. Но не исключены и отклонения. Необходимо попытаться хотя бы с какой-то долей вероятности разделить пробы на контаминированные и нет.

Отметим, что исключение воздушной компоненты гелия в газах вулканических районов - сложная задача. Даже использование всего комплекта инертных газов гарантирует успех не всегда, поскольку этот способ предполагает равновесное распределение инертных газов в водной и газовой фазах. Однако в наиболее активных районах равновесие может и не установиться, если газ (газовый пузырек) проходит зону инфильтрационных вод очень быстро. Тем не менее, к примеру, в образцах Камчатки доля воздушного гелия в 67% случаев не превышала 5% и в 80% была менее 10 % [82].

2. Полученные данные и опыт исследований в других районах показывают, что концентрация гелия в трещинных водах может значительно изменяться по латерали, причем на достаточно коротких расстояниях. Одним из факторов вариаций концентрации гелия в водах может быть различная связь застойных трещинных вод с водами атмосферного питания. Водообильные зоны дробления и интенсивной трещиноватости вблизи дневной поверхности часто имеют активный обмен с приповерхностными горизонтами грунтовых вод. Они характеризуются, как правило, меньшей минерализацией и гелиеносностью. Об интенсивности водообмена застойных трещинных вод и вадозных вод можно судить по их общей минерализации.

Зависимость параметра R от глубины в относительно неглубоких скважинах Украинского щита свидетельствует о ступенчатом характере его изменения (рис. 10). Интервалу глубин 0-100 м, где существует наибольшая вероятность контаминации газа трещинных вод воздушным гелием, соответствуют максимальные значения $R \approx (30-140) \cdot 10^{-8}$. Глубже 100 м можно предположить лишь незначительное влияние

атмосферного гелия и высокие R здесь в основном связаны с присутствием в горных породах литиевых включений, а также с различной сохранностью горными породами ^3He и ^4He . На глубинах 100-300 м максимальные $R \approx (8-30) \cdot 10^{-8}$, 300-700 м - $R \approx (3,5-8) \cdot 10^{-8}$, 700-1550 м - $R \approx (2-3,5) \cdot 10^{-8}$. Разбиение на различные интервалы, где R изменяется наиболее существенно, является процедурой достаточно условной и приблизительной, так как большинство образцов отобраны на глубинах до 300-350 м. Поэтому вид графика в большой мере подчеркивает, до каких глубин было произведено большинство определений R , отсюда его ступенчатый вид. Логично предположить, что максимальные значения $R \approx (8-30) \cdot 10^{-8}$ (в Перге и др., наблюдаемые не только в водах, но и в породах и связанные с повышенной концентрацией лития) можно ожидать и на значительно больших глубинах. График при этом будет несколько иным. Тем не менее, достаточно четко на графике выделяется глубина 100 м, где происходит наиболее резкое изменение величины R в сторону его снижения.

Из таблицы 7 видно, что средняя концентрация гелия с глубиной растет.

Таблица 7. Средние значения концентраций гелия и R для трещинных и грунтовых вод Северинского месторождения [30].

Типы вод	Глубина, м	Гелий, см ³ /л	R , n · 10 ⁻⁸
Трещинные воды глубоких скважин	700	3,36	1,8-2,0
Воды крутопадающих обводненных зон, приуроченных к тектоническим нарушениям	100-500	1,25	2,2
Трещинные воды коры выветривания	100-150	0,0184	2,8
Горизонт грунтовых вод	15-80	0,000617	64

В работе [82 и др.] указываются возможные причины глубинной зависимости содержания гелия в пластовой воде: уменьшение подвижности вод, увеличение возраста пород с глубиной, поступление гелия из более древних отложений, в частности - из фундамента, и уменьшение пористости осадочных образований. Концентрация гелия в воде должна быть обратно пропорциональной отношению объема воды, определяемому пористостью. Пористость осадочных пород с глубиной сильно уменьшается, сообразно этому должно увеличиваться содержание гелия в разновозрастных породах. Следовательно, закономерности изменения пористости и ее вариации являются важнейшим фактором, определяющим гелиеносность вод. Темп роста упругости гелия в воде с глубиной близок к темпу роста пластового давления, что приводит к относительно меньшей изменчивости концентрации гелия в газе. Поэтому в интервале глубин до 4 км концентрация гелия в газах платформ, согласно расчетам, возрастает. Темп роста давления с глубиной не всегда соответствует темпу роста возраста пород. Для кристаллических пород докембрия этот фактор не имеет значения.

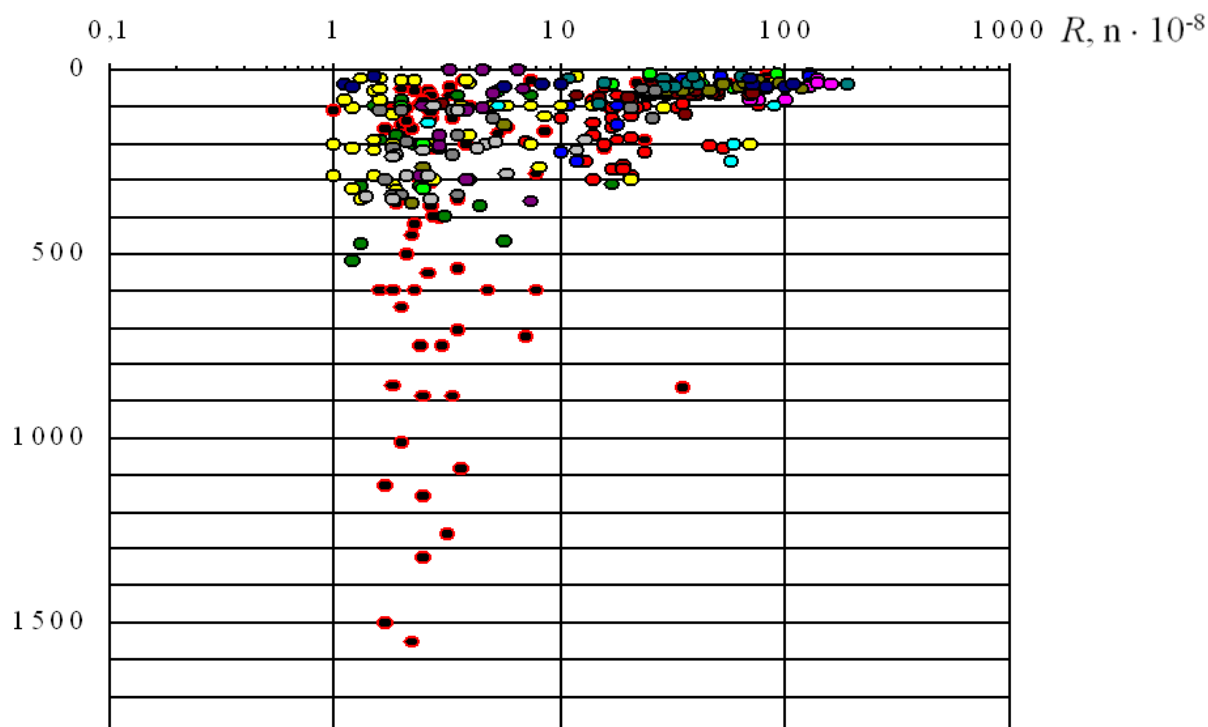


Рис. 10 Зависимость параметра R от глубины в скважинах Украинского щита.

Исследования изотопного состава гелия в трещинных водах УЩ свидетельствуют о локальном распределении гелиевых ореолов вблизи источников гелия. На это указывает идентичность изотопного состава гелия горных пород и омывающих эти породы трещинных вод (табл. 8).

Исходя из сказанного выше была построена такая простая схема обработки данных о R в неглубоких скважинах УЩ. Для каждого участка строились зависимости R от концентрации гелия, которые сопоставлялись с расчетными, вычисленными для нормальной концентрации атмосферного гелия в поверхностных водах и типичных концентраций в трещинных водах исследуемого региона.

Использование этого подхода позволило установить, что в подавляющем большинстве случаев изученный гелий радиогенный, загрязненный атмосферным или обладающий повышенными R под влиянием большой концентрации лития в породе. Лишь в единичных пробах в центральной части УЩ получены повышенные значения R , которые указывают на наличие небольшого количества (около 1%) мантийного гелия. Конечно, достоверность сделанного в этом случае заключения о природе аномалии невелика. В конкретном рассматриваемом случае она повышается в связи с обнаружением аномалии при других условиях опробования в пределах той же зоны активизации.

Таблица 8. Сопоставление величин R в горных породах и водах по скважине Севериновского месторождения [30].

В воде		В горных породах	
Н, м	$R, n \cdot 10^{-8}$	Н, м	$R, n \cdot 10^{-8}$
300	2,4		

400-420	2,6	360	2,7
500-520	2,3	542	5,6
670	2,4	670	1,8
883	2,5	880	2,7
980	2,3	987	2,9
1010	2,0	1002	2,2
1130	1,7	1202	2,5
1300	2,3	1404	1,3
1500	1,8	1553	0.75
1580	1,7	1901,2	2,8

2.5. Интерпретация результатов

Проведенный глобальный анализ изотопного состава гелия в различных геотектонических структурах [77] показывает, что мантийный гелий поступает в континентальную кору на стадии ее формирования или в процессе ее повторной тектоно-магматической активизации. Совместный анализ изотопных отношений $^3\text{He}/^4\text{He}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в проявлениях новейшей геотермальной активности в сегментах Альпийского пояса (флюиды Альпийско-Аппенинского и Эльбрусского регионов) свидетельствует о тесной взаимосвязи этих параметров [7,81 и др.].

Мантия Земли характеризуется средней величиной $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,7037$, а континентальная кора в среднем - 0,719. Увеличение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ происходит за счет образования радиогенного ^{87}Sr при распаде радиоактивного изотопа ^{87}Rb . Изотопный состав стронция указанных регионов свидетельствует о привносе литофильных, сравнительно малоподвижных элементов.

Связь изотопов гелия и стронция указывает на общий механизм их поступления в кору из мантии. Общим агентом их переноса не может быть автономный поток летучих [77]. Единственным агентом, способным обеспечить вынос из мантии не только летучего гелия, но и литофильного стронция, может быть преимущественно силикатный по составу массопоток, выносящий одновременно в верхние слои Земли глубинное тепло и приводящий к корреляции изотопного состава гелия в подземных флюидах с ТП. Часть силикатного вещества достигает поверхности коры, извергаясь в виде лав и пирокластического материала (открытая разгрузка мантийного массопотока), другая же “застревает” на глубине (скрытая разгрузка). Привнесенный силикатным массопотоком из мантии стронций остается в магматических породах, а гелий переходит в состав подземных флюидов. Вполне естественно, что продукты вулканической и гидротермальной деятельности - наилучший объект для выявления связи изотопных характеристик этих элементов.

Присутствие мантийных флюидов на поверхности Земли является следствием дегазации застывающих магм. Вывод о необходимой связи аномальных значений R с глубинными разломами является корректным только в том случае, когда очевидно наличие зоны частичного плавления в недрах изучаемого региона. Вне всякого сомнения, глубинные разломы приводят к увеличению скорости транспортировки летучих на поверхность Земли, значение R при этом искажается намного меньше и в какой-то мере может соответствовать глубинному источнику. Выявить присутствие мантийной компоненты по величине R в тектонически активных регионах достаточно несложно, так как надежно установлены реперные значения R основных генетических разновидностей гелия. В любом случае, необходимо использовать весь комплекс геолого-геофизических данных для интерпретации аномалий значений R , в особенности это касается стабильных в тектоническом отношении регионов (докембрийских платформ), где есть признаки молодой активизации.

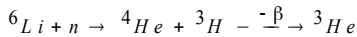
Впрочем, проведенное рассмотрение данных о R является довольно формальным. Для повышения достоверности сделанных выводов необходимо с общих позиций происхождения гелия объяснить фон, его региональные и локальные вариации в приповерхностной зоне, выяснить, не могут ли быть источником гелия с аномальными R породы нижней части коры (“базальтового” слоя), а не мантии.

Рассчитаем R пород “гранитного” и “базальтового” слоев, исходя из предположения, что первичная кора в момент выплавления из мантии имела своеобразную гелиевую составляющую. В процессе последующей истории R изменялось за счет радиоактивного распада в породах соответствующего состава. В качестве начальных примем концентрации ^3He и ^4He в молодой океанической коре, мантийная метка которой по экспериментальным наблюдениям остается не стертой. Выбрана группа основных и ультраосновных пород океанического дна, а также пород рифтовых зон Восточной Африки и Исландии ($^3\text{He}_{\text{ср}} \approx 2,21 \cdot 10^8$ атом/см³, $^4\text{He}_{\text{ср}} \approx 3,91 \cdot 10^{13}$ атом/см³, $R_{\text{ср}} \approx 5,65 \cdot 10^{-6}$) [60,68]. Исходные породы в той или иной мере претерпели вторичные изменения, что позволяет приближенно учесть диссипацию гелия в атмосферу.

Для расчета количеств радиогенного ^3He и ^4He (и R) в “гранитном” и “базальтовом” слоях использованы формулы В.С. Глебовской и др. [30], подразумевающие такие механизмы [27, 97 и др.]:

1. ^4He образуется за счет α -распада семейств ^{238}U , ^{235}U и ^{232}Th .

2. Источником ^3He служит реакция:



Плотность потока тепловых нейтронов, определяющая концентрацию ^3He , рассчитана на основании приближенного решения интегро-дифференциального уравнения Больцмана для бесконечной однородной среды с равномерно распределенными источниками быстрых нейтронов. Мощность источников учитывает спонтанное деление ^{238}U и (α , n)-реакции α -излучателей рядов ^{238}U , ^{235}U и ^{232}Th с ядрами элементов, входящих в состав горных пород.

$$\eta^3\text{He} = \frac{\rho^2 N_0 q^6 \text{Li} \tau \bar{V}_T \sigma_T}{10^4 A_{6\text{Li}}} \left[\frac{qU_1}{A_{U_1}} (\exp(\frac{0.693 t}{T_{U_1}^\alpha}) - 1) (\frac{T_{U_1}^\alpha}{T_{U_1}^n} v_{U_1}^n + v_{U_1}^{\alpha n}) + \right. \\ \left. + \frac{7.14 \times 10^{-3} qU_1}{A_{U_2}} (\exp(\frac{0.693 t}{T_{U_2}^\alpha}) - 1) v_{U_2}^{\alpha n} + \frac{qTh}{A_{Th}} (\exp(\frac{0.693 t}{T_{Th}^\alpha}) - 1) v_{Th}^{\alpha n} \right]; \quad (9)$$

$$\eta^4\text{He} = \frac{\rho N_0}{10^2} \left[\frac{qU_1}{A_{U_1}} (\exp(\frac{0.693 t}{T_{U_1}^\alpha}) - 1) v_{U_1}^\alpha + \frac{7.14 \times 10^{-3} qU_1}{A_{U_2}} \times \right. \\ \left. \times (\exp(\frac{0.693 t}{T_{U_2}^\alpha}) - 1) v_{U_2}^\alpha + \frac{qTh}{A_{Th}} (\exp(\frac{0.693 t}{T_{Th}^\alpha}) - 1) v_{Th}^\alpha \right]; \quad (10)$$

где η - концентрация ^3He и ^4He (количество атомов в 1 см³ среды);

q - современная концентрация в весовых % (U_1 - уран-238, U_2 - уран-235);

t - геологический возраст уран-ториевой минерализации.

Подставляемые в формулы значения констант приведены в табл. 9.

Таблица 9. Константы к формулам 9, 10.

Изотопия гелия - описание метода

Наименование констант	Символьное обозначение	Значения констант	Единицы измерения
Число Авогадро	N_0	$6,022 \cdot 10^{23}$	моль ⁻¹
Среднее время жизни тепловых нейтронов	τ	$2 \cdot 10^{-4}$	с
Средняя скорость тепловых нейтронов	$\bar{V}_T$	$2,2 \cdot 10^5$	см/с
Сечение реакции	σ_T	$7,1 \cdot 10^{-23}$	см ²
Период полураспада ^{238}U : α -распад спонтанное деление	$T_{U_1}^\alpha$ $T_{U_1}^n$	$4,51 \cdot 10^9$ $8 \cdot 10^{15}$	лет лет
Период полураспада ^{235}U : α -распад	$T_{U_2}^\alpha$	$7,1 \cdot 10^8$	лет
Период полураспада ^{232}Th : α -распад	T_{Th}^α	$1,41 \cdot 10^{10}$	лет
Выход α -частиц на акт распада: ^{238}U ^{235}U ^{232}Th	$v_{U_1}^\alpha$ $v_{U_2}^\alpha$ v_{Th}^α	8 7 6	
Выход нейтронов на акт спонтанного деления ^{238}U :	$v_{U_1}^n$	2,3	
Выход нейтронов на 1 α -частицу: $^{235}\text{U} \approx ^{238}\text{U}$ ^{232}Th	$v_{U_1}^{\alpha n}$ $v_{Th}^{\alpha n}$	$1,6 \cdot 10^{-6}$ $5,7 \cdot 10^{-6}$	
Атомный вес: ^6Li ^{238}U ^{235}U ^{232}Th	A_{Li} A_{U_1} A_{U_2} A_{Th}	6 238 235 232	а.е.м а.е.м а.е.м а.е.м

Содержания урана и тория в “гранитном” и “базальтовом” слоях, согласованные с тепловым потоком Земли на платформах, приняты $2 \cdot 10^{-6}$, $8,5 \cdot 10^{-6}$ г/г и $6 \cdot 10^{-7}$, $2 \cdot 10^{-6}$ г/г соответственно [33]. Содержания лития для “гранитного” слоя принято по данным для гранитоидов и осадочных пород (из которых частично возникли метаморфические) - $4 \cdot 10^{-5}$ г/г. Для “базальтового” слоя - средние в метабазитах - $2 \cdot 10^{-5}$ г/г [86]. Изменение концентраций радиоактивных элементов считалось обусловленным только их распадом.

Из проведенных расчетов следует, что концентрации образующихся в нижней и верхней частях коры радиогенного ^3He и ^4He (рис. 11а и 11б) уже в первые 500 млн. лет намного превышают первичные. При радиоактивном распаде образуется намного больше ^4He , поэтому значение R резко понижается. Для современного “базальтового” слоя расчетное $R \approx 1 \cdot 10^{-8}$, а для “гранитного” $R \approx 2 \cdot 10^{-8}$ (рис. 11в и 11г). Таким образом, фоновое значение R на Украинском щите (см. ниже) полностью отвечает коровой природе встреченного здесь гелия.

Однако, в ряде работ было доказано, что породообразующие минералы существенно неодинаково продуцируют и удерживают ^3He и ^4He , что может привести к заметному отклонению рассчитанного R в породах от измеренного.

В работе [28] исследованы образцы гранита-рапакиви (табл. 10) и оливинового габбро-норита (табл. 11).

Из таблицы 10 следует, что, хотя основная масса лития гранита сосредоточена в биотите, максимальными являются содержания ^3He в амфиболе. Оба минерала имеют высокие содержания урана и тория, однако и количество ^4He в амфиболе резко преобладает. В породе в целом сохранилось 2,5% гелия, $R_{\text{ср.обр.}} = 2,8 \cdot 10^{-9}$, валовая проба - $R_{\text{изм}} = R_{\text{рас}} = 1,6 \cdot 10^{-8}$), в амфиболе - 25%, а биотит теряет гелий практически полностью, плагиоклаз и микроклин характеризуются повышенными по сравнению с теоретическими величинами, кварц - пониженными.

Таким образом, по породе в целом значения расчетных и измеренных R близки. Дальнейшие исследования [27, 54 и др.] и данные, приведенные в табл. 12, свидетельствуют о том, что для гранитоидов архейско-протерозойского возраста значения R определяются радиогенными превращениями, хотя очевидна возможность локальных вариаций.

В габбро-норите (возраст породы - около 700 млн. лет), также как и в граните-рапакиви, гелий приурочен почти полностью к моноклинному пироксену, гиперстену и роговой обманке. Образец отличается весьма низким (даже для основных пород) содержанием лития, и объяснить присутствующий в нем ^3He ($R = 6,7 \cdot 10^{-6}$) с радиогенных позиций невозможно, поэтому предложена такая схема происхождения породы: вещество “выжималось” в верхние горизонты коры сравнительно медленно и падение температуры шло синхронно с уменьшением давления или опережало его. В этом случае не было условий для полной дегазации и минералы могли сохранить часть благородных газов. Основные и ультраосновные породы УЩ и других геологических образований архейско-протерозойского возраста, как правило, характеризуются более низкими, чем рассмотренные, значениями R . В отдельных случаях это $(5-6) \cdot 10^{-8}$, но значительно чаще встречаются значения $(25-44) \cdot 10^{-8}$. Из сопоставления расчетных (радиогенных) и экспериментальных значений следует, что последние больше в 30-40 раз [88].

Таким образом, R пород “гранитного” слоя в среднем должно отвечать радиогенному. Тем более, что при переходе от первичной (основной или средней по составу) коры к современной породе должны пройти стадию плавления. При этом структуры первичных минералов разрушаются, что сопровождается дегазацией и перераспределением гелия. Поэтому трудно ожидать сохранения значительных количеств гелия, имевшегося в первичной коре. Преобразование пород “базальтового” слоя от основных эффузивов и малоглубинных интрузий к породам гранулитовой фации могло проходить без переплавления. А приведенные по базальтоидам океанического дна и рифтовых зон данные указывают на то, что их кристаллизация не сопровождалась полной дегазацией. Так как трещинные воды в районах распространения основных и ультраосновных пород УЩ не опробовались, пока остается неясным, каким может быть влияние событий в “базальтовом” слое на величины R , измеряемые на сравнительно небольших глубинах (100-300м). Однако вполне логично предположить, что повышенными R характеризуются только породы, а отношение в водах близко к радиогенному.

Изотопия гелия - описание метода

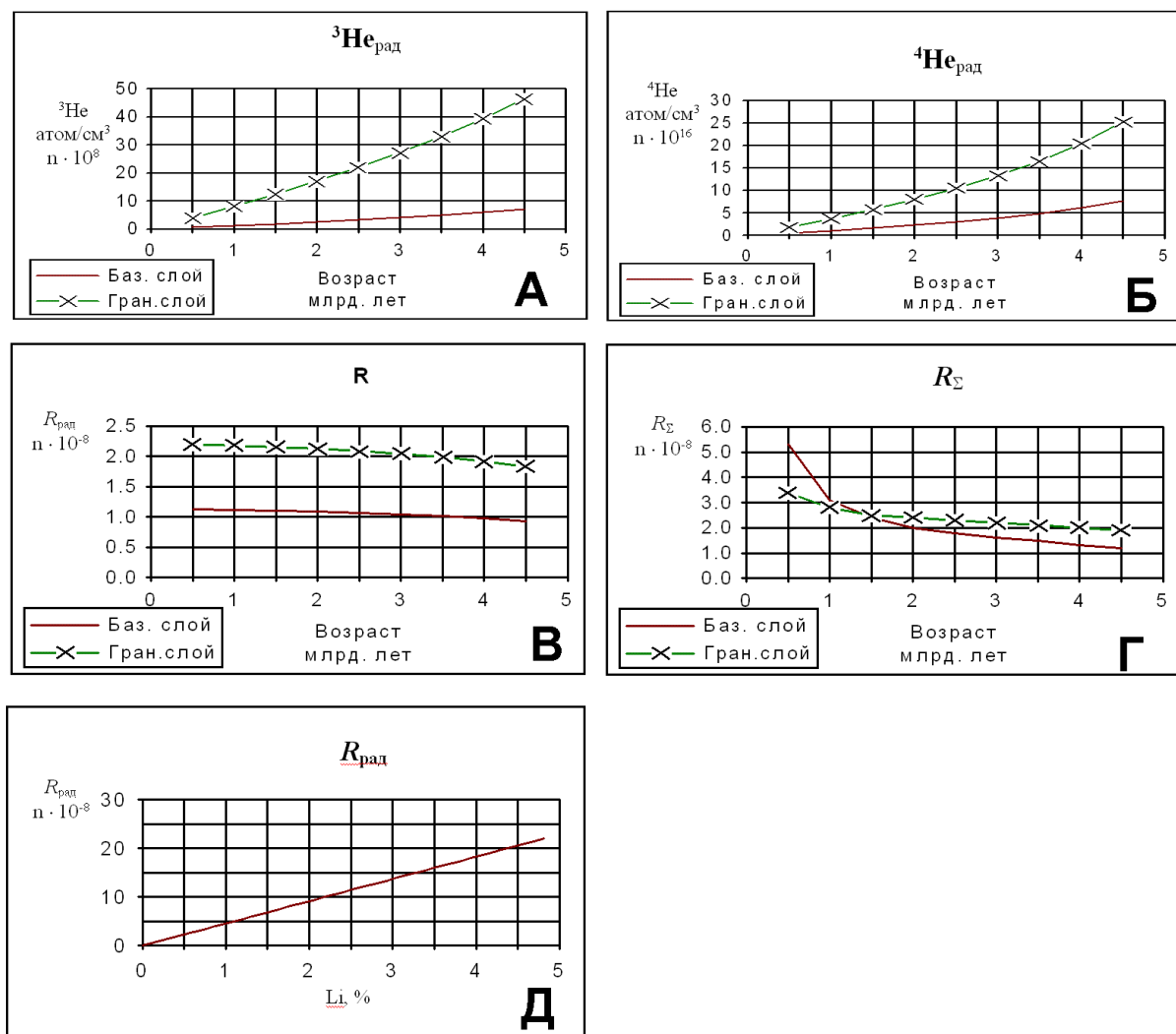


Рис. 11. Графики расчетных He параметров:
а - ^3He , б - ^4He , в - $R_{\text{рад}}$, г - R_{Σ} , д - $R_{\text{рад}}$ (связь R с содержанием Li в породах УЩ и некоторых других регионов).

Таблица 10. Распределение изотопов He в породообразующих минералах гранита-рапакиви [28]

Фракция	Содержание в породе, мас. %	^3He , см ³ /г $\cdot 10^{-12}$	^4He , см ³ /г $\cdot 10^{-6}$	Li, г/г $\cdot 10^{-6}$	U, г/г $\cdot 10^{-6}$	Th, г/г $\cdot 10^{-6}$
КПШ	56	0,8	2	6	2,5	2,7
Биотит	3	2,3	18	620	7,2	4,8
Плагиоклаз	10	1,35	27	10	5,9	5,3
Кварц	30	0,3	2	12	5,1	3,0
Амфибол	1	16,6	368	37	3,5	12,7
Циркон	0,003	50	25000	—	990	150

Таблица 11. Распределение изотопов Не во фракциях оливинового габбро-норита [28]

Фракция	Содержание минерала в %	^3He , $\text{см}^3/\text{г} \cdot 10^{-12}$	^4He , $\text{см}^3/\text{г} \cdot 10^{-6}$	Li, $\text{г}/\text{г} \cdot 10^{-6}$
Плагиоклаз	65	1,39	0,19	≈ 3
Оливин	15	10,4	1,4	5,5
Моноклинный пироксен + гиперстен	15	107	16	4,5
Гиперстен + амфибол + моноклинный пироксен	5	280	42	-

Таблица 12. Изотопное отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в породах Украины и некоторых районов Беларуси и России [29,30 и др.]

Участок	Координаты		Порода	Значения R в пробах, ($n \cdot 10^{-8}$)	$R_{\text{ср}}$ и ст. откл.
	сш	вд			
Старобинский	52 44	27 27	Соль	133 пробы	1.7
Речицкий	52 13	30 18	Соль	0.4;3.2	1.8 ± 1.4
ДДВ	-	-	Ортофир	9	9
УЩ	-	-	Кислые	0.3;0.6;0.8;0.9;1;1.5;1.5;1.5;1.6;2;2.5;4;4;5.5;6;2.8;6;5	2.6 ± 1.9
-“-	-	-	Основные, ультра-основные	3.2;3.7;20;20;20	13.4 ± 8.1
-“-	-	-	Щелочные	8.5;5.5;5.5	6.5 ± 1.4
	-	-	Граниты, мигматиты	0.5;1.8;0.4;0.8;1.3	1.0 ± 0.5
Пержанский	51 25	27 55	Граниты, метасоматиты	1.5;1.4;8.8;4.1;5.7;9.6;16	6.7 ± 4.8
Коростенский	50 35	28 25	Гранит Габбро	4;3;4;4 23;23	3.8 ± 0.4 23
Стецовский	49 00	31 06	Гранит	7.6;1;1.4;2.4;3.5;2;6.4;4.7	3.6 ± 2.3
Субботовский	48 42	32 32	Гранит, гнейс	2.7;2.5	2.6 ± 0.1
Сушковско-Косеноский	48 45	30 28	Гранит, сиенит	2.1;1.7;0.7;0.3;0.7	1.1 ± 0.7
Ватутинский	48 36	31 17	Гранит, мигматит Альбитит	1;1.7;1.2;0.9;2.7;1.6 2.7;3.7;1.6;4.3;7.7;3.4;2.6	1.5 ± 0.6
Севериновский	48 34	32 16	Мигматит Альбитит	4.3;6.2;1.8;3;3;3;2.7;2.8;2;3 1.7;1.6	3.2 ± 1.2 1.7 ± 0.5
Центральный	48 32	32 18	Гранит	2.5	2.5
Завальский	48 12	30 00	Мрамор	6.8;4.7	5.8 ± 1.0
Октябрьский	47 34	38 20	Пироксенит	25	25
Воронежский	51 10	36 10	Джеспилит	1.4	1.4

массив					
--------	--	--	--	--	--

Следовательно, “базальтовый” слой едва ли может служить источником гелия с высоким R , который поступал бы с флюидами в верхнюю кору и формировал аномалии при обычных платформенных условиях, когда температуры в его пределах низки. В случае же активизации, содержанием которой является вторжение в кору мантийных основных выплавок, в основном концентрирующихся именно в “базальтовом” слое, слой явно становится одним из источников таких флюидов. Более того, резкое изменение РТ-условий в слое при активизации приближает их в отдельных частях слоя к условиям частичного плавления и сами древние коровые породы “базальтового” слоя могут отдавать накопленный в них гелий нерадиогенного происхождения.

Расчетное радиогенное R осадочного слоя совпадает с R “гранитного”. Но в регионах с преобладанием глинистых пород, в которых несколько повышена концентрация лития [85], возможно заметное увеличение R (рис. 11д). Не исключено, что этим объясняется повышенный фон некоторых осадочных бассейнов Украины, а локальный рост концентраций приводит к местным аномалиям. Необходимы дальнейшие исследования этой проблемы.

Значительная часть изотопных отношений гелия определяется в водах осадочного слоя. Поэтому необходимо рассмотреть связь параметра с его величиной в самих породах.

До середины 70-х годов рядом исследователей была разработана концепция, согласно которой распределение концентраций гелия отражает восходящий поток фильтрационного типа, осложненный на отдельных участках зонами бокового рассеяния. Указывалось, что гелиенирование осадочной толщи на фоне глубинного потока однозначно не подтверждено. В работе [53] на основе выполненных расчетов был сделан вывод об определяющей роли дифференциации порового водного континиума на зоны преимущественного конвективного и молекулярного обмена и о согласованности качественных и количественных характеристик полей в диффузионных зонах с кларками альфа-излучателей, молекулярной проницаемостью и мощностями входящих в них толщ. В соответствии с обоснованной Н.И. Мусиченко и В.В. Ивановым зависимостью (которая определяет предельно достижимые в растворах осадочных толщ концентрации гелия в том случае, когда из фундамента гелий не поступает) и выполненными ими оценками - концентрация гелия к моменту t достигает следующего значения [53]:

$$N = \frac{\alpha \lambda \rho q}{A m n \sigma} (\sigma t - 1 + e^{-\sigma t}), \quad (11)$$

где N - мольная доля гелия в растворе,
 α - число альфа-частиц на полный распад атома гелийпродуцирующего изотопа,

A - атомный вес изотопа,

λ - постоянная распада изотопа,

q - его весовая концентрация,

ρ - плотность породы,

m - ее пористость,

n - число молей растворителя (воды) в единице объема,

σ - постоянная выделения.

Если в качестве гелийпродуцирующего изотопа рассматривать эквивалентный U^{238} со средним содержанием

$$q = q_{U^{238}} + \frac{6 \lambda_{U^{235}}}{8 \lambda_{U^{238}}} q_{U^{235}} + \frac{7 \lambda_{Th}}{8 \lambda_{U^{238}}} q_{Th}, \quad (12)$$

при условии: $q_{U^{238}} = 3,5 \cdot 10^{-6}$, $q_{Th} = 1,1 \cdot 10^{-6}$, $q_{U^{238}} / q_{U^{235}} = 139$, $m = 0,1$, $\sigma = 2 \cdot 10^{-8}$, $n = 1/18$, то формула (11) преобразуется следующим образом:

$$= 4,2 \cdot 10^{-7} (2 \cdot 10^{-8} t - 1 + e^{-2 \cdot 10^{-8} t}), \quad (13)$$

Найденные по формуле (13) значения для разновозрастных образований, а также измеренные в соответствующих отложениях концентрации гелия, показывают, что наблюдаемый уровень развития полей концентраций гелия всех этих отложений вполне мог быть обеспечен собственным гелиеобразованием осадочных толщ (см. табл. 13).

Таблица 13. Теоретические и наблюдаемые концентрации гелия в водных растворах разновозрастных толщ [53].

Период	Возраст , млн. лет	Расчетные концентрации, мольные доли $\cdot 10^{11}$	Измеренные концентрации, мольные доли $\cdot 10^{11}$		
			Южный Мангышлак	Северный Устьюрт	Московская синеклиза
Неоген	0,7-25	4,2-4500	3,6-10	3,6-100	
Палеоген	25-67	4500-25200	100-630	100-8000	
Мел	67-137	25200-76000	20-2500	8000-100000	~3,6
Юра	137-195	76000-123000	2500-100000	100000- 120000	
Триас	195-230	123000-151000			3,6-1000
Пермь	230-285	151000-197000			100-20000
Карбон	285-350	197000-252000			20000-63000
Девон	350-405	252000-298000			63000-100000
Силур	405-440	298000-328000			
Ордовик	440-500	328000-378000			
Кембрий	500-570	378000-438000			100000-300000

В работе [107] была рассмотрена проблема, связанная с транспортировкой гелия (и аргона) из осадочных пород третично-карбонового возраста и пород кристаллического фундамента в связанные водоносные горизонты на севере Швейцарии. Надежные оценки изотопного состава гелия были получены при использовании целого комплекса сведений, в частности: литологии и мощности водоносных горизонтов и проницаемых водоупоров, проницаемости и пористости всех типов пород, минерального состава пород, концентраций родительских элементов и изотопного состава благородных газов в породах и минералах, факторов, контролирующих сохранность газов, и их вариаций в пределах осадочного бассейна, структуры осадочных слоев, разломов и их взаимосвязи с осадками, тектонического режима и сейсмической активности, возраста родительских пород, уровня седиментации, концентраций элементов (необходимых) в грунтовых водах, радиометрического возраста водоносных осадков и пр.. Подобные исследования с привлечением огромного фактического материала на сегодня являются единичными, поэтому на их результаты стоит обратить особое внимание.

Используя расчетные и экспериментальные данные по гелию (аргону), было показано, что они существенно разнятся. Изученные породы и минералы почти

полностью теряют радиогенный гелий, образованный *in situ*. Расчетные концентрации в грунтовых водах превышают измеренные почти на 3 порядка. Это означает, что система вода-порода не была “замкнутой” со времени осадконакопления и мобильные воды непрерывно перемещали гелий в конечном счете в атмосферу.

Сопоставление расчетных и экспериментальных концентраций ^3He и ^4He в породах и минералах показывает, что: 1) большинство образцов осадочных и кристаллических пород имеют низкие коэффициенты сохранения ^3He и ^4He ($L(^i\text{He}) = (^i\text{He}_{\text{изм}}/^i\text{He}_{\text{расч}}) \cdot 100\%$, $i = 3; 4$ в пределах 1-20 %, 2) песчаники, кварц и плагиоклазы содержат избыточные концентрации ^3He и ^4He , 3) некоторые хемогенные осадки характеризуются более высокими $L(^3\text{He})$, чем $L(^4\text{He})$ и в 20 раз превышают расчетные R . Особенно велики потери ^4He у сланцев и хемогенных осадков (по отдельным образцам): сланец - $L(^4\text{He}) = 4\%$, ангидритовые сланцы, доломиты, ангидриты - 2 %, в кристаллических породах - до 11 %. Раздробленные при высоком вакууме породы высвобождают очень малые количества гелия (ангидрит, сланец, аплит, сиенит, гнейсы - $(0,76-2,4) \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$, песчаник - $32 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$).

Сохранность гелия в минералах зависит в основном от специфических особенностей кристаллических решеток. Микроклин высвобождает гелий достаточно легко - $L(^4\text{He}) \sim 1\%$ [28,69]. Способность кварца удерживать гелий в сильной степени зависит от качества кристаллической структуры. Аморфный кварц наиболее легко проницаем для гелия. Экстремально низкий коэффициент диффузии $\sim 10^{-20} \text{ см}^2/\text{с}$ ранее был определен для совершенных кристаллов кварца [84]. Изученные $L(^3\text{He})$ и $L(^4\text{He})$ для кварцев варьируют от 4 до 40 %, тем не менее кварцы образцов пермского осадочного горизонта имели существенный избыток ^3He , указывая на то, что гелий ими захвачен. В гнейсе богатый литием биотит (320 ppm) и хлорит (160 ppm) содержит очень малое количество ^3He ($L(^3\text{He}) \leq 0,6\%$), в противоположность им обедненный литием кварц (12 ppm) имеет $L(^3\text{He}) = 28\%$. Следовательно, отличия между наблюдаемыми величинами $R = 3,2 \cdot 10^{-8}$ и расчетными $R = 1,8 \cdot 10^{-8}$ в гнейсах могут обеспечиваться указанными факторами.

В песчанике и особенно в его породообразующих минералах кварце и плагиоклазе $L(^3\text{He})$ и $L(^4\text{He}) > 100\%$. Отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в этой породе и минеральных включениях соответствует $(7-9) \cdot 10^{-8}$. Газово-жидкие включения в минералах содержат также значительные количества гелия с очень близким значением $R = 9,2 \cdot 10^{-8}$. Обе указанные величины R выше расчетной $R (1,4 \cdot 10^{-8})$. Отмечаемый избыток гелия в песчанике свидетельствует о том, что он не образовался *in situ*, в отличие от сланца, где измеренные концентрации ^3He и ^4He значительно ниже расчетных, а расчетное отношение $^3\text{He}/^4\text{He} = 7,2 \cdot 10^{-8}$ лишь в 2 раза превышает измеренное ($3,5 \cdot 10^{-8}$). Слюда с высокой концентрацией лития (360 ppm), в силу своих структурных особенностей не сохранила ^3He , а кварц частично его приобрел, отсюда очевидно некоторое изменение изотопного состава гелия в сланце.

Доломит, ангидрит и ангидритовая составляющая ангидритового сланца содержат малые количества гелия ($\sim 0,42; 3,7; 0,19) \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$) с повышенными отношениями $^3\text{He}/^4\text{He}$ $(7, 14, 15) \cdot 10^{-8}$ соответственно (приблизительно в 20 раз превышая расчетные). Все указанные образцы сформировались в малоглубинных водах на плоской прибрежной алювиальной суше, в гиперсоленых (гипс) и мелководных лагунах. Высокое изотопное отношение $^3\text{He}/^{36}\text{Ar}$ в них исключает атмосферный источник для ^3He (предполагается, что изотоп ^{36}Ar имеет только атмосферное происхождение, он образуется и при радиоактивных превращениях, но количество его пренебрежимо мало). Влияние гипотетического спалогенного гелия также исключается, поскольку вода, вероятно, экранировала поток космических лучей (поток нейтронов космического происхождения вблизи земной поверхности в 10-20 раз превосходит таковой в недрах Земли и, несмотря на проникающую мезонную компоненту, область воздействия космического излучения невелика - метры-десятки

метров [82]). После захоронения хемогенных осадков мантийный гелий потенциально мог повысить значения R . Однако, в молассовом бассейне нет прямых указаний на магматическую или гидротермальную активность в триасовый период и позже. Поэтому внешний глубинный источник также исключен. Зато отмечается прямая корреляция между концентрациями лития и ^3He (чего не было при анализе вышеупомянутых пород), что в свою очередь подтверждает радиогенный *in situ* источник для ^3He .

Образование ^3He в литийнесущих минералах (кольцевые силикаты) таких как турмалин или сподумен могут повысить R , однако эти минералы не являются типичными в химических осадках Молассового бассейна. Поэтому высокие $L(^3\text{He})$ скорее всего могут быть результатом более высоких потерь лития, чем ^3He в породах.

Другое объяснение преимущественного удержания ^3He в хемогенных осадках подразумевает совершенно разное поведение водорода и гелия. Как уже отмечалось, родительский изотоп ^3He - тритий - образуется в реакции $^6\text{Li} (n, \alpha) ^3\text{H}$. Образующиеся ^4He и ^3H испускаются с очень большими энергиями и создают поврежденные треки в минерале “хозяине”. ^4He , предполагается, совершает пробег вдоль этих треков в кристаллических дефектах или по границам зерен (где обычно сосредоточен уран и торий) достаточно легко. У трития, вероятно, несколько иная картина. Ион $^3\text{H}^+$ прикрепляется к молекуле H_2O , формируя ион H_3O^+ , который менее мобилен, чем гелиевый атом. С другой стороны, ^3H может быть поглощен при химической сорбции или поверхностном растворении. За время распада ^3H ($T_{1/2} = 12,3$ лет) трек может оказаться закрытым и тритийнесущие соединения поглощены. Низкая энергия при ^3H -распаде не является достаточной для высвобождения атомов ^3He из этих треков.

Сопоставление данных по породам и подземным водам можно провести, используя зависимость [107]:

$$^4\text{He}_v = ^4\text{He}_p \times ((1 - p) / p) \times (d_p / d_v) \quad (14)$$

где p - пористость, d_p , d_v - плотности пород и воды.

Она предполагает, что весь гелий, образовавшийся в породах с начала осадконакопления в замкнутой системе вода-порода, целиком переходит в воду. Концентрации ($\text{см}^3/\text{г}$

H_2O), вычисленные для индивидуальных пород, варьируют от $2 \cdot 10^{-4}$ - доломит до $\sim 10^{-1}$ - гнейс. Измеренные концентрации изменяются от $1,7 \cdot 10^{-6}$ до $4,5 \cdot 10^{-3} \text{ см}^3/\text{см}^3 \text{ H}_2\text{O}$. Нижний предел получен для доломитов, осадки которых имеют более высокую пористость (до 25 %) и низкую радиоактивность ($U < 1 \text{ ppm}$, $\text{Th} = 1 \text{ ppm}$), а верхний соответствует водам пермской формации, которые намного старше, чем расположенные выше, и связаны с терригенными осадками с более низкой пористостью (4-12 %) и высокой радиоактивностью ($U = 2-12 \text{ ppm}$, $\text{Th} = 8,6-26 \text{ ppm}$) (расчетные концентрации ^4He здесь также высокие). В породах кристаллического фундамента концентрации ^4He в воде составляют $(0,1-2,6) \cdot 10^{-3} \text{ см}^3/\text{см}^3 \text{ H}_2\text{O}$.

Общая тенденция к уменьшению пористости с глубиной обычно компенсируется увеличением температуры и минерализации растворов, благодаря чему коэффициент диффузии поровой жидкости варьирует в небольших пределах по всей осадочной толще. Молекулярная проницаемость поровой среды для гелия оценивается значениями от 10^{-6} до $10^{-5} \text{ см}^2/\text{с}$. В породах складчатого фундамента за пределами коры выветривания пористость имеет значения порядка 10^{-2} , характеризуется преимущественными сечениями $< 10^{-6} \text{ см}$, и, как правило, не является непрерывной. По масштабам молекулярной проницаемости образования фундамента должны приближаться к твердым телам, и их эффективная проводимость, вероятно не превышает $10^{-10} \text{ см}^2/\text{с}$. Таким образом, обмен компонентами через раздел осадочная толща - складчатый фундамент крайне затруднен [53].

Из всего вышеизложенного совершенно очевидна роль пермских сланцев, служащих водоупором, где накапливаются старые застойные воды. Их низкая проницаемость и диффузия радиогенных нуклидов к соседним более молодым мобильным горизонтам (пермские песчаники) по-видимому являются главным процессом переноса, т.е. речь идет о такой модели, где внешний источник не требуется. Несмотря на то, что отмечается незначительное фракционирование в терригенных и хемогенных осадках, вклад их в общий газовый баланс территории незначителен.

Рассмотрение результатов гелиевых изотопных анализов на севере Швейцарии показывает, что регионы, где отсутствуют признаки проявлений молодого магматизма, гидротермальной активности, сейсмичности и т.д. в принципе могут характеризоваться повышенными отношениями $^3\text{He}/^4\text{He}$ (это же относится и к некоторым регионам осадочных бассейнов Украины), не имея при этом никакого отношения к мантийным флюидным потокам. Несколько труднее согласиться с выводами о влиянии трития, очевидно техногенного происхождения в хемогенных осадках для указанных глубин, хотя такие объяснения вполне корректны при изучении открытых и близповерхностных вод. Детальное рассмотрение полученных результатов позволяет безошибочно установить главные источники гелиевых и изотопно-гелиевых аномалий, а также механизмы переноса их основных газовых компонентов. Специальные исследования [82] также показывают, что в интервале глубин от 1,5 до 2,2-2,5 км происходят наибольшие потери гелия, достигающие 65-70 %, на больших глубинах - 50-60 %. Причины, обуславливающие уменьшение концентраций гелия почти в 2 раза, заключаются в том, что на данных глубинах сохраняется большое влияние проникающих (инфильтрационных) вод, почти лишенных гелия, и возможно, “диагенетического” газообразования. Трещинные воды в пределах развития урановых рудопроявлений УЩ, выходящие на уровень эрозионного среза (участки Ватутино, Центральное и др.), характеризуются меньшей гелиееносностью, чем участки (Севериновский, Мичуринский и др.) с глубокозалегающими рудными телами, которые находятся в относительно изолированных от атмосферы условиях. Вследствие чего в подземных водах образуются интенсивные ореолы гелия.

Тем не менее обобщенные данные по главным типам осадочных пород [82] приводят к следующим ожидаемым значениям R : песчаные - $1,3 \cdot 10^{-8}$, глинистые - $3,5 \cdot 10^{-8}$, карбонатные - $1 \cdot 10^{-8}$, соленосные - $0,5 \cdot 10^{-8}$. Пределы вариаций для каждого литологического типа пород по перечисленным причинам указать затруднительно, поэтому при изучении газов необходимо представлять гетерогенность пород не на уровне кубических сантиметров (обычный объем навески исследуемого образца пород), а километров. Возможное фракционирование изотопов гелия при его миграции из пород также не велико и не превышает погрешности измерений или приближается к ней.

Изучение образцов пород, как правило, показывает некоторое превышение R над фоном. Поэтому понимание основных механизмов, ответственных за подобные явления, позволяет, путем сопоставления расчетных и экспериментальных данных, вносить необходимые коррективы, привлекая одновременно дополнительные материалы, подобно тому, как это сделано в [107].

Глава 3. Применимость изотопии гелия для диагностики процессов в зонах молодой активизации

Специфичность изучения зон современной активизации заключается в том, что геологически на поверхности Земли они не успели наглядно себя проявить вследствие молодости глубинных процессов. Однако методами глубинной геофизики все же удается распознать аномальные объекты в земной коре и верхней мантии, отвечающие этим событиям. Они характеризуются аномальными значениями физических полей (высокими глубинными температурами, низкими значениями скоростей сейсмических волн и электрического сопротивления, отрицательными мантийными гравитационными аномалиями и пр.).

Такие объекты могут возникать только как следствие мантийного теплопереноса, который приводит, в частности, к появлению в верхней части тектоносферы глубинных флюидов. По проницаемым разломам флюиды могут достигать приповерхностной части коры. Такие разломы зафиксированы во многих зонах активизации как узкие электрические проводники, соединяющие мантийные и приповерхностные проводящие объекты. Наличие в указанных зонах признаков мантийных флюидов может служить независимым от геофизических данных критерием их происхождения. Для диагностики активизированного состояния тектоносферы представляется возможным использование отношений изотопов гелия - $^3\text{He}/^4\text{He}$. Приведенные выше данные показывают, что это вполне реально. Однако на практике могут возникнуть непредвиденные осложнения.

Чтобы выяснить перспективность данного метода, необходимо рассмотреть вариант ситуации, в котором присутствуют три вида признаков: сведения об изотопии, явная тектоническая активность (в том числе мантийная) и отражающиеся в возмущениях физических полей аномальные объекты в коре и мантии, характерные для недр зон современной активизации. Сформулированным критериям отвечают мегаантиклинорий Малого Кавказа и Центральный Французский массив [87,88]. В этих регионах процессы активизации достигли более зрелой стадии, чем изучаемые на территории большей части Украины [43]. Здесь очевидно участие мантии (основной магматизм и пр.), обнаружены аномальные объекты, связанные с перегревом вплоть до частичного плавления в коре и мантии. Они выявлены геотермическими, геоэлектрическими, сейсмологическими и гравиметрическими исследованиями. На территории Малого Кавказа и Центрального Французского массива довольно детально изучена изотопия гелия, обнаружены явные аномалии величины R , указывающие на активный глубинный процесс и высокую проницаемость коры. Территориально аномалии коррелируют с объектами, установленными глубинной геофизикой.

Не менее наглядна связь геологических, геофизических и изотопных критериев в Закарпатье, несколько затушевана она (вероятно, из-за несколько большего возраста процесса) в Предкавказье.

Ниже рассматриваются кратко материалы по этим регионам.

3.1. Малый Кавказ

В геологическом отношении Малый Кавказ является одной из внутренних зон Тавро-Кавказского сектора Средиземноморского орогена и представляет собой дугообразный мегантиклинорий шириной 200 и протяженностью 400 км. Выделяют три оротектонических пояса: Антикавказский, Севанский, Араксинский [4] и три главных зоны глубинных разломов общекавказского простирания: Севано-Амасийскую, Ширак-Зангезурскую и Ереванскую. Все они древнего заложения (по крайней мере - юрского и мелового), контролируют зонально-блоковое строение Малого Кавказа и по сейсмическим данным проникают через всю кору до раздела М [24 и др.]. Разломы антикавказского направления сравнительно молодые, возникли в

основном на орогенном этапе и контролируют расположение новейших структур - впадин, поднятий - и проявления молодого вулканизма (в том числе - мантийного). Сейсмичность территории Армении имеет сложный характер, в числе главных геологических критериев, контролирующих ее, упоминаются новейшие (неоген-четвертичные) и современные тектонические движения. В основном очаги землетрясений приурочены к границам крупных тектонических зон.

Тектоносфера Малого Кавказа характеризуется геофизическими моделями, построенными вдоль профиля ГСЗ Маркара-Пойлы [21,74 и др.]. Он пересекает вкрест простирающаяся Малокавказскую геосинклиналь. Все наблюдаемые значения гелиевого изотопного отношения R , полученные в пределах полосы шириной 100 км, были перенесены параллельно границам тектонических зон на линию профиля. В результате построена кривая распределения изотопного отношения гелия. На рис. 12 показано ее соответствие другим параметрам, характеризующим тектоносферу. Кривая (рис. 12,в) имеет пилообразный вид. В зоне роста ТП отмечается два минимума R , правое крыло графика имеет сходство с остальными кривыми, которые характеризуются постепенным спадом аномальности физических параметров вплоть до выхода на фоновые значения (на кривой виден лишь фрагмент ниспадающей ветви), а левое крыло не имеет продолжения из-за отсутствия данных по соседней территории (Турции).

По данным В.С. Глебовской и др. (1972, 1975) [29,30], а также работы [71], для территории Армении характерны высокие значения R . Можно выделить три группы газов по отношению к гелию атмосферы: а) с высоким R от $4,1 \cdot 10^{-6}$ до $6 \cdot 10^{-6}$; б) с повышенным R от $2 \cdot 10^{-6}$ до $2,4 \cdot 10^{-6}$; в) с низким R - $0,95 \cdot 10^{-6}$.

В структурном отношении все газы с высоким R приурочены к осевой части Транскавказского поднятия, протягивающегося от Арарата через Арагац и Эльбрус до Ставропольского поднятия Скифской плиты. Они связаны с внутриблоковыми разломами высоких порядков и участками с различным строением вулканогенного комплекса. В районе Веди ($R=6 \cdot 10^{-6}$) газопроводящий разлом заложен в породах осадочного верхнего мела и неогена и в подстилающих метаморфических образованиях докембрия-палеозоя. Севернее, на Центральном вулканогенном плато, газонасыщенные минеральные воды курорта Арзни ($R=5,2 \cdot 10^{-6}$) приурочены к Северному Нахичеванскому разлому, прорывающему отложения нижнего неогена, которые перекрыты базальто-андезитовыми четвертичными лавами. Еще севернее, в Анкаване ($R=5,7 \cdot 10^{-6}$) и Улашике ($R=4,7 \cdot 10^{-6}$), высокие значения связаны с зоной Мармориканского разлома, заложенного в древнейших породах региона - метаморфических сланцах докембрия-раннего палеозоя. Очевидно, что изотопный состав гелия в пределах описываемой зоны не зависит от геологического строения участка, состава и возраста слагающих пород, представленных широким диапазоном формаций. Таким образом, газовые проявления Транскавказского поднятия могут быть приурочены к глубинным (в том числе - подкоровым) горизонтам, т.е. имеют вулканическое происхождение. Полагать, что высокие R обусловлены наличием лития, нет оснований, так как его концентрация в породах ниже кларка (15-20 г/т) [25].

Газы с повышенной величиной R можно считать характерными для зон затрудненного водообмена, т.е. для областей, сложенных осадочно-вулканогенными и вулканогенными образованиями палеоген-неогенового возраста. Вероятно, изменение состава газов произошло при их движении от осевых, наиболее флюидопроводящих частей структур к периферии за счет увеличения содержания радиогенного гелия в

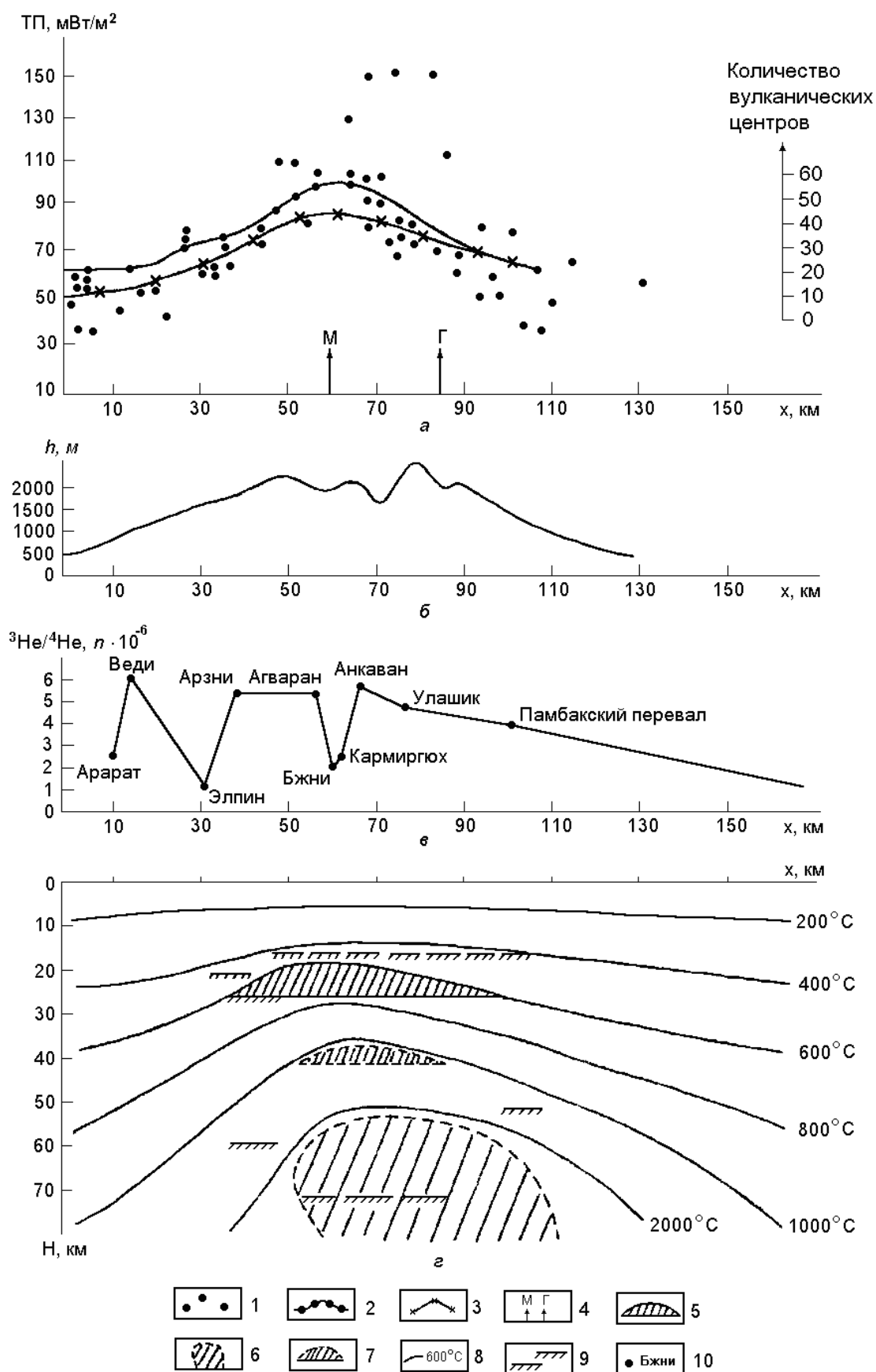


Рис. 12. Сравнение изотопных отношений гелия и геолого-геофизических данных по профилю ГСЗ Маркара-Пойлы.

а - распределение теплового потока и вулканических центров; б - амплитуды неоген-четвертичных движений [21,74]; в - распределение отношения изотопов гелия [29,30,71]; г - тепловая модель земной коры и верхней мантии [21].

1 - наблюдаемые значения теплового потока, 2 - кривая распределения вулканических центров, 3 - кривая расчетного теплового потока, учитывающая эффект радиогенного тепла и геосинклинальной складчатости, 4 - центры зон магматизма и геосинклинальной складчатости, 5 - зона частичного плавления в средней части коры, 6 - зона частичного плавления в мантии, 7 - зона частичного плавления в нижней части коры, 8 - изотермы, 9 - кровля проводящего слоя по данным ГМТЗ [20,94], 10 - пункты отбора проб.

породах и примеси газов вод коры выветривания. Эта группа газов установлена в пунктах Арабат ($R = 2,4 \cdot 10^{-6}$) - осадочно-вулканогенная толща верхнего мела, а также Бжни ($R = 2 \cdot 10^{-6}$) и Кармиргюх ($R = 2,4 \cdot 10^{-6}$) - неогеновые лавы андезито-базальтов (на графике отмечены минимальными значениями). Исключение составляет проба из минерального источника в пункте отбора Элпин ($R = 0,95 \cdot 10^{-6}$), где отмечается рудопроявление урана. Несмотря на приуроченность рудопроявления к Северному Нахичеванскому разлому, сравнительно низкая величина изотопного отношения представляется объяснимой: она обусловлена интенсивной генерацией радиогенного изотопа ^4He .

Высокие значения R пространственно совпадают с центральными частями геосинклинальной складчатой зоны и областью вулканизма и соответствуют Севанскому оротектоническому поясу (в основном - его Анкаван-Зангезурской зоне).

Средние значения ТП в пределах пояса (см. рис. 12а) составляют 70-80, при фоновом 50 мВт/м² [22]. Это дает основания полагать, что в недрах центральной полосы исследуемой территории существует источник тепла, обуславливающий аномалию. Им могут быть объяснены и возмущения других физических полей. Была построена тепловая модель [21] для двухмерного объекта, сохраняющего на всем протяжении одинаковую ширину и не имеющего разрывов (см. рис. 12г). В двух интервалах (на глубинах 20 и 60 -170 км) возможно частичное плавление вещества. Коревая зона частичного плавления совпадает с вулканическим поясом..

В регионе выделены две транскоровые геофизические аномалии (Ахурян-Касакская и Раздан-Арпинская), отождествляемые со структурами мантийных диапиров [74]. Наибольшие значения плотности ТП (80-156 мВт/м²) фиксируются в пределах Раздан-Арпинской транскоровой геофизической аномалии. Конфигурация аномалии сходна с контуром оз. Севан, лишь с некоторым смещением в юго-западном направлении примерно на 15-20 км. Согласно [21 и др.] пространственное положение тепловой аномалии связано непосредственно с Севанским оротектоническим поясом, на основании чего делается заключение о реликтовом характере теплового поля, обусловленного геосинклинальным развитием территории. Полученные результаты, несмотря на некоторые различия в интерпретации данных, указывают на мантийную природу аномалий ТП.

Тепловая модель сопоставима с результатами ГМТЗ [20,94]. Уровни кажущихся сопротивлений на кривых МТЗ с различной поляризацией и их форма указывают на существенную горизонтальную неоднородность разреза: выделяются многочисленные минимумы, отражающие проводящие объекты в земной коре. Результаты формальной интерпретации дают глубины кровли проводящих объектов 15-25 (в земной коре) и 50-70 км (в мантии).

Профиль ГСЗ Маркара-Пойлы пересекает значительную отрицательную аномалию силы тяжести. Расчеты корового эффекта от построенной плотностной модели [15] указывают на возможную ее связь с аномально низкими ($3,0 \text{ г/см}^3$) плотностями пород в верхней мантии.

Имеющиеся сейсмические данные [51 и др.] свидетельствуют о небольших колебаниях мощности земной коры вдоль профиля (средняя мощность 40 км). Г.П. Капралов по данным ГСЗ и МОВЗ составил схему раздела М для южного склона Малого Кавказа. Мощность земной коры в пределах Транскавказского поднятия изменяется от 37 до 50 км. Наименьшая ее мощность в районе Анкавана и Арзни. Здесь же зафиксирована наименьшая мощность “гранитного” слоя - 15 км [51]. К этой части структуры приурочены экстремальные значения ТП и изотопного состава гелия.

Очевидно, что фиксируемые аномалии физических полей и изотопии гелия связаны с глубинными процессами, геологическим проявлением которых являются альпийская складчатость (возраст 25-30 млн. лет) и молодой плиоценовый магматизм (6 млн. лет) [4,24,51 и др.].

3.2. Центральный Французский массив

Центральный Французский массив, характеризующийся проявлением позднекайнозойского вулканизма, представляет собой эпибайкальскую глыбу внутри герцинской складчатой области, подвергшуюся некоторой тектоно-магматической переработке на позднегерцинском этапе. В альпийском цикле он являлся областью поднятия, разбитой в олигоцене меридиональными разломами, вдоль которых формировались впадины. С неоген-четвертичным временем связано сводово-глыбовое воздымание массива, достигающее амплитуды 1-1,5 км (рис. 13б). Вулканическая активность максимально проявилась в плиоцене и в ослабленной форме - в антропогене. Возраст последних извержений составляет всего несколько тысяч лет [73].

В регионе выполнен большой комплекс геолого-геофизических исследований, включая глубинную (мантийную) сейсмологию в томографическом варианте. Ее результаты подвергнуты детальному анализу, к которому привлечены свойства мантийных пород при высоких давлениях и температурах, изученные на образцах специально отобранных ксенолитов. Это обстоятельство существенно повышает достоверность моделирования и сделанных по его результатам выводов о состоянии вещества верхних горизонтов мантии [106].

Максимальные значения ТП в регионе - 105-110 на фоне 60 мВт/м² (в какой-то мере связанном с герцинской геосинклиналью) зафиксированы в вулканическом районе Лимань и на стратовулкане Мон-Дор. Результаты 150 определений ТП, осредненные с шагом 40 км в пределах полосы шириной 400 км [99], свидетельствуют о наличии в верхней мантии дополнительного источника тепла (рис. 13а).

Максимальные значения R отмечены в образцах стратовулкана Мон-Дор ($R = (7,23-7,64) \cdot 10^{-6}$). Величина R в водах ниже (приблизительно в 5 раз), чем в газах, обогащенных CO₂, однако мантийная метка различима в обоих случаях. В двух образцах отношение R ниже, чем в атмосфере. Они характеризуются низкими соотношениями ⁴He/²⁰Ne, что свидетельствует о частичной контаминации образцов на участке гелием атмосферы, радиогенный гелий привел к еще большему снижению R [102]. На рис. 13в величины $R = R \cdot 10^{-8}$ представлены в виде lg R . Точки на графике с низкими значениями lg $R < 1$ расположены за пределами Центрального Французского массива и относятся к Предальпийскому прогибу, в осадках которого представлен типичный коровый гелий.

Исследуемая территория отмечается значительной отрицательной гравитационной аномалией (до 70 мГл). Гравитационный эффект земной коры и нормальной мантии не совпадает с наблюдаемым полем (величина расхождения 190 мГл), указывая на интенсивное разуплотнение мантийных пород, не характерное для герцинид (рис. 13г) [19].

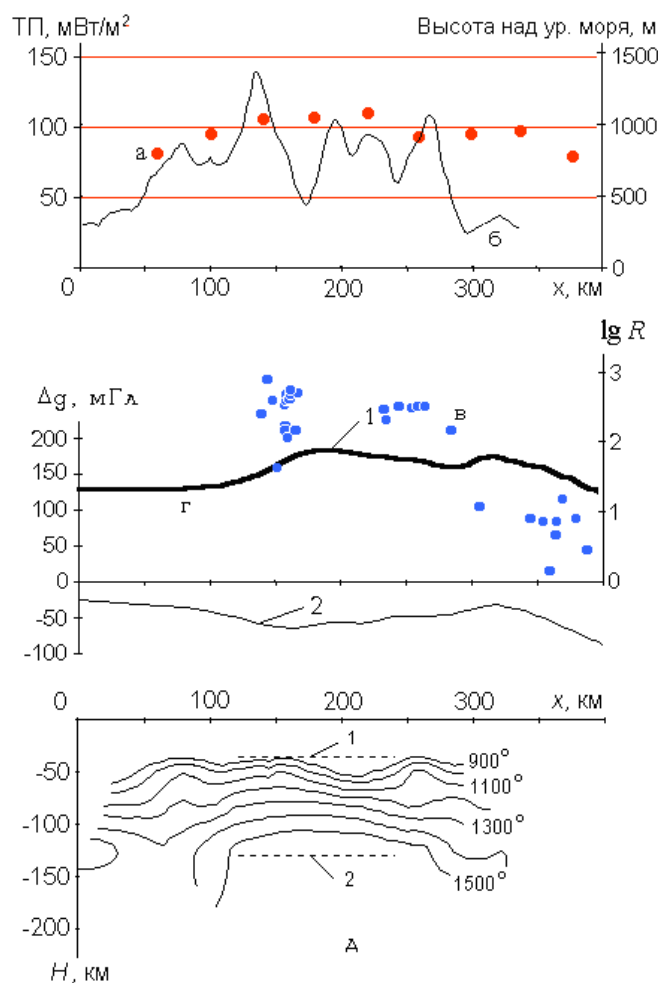


Рис. 13. Сопоставление физических параметров тектоносферы Центрального Французского массива:

а - распределение теплового потока [64]; б - рельеф [3,66]; в - распределение отношений изотопов гелия [65]; г - кривые силы тяжести (1 - наблюдаемая, 2 - эффекта земной коры и нормальной мантии)[41]; д - изотермы и кровли зон частичного плавления (1 - в коре, 2 - в верхней мантии).

В работе [106] по результатам телесейсмического томографического эксперимента была построена тепловая модель верхней части мантии Центрального Французского массива. При расчете были учтены поверхностные ТП, форма геоида, состав пород мантии (по ксенолитам), данные геотермометров. Показано, что на глубинах 25-30 км (в коре) и глубже 100 км (в мантии) возможно частичное плавление вещества (рис. 13д), что указывает на явное сходство мантийной активизации Центрального Французского массива и мегаантиклинория Малого Кавказа. МТЗ, выполненные в Парижском бассейне и на прилегающих выступах фундамента (на северной периферии Центрального Французского массива), на продольных кривых кажущегося сопротивления отмечают минимум, который нельзя объяснить индукционным эффектом. До глубины 80 км сопротивление равно 5000 Ом·м, ниже слой мощностью 60 км имеет у.э.с. 60 Ом·м [19].

Таким образом, глубинные геофизические объекты зон молодой активизации Армении и Франции похожи и близки к обнаруженным под аномалиями ТП, упоминаемыми в главе 1.

3.3. Закарпатский прогиб

В Закарпатском прогибе очевидно сочетание геологических признаков активизации и аномальности геофизических параметров тектоносферы. После проведения в последние годы здесь гелиево-изотопных исследований к этим данным добавилась и информация об аномальном уровне R [79 и др.].

Активизация территории прогиба выразилась в интенсивных вертикальных движениях последних миллионов лет (через 20-25 млн. лет после основной фазы складчатости), магматизме (возраст последних эффузивов - менее 1 млн. лет) и гидротермальной деятельности.

В регионе детально изучен тепловой поток, что позволило выделить крупную аномалию ТП интенсивностью до $120-130 \text{ мВт/м}^2$ на фоне $80-90 \text{ мВт/м}^2$ (отвечающем внутренней зоне крупной альпийской геосинклинали). Аномалия занимает значительную часть территории прогиба. Близкие по характеру возмущения ТП обнаружены и в других местах Паннонского срединного массива [18 и др.].

Сейсмологические исследования позволяют обнаружить в регионе как коровый слой пониженных скоростей на глубине около 15-30 км, так и мантийный, кровля которого находится на глубине 55-70 км [18, 104 и др.]. В обоих случаях выявленные объекты можно отождествить с зонами частичного плавления. С таким выводом хорошо согласуются сведения о глубинах очагов молодого магматизма (наиболее распространенные значения - 60-65 и 10-30 км), установленные по данным о температуре Кюри титаномагнетитов эффузивов [31].

Магнитное поле региона не содержит региональных аномалий, что естественно при столь интенсивном прогреве нижней части коры [38]. Интерпретация локальных аномалий [18] приводит к глубинам подошв их объектов около 15 км. Таким образом, на этой глубине находится изотерма Кюри магнетита - около 580°C . На такой ее уровень указывает и интерпретация аномалии ТП.

Сопоставление гравитационного эффекта земной коры и нормальной мантии с наблюдаемым полем обнаруживает расхождение на уровне 160-180 мГл [37]. Естественно, основная часть отрицательной мантийной аномалии связана с процессами в недрах альпийской геосинклинали, но только ими аномалию объяснить нельзя, необходимо ввести и представление об активном процессе, сопровождаемом перегревом коры и самых верхних горизонтов мантии после периода главной складчатости.

Геоэлектрические исследования в Закарпатском прогибе и на Паннонском срединном массиве привели к обнаружению прерывистого проводника в центральной части коры и проводника в верхней мантии с глубиной кровли около 70 км. Суммарная продольная проводимость этого объекта очень велика (относится к максимальным значениям для континентальных астеносфер в этом интервале глубин мантии в мире) - 6000 См (хотя следует отметить, что имеются и другие представления о параметрах этого мантийного объекта, указывающие на меньшие значения его суммарной продольной проводимости). Реальная степень плавления вещества мантии оказывается на уровне нескольких процентов [18].

Перечисленные геолого-геофизические данные совершенно определенно указывают на очень интенсивную активизацию региона с ярко выраженной мантийной составляющей. Если развиваемые представления о природе аномалий изотопии гелия верны, в регионе должны быть обнаружены повышенные значения R .

Полученные к настоящему времени результаты исследований изотопии гелия позволили выделить ярко выраженную аномалию, в пределах которой R достигает $2-3 \cdot 10^{-6}$ вблизи границы прогиба и Паннонской впадины и нескольких десятков 10^{-8} на другой стороне аномалии ТП - у границы Закарпатского прогиба и Складчатых Карпат. Очень интенсивные аномалии R (до нескольких сотен) обнаружены за пределами Украины в Паннонской впадине. Обе зоны высоких значений R приурочены к

глубинным разломам. Возможно, это облегчает поступление мантийного гелия в приповерхностные горизонты подземных вод.

Таким образом, в регионе Украины, где возможно одновременное рассмотрение всех трех критериев активизации - геологических процессов, аномалий физических полей и аномалий изотопии гелия - как и в рассмотренных выше регионах достигается их согласование.

3.4.Предкавказье.

Как отмечалось выше, часть Предкавказья (Кавминводский выступ с молодыми проявлениями магматизма и, возможно, Ставропольское поднятие) относятся к Транскавказской зоне молодой активизации, довольно давно выделенной по геологическим данным [72,73,92 и др.]. Территория зоны представляет собой часть эпигерцинской Скифской плиты и вала Карпинского. Структура плиты, возможно, осложнена на отдельных фрагментах киммерийскими процессами в узких геосинклинальных прогибах. В альпийское время часть территории западного Предкавказья вовлечена в поднятия Кавказского орогена, другая - в опускания Индо-Кубанского прогиба.

В регионе проведены довольно детальные исследования изотопии гелия [77,78 и др.] от Приэльбрусья на юге до Ростовского выступа на севере. Здесь же известны многочисленные признаки молодой активизации. Участие в этом процессе магматизма не вызывает сомнений в районе Эльбруса и лакколитов Кавминводской группы. Севернее, в районе Ставропольского свода и прилегающих районов Терско-Кумского и Индо-Кубанского прогибов, сведения о глубинном магматизме (не проявившемся в виде молодых изверженных пород в изучаемом приповерхностном слое) только косвенные: он предполагается по гидрохимическим аномалиям ртути и других элементов, сопутствующих магматической активизации.

На рис. 14 показаны рельеф поверхности вдоль сводного профиля ГСЗ (при его построении использованы данные о скоростных разрезах на нескольких профилях, проходящих по различным частям региона [18,19,64 и др.]) и результаты геофизических исследований. Очевидно, что высокие значения R коррелируют с повышенным ТП, зонами частичного плавления в коре и верхних горизонтах мантии, отрицательными мантийными аномалиями гравитационного поля, понижениями региональной составляющей магнитного поля. По геоэлектрическим данным в регионе фиксируется проводящая зона в верхних горизонтах мантии с суммарной продольной проводимостью около 1000 См [18 и др.]. Таким образом, и в этой зоне молодой активизации можно констатировать совпадение ее геологических признаков, аномалий изотопии гелия и аномальных объектов, обнаруживаемых глубинной геофизикой.

Приведенная информация подтверждает справедливость прогноза о возможности использования изотопии гелия для выявления зон молодой активизации и позволяет надеяться на успешную разработку соответствующей методики. Конечно, доказанная возможность осуществления такого подхода не исключает значительных трудностей на пути его практической реализации.

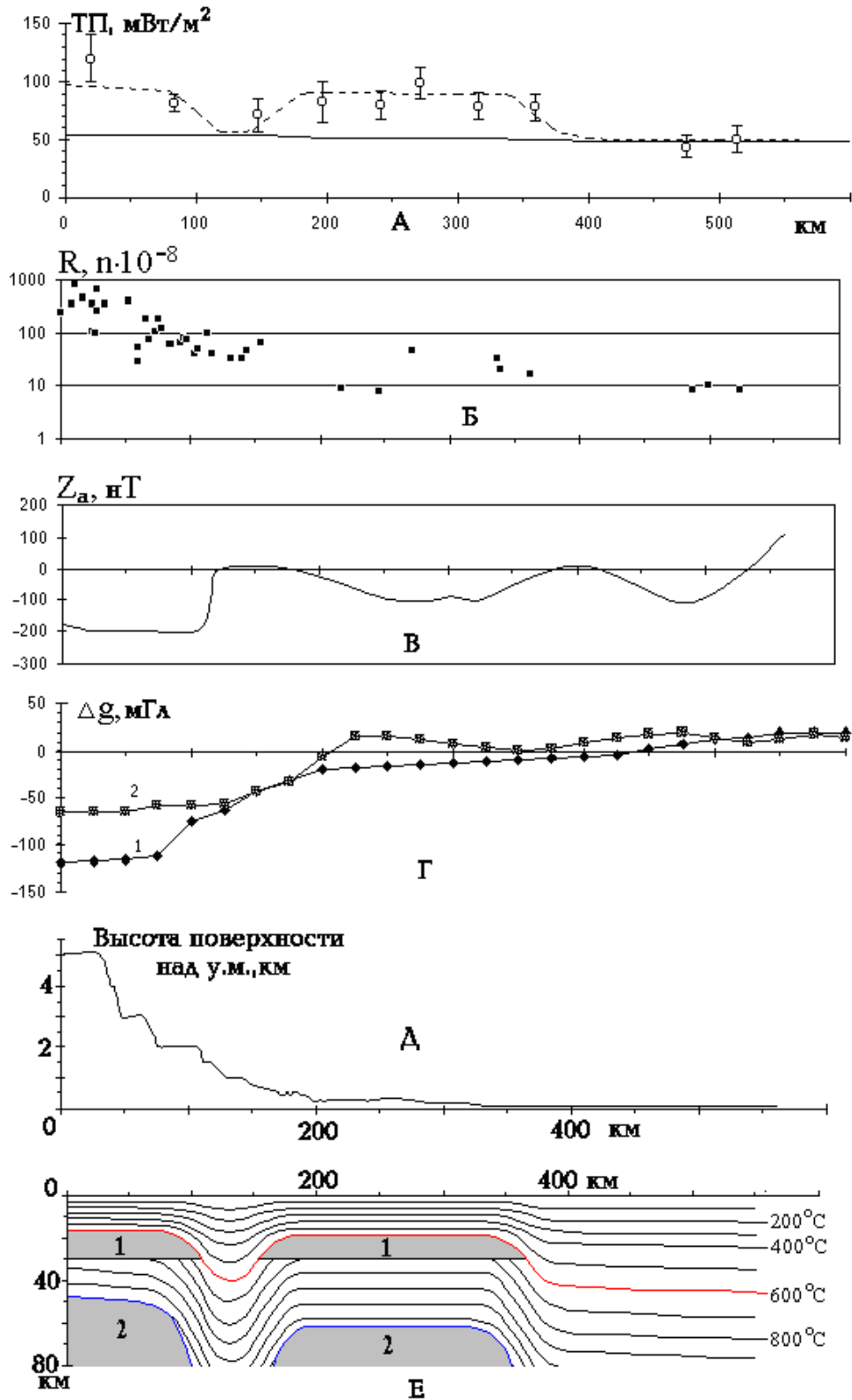


Рис. 14. Сравнение физических параметров тектоносферы Предкавказья вдоль профиля Эльбрус - Ростовский выступ.

А - распределение ТП: сплошная линия - фоновый ТП, штриховая - расчетный ТП, кружки и бары - средние наблюдаемые значения и пределы изменения ТП, Б - распределение R, В - магнитное поле, Г - гравитационное поле (1 - наблюдаемое, 2 - расчетное для коры и нормальной мантии), Д - поднятия поверхности, Е - тепловая модель, 1,2 - зоны частичного плавления (1 - в коре, 2 - в мантии).

Глава 4. Изучение изотопии гелия в Украине

С начала 70-х годов в Украине и на прилегающих территориях Беларуси, Молдовы, России и Венгрии (рис.15) был накоплен значительный фактический материал о распределении значений R . В различной степени изучены УЩ, его западный склон, Припятская впадина, ДДВ, вал Карпинского, Крым, Индоло-Кубанский прогиб, Паннонская впадина, Предкарпатский прогиб. Можно обобщить результаты примерно 500 единичных определений R из литературных (упоминаемых ниже) и фондовых (В.С.Глебовская и др., 1969-1975 [29,30]) источников.

В 1995-1998 гг. были получены при участии авторов новые сведения по изотопии гелия в Закарпатском прогибе, Складчатых Карпатах, Предкарпатском прогибе, на фрагменте Западно-Европейской плиты в Украине, на Южноукраинской моноклинали, в Крыму, ДДВ, Донбассе и на шельфе Черного моря (результат совместных усилий ГИН РАН, Москва, Института геофизики НАНУ, Киев, Геологического института КФ РАН, Апатиты). В силу того, что газы представляют собой осредненные природой пробы, изучение изотопных вариаций R проводилось в основном для газовых образцов. Учитывалась и экономичность проведения этого вида полевых работ.

4.1. Обобщение данных предыдущих исследований

Основная цель этого раздела - обзор имевшихся ранее данных по R в Украине и в примыкающих к ней областях, оценка фоновых и аномальных величин R в различных регионах. Необходимо ответить на следующие вопросы: 1. Какие определения R считать достоверными и характеризующими какой-либо регион в целом? 2. Какие значения R могут считаться фоновыми (не указывающими на мантийные влияния)? 3. Какой уровень R , отличающийся от фонового, можно признать аномальным в том или ином регионе Украины?

Данные по величине R в пределах УЩ [29,30] представлены не исправленными за контаминацию воздушным гелием и имеют широкий предел вариаций значений R - от $n \cdot 10^{-6}$ до $n \cdot 10^{-8}$. Верхний предел близок к атмосферному, нижний - к типичному коровому радиогенному значению.

Необходимо сформировать выборку значений R , которые не искажены поверхностными влияниями. В атмосфере концентрация гелия равна $5,24 \cdot 10^{-3}$ см³/л [69], концентрация в поровом растворе, равновесная с воздухом, приблизительно на два порядка ниже - $4,5 \cdot 10^{-5}$ см³/л [52] (растворение происходит по закону Генри). На рис. 15 показаны экспериментальные данные и расчетная кривая, вычисленная при условии, что единица объема высокогелиеносных вод, содержащих газ с $R=2 \cdot 10^{-8}$, последовательно смешивается с 1, 2, 3 и т.д. объемами воды, содержащей $4,5 \cdot 10^{-5}$ см³/л атмосферного гелия ($R=1,39 \cdot 10^{-6}$). Из графика видно, что кривая в целом соответствует фактической связи концентрации гелия и величины R , то есть отвечает природным условиям. По мере увеличения концентрации отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ закономерно снижается. При высокой гелиеносности вод, когда концентрация в газовой фазе превышает 0,01 см³/л, присутствие в водах атмосферного гелия не оказывает практически никакого влияния на изотопный состав, R варьирует в пределах $(1-3) \cdot 10^{-8}$. В случаях меньших концентраций велика вероятность присутствия атмосферного гелия, тем более, что точкам с высоким R соответствуют низкие концентрации гелия (до 10^{-5} см³/л) и почти все они ложатся на круто падающую "контаминированную" ветвь расчетной кривой. Тем не менее в подземных водах урано-ториевого и бериллиевого месторождения Перга содержание гелия изменяется от $8 \cdot 10^{-5}$ до 0,1 см³/л, то есть в 10 000 раз. Изотопное отношение

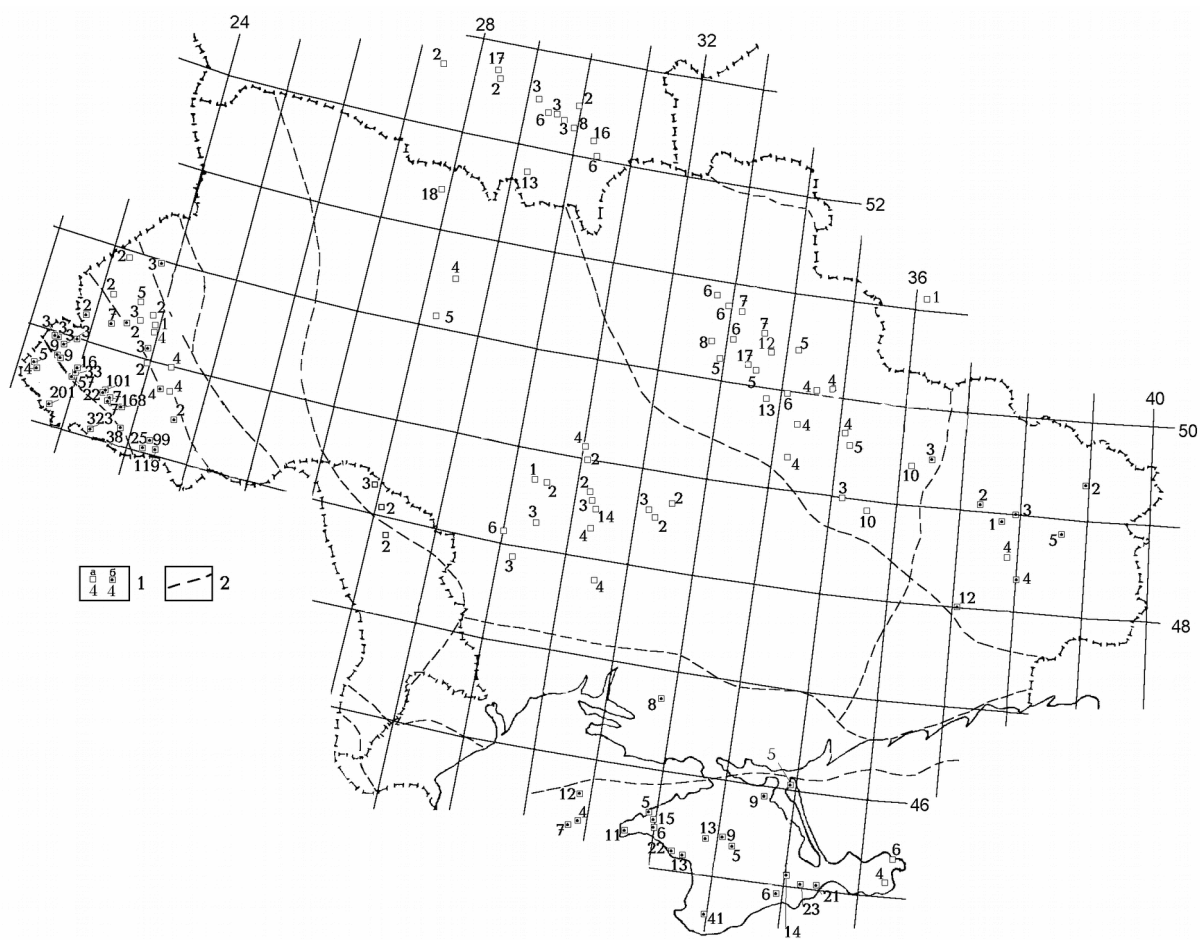


Рис. 15. Размещение пунктов отбора проб для определения изотопного отношения гелия

1 - пункты отбора проб и средние значения R (1а - отобранных ранее, 1б - отобранных при участии авторов), 2 - границы тектонических регионов.

$^3\text{He}/^4\text{He}$ при этом изменяется мало - от 17 до $24 \cdot 10^{-8}$, достигая в отдельных точках $77 \cdot 10^{-8}$. Для месторождений радиоактивных элементов столь высокие значения R на достаточно больших глубинах (более 100 м) и при концентрациях, превышающих $0,01$ см³/л, являются не характерными, поскольку за счет радиоактивного распада урана и тория в рудных зонах идет непрерывное накопление ^4He . В Перге изотопное отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ почти на порядок больше, чем на других месторождениях радиоактивных руд (участки Ватутино, Центральное, Северинское и др.). Среднее содержание лития в пержанских гранитах и щелочных бериллиеносных метасоматитах составляет $3 \cdot 10^{-4}$, что приблизительно на порядок выше, чем в породах центральной части УЩ. Следовательно, избыточное содержание ^3He здесь напрямую связано с литиевым и бериллиевым оруденением. Появление высоких значений R (до $24 \cdot 10^{-8}$ на глубинах более 100 м), например, в трещинных водах Северинского месторождения невозможно объяснить наличной в породах средней концентрацией лития - $0,4 \cdot 10^{-4}$.

В табл. 14 приведены R для гелия, растворенного в трещинных водах УЩ и его западного склона. Значения изменяются в широких пределах: $(1-77) \cdot 10^{-8}$. Однако большие R относительно редки (что подтверждает гистограмма на рис. 17) и связаны с образованиями определенного состава. Сравнивая их с R , установленными для гелия, содержащегося непосредственно в породах щита и Припятской впадины, обнаруживаем хорошее соответствие основных частей этих массивов данных:

модальные значения и стандартные отклонения $(2,4 \pm 2,0) \cdot 10^{-8}$ и $(2,0 \pm 2,0) \cdot 10^{-8}$ соответственно.

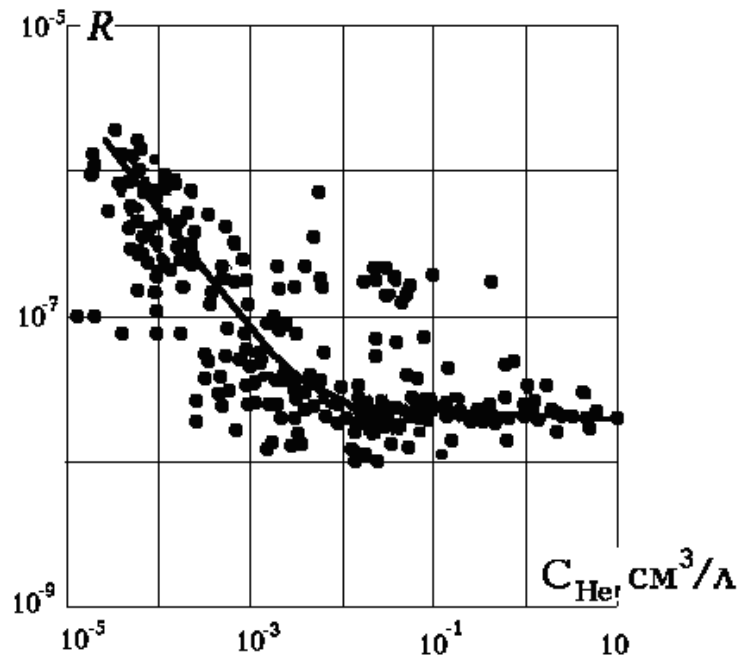


Рис. 16. Зависимость R от концентрации гелия в подземных водах Украинского щита (расчетная кривая и экспериментальные данные).

Таблица 14. Изотопное отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в трещинных водах Украинского щита [29,30]

Участок	Координаты		Значения R в пробах, ($n \cdot 10^{-8}$)	$R_{\text{ср}}$ и ст. Откл.
	с.ш.	в.д.		
Пержанский	51°25′	27°55′	17;18;17;16;24;19;17;17;14;16;13;21; 14;33;24;22;21;18;19;22;21;10;18;77; 14;18;7; 46;54;14	17.9 ± 4.9
Перлявский	50°10′	28°15′	5.3;2.6;2.5;4.9;5.9;5.8	5.0 ± 2.1
Стецовский	49°00′	31°06′	1.5;2.2;1.5;1.6	1.7 ± 0.3
Сушковско- Косенковский	48°45′	30°28′	3.4;3.5;1.6;1.8;1.8;2.2;5.1;3.4;3.5;26;21 ;2.1;1.7	2.7 ± 1.1
Пиковец- Гереженовский	48°44′	30°23′	18;14;10;1.4;1.5;1.1;1.2;1.1	1.3 ± 0.2
Субботовский	48°42′	32°32′	1.4;2.1;2;2.6	2.0 ± 0.4
Ватутинский	48°36′	31°17′	1.8;1.2;1.2;1.5;1;1;1.3;1.5;1.5;1.5;8.7; 2.6;5.8;4;2.6;3.6;2.8;14;70;1.8;7.5;7.5; 8.2;29;21;7.4;1.8;1.9;2;2.5;2.5	3.3 ± 2.4
Якимово- Миропольский	48°40′	31°15′	2;2.5;2.5	2.3 ± 0.2
Севериновский	48°34′	32°16′	2;2.1;2.5;2;1.6;1.9;2.8;2.4;1.8;2;5.8; 5.3;2.7;2.7;4;3.6;2.5;2.7;2.7;2.8;2.8; 2.3;3;3.9;16;17;24;7.9;2;3.5;3.5;3.5; 3.5;3.6;3.2;2.4;7;2.5;2;1.7;1.7;8.7;2.3; 2.6;2.4;3.5;2.5;2.5;2.2;2.1;2.2;2;1.8	3.0 ± 1.5

Звенигородско-Анновский	49°10' 48°20'	31°00' 31°20'	8.5;2.6;5;2.5;8.2;2;1.8;4;2.2	4.1 ± 2.5
Ново-Павловский	48°33'	31°20'	10;18;18;12;11	13.8 ± 3.5
Центральный	48°32'	32°18'	1.5;2.3;4.4;1.2;1.6;1.3;1.3;1.9; 2.4;5.7;1.9;17;2.0;2.4;3.1	2.3 ± 1.2
Молдовский	48°15'	30°28'	2.2;2.5;5.6	3.4 ± 1.5
Сорокский	48°20' 47°50'	27°55' 28°15'	2;2;2.1;2.3;2;2.4;4.5;3.3;2.7; 2.4;2.3;2.3	2.5 ± 0.7
Любашевский	47°52'	30°15'	2.8;5.9;4.7;5.2;1.9;13;12;5.9;2.7; 2.5;2.1;1.8;4.3;2.6;3.5;1.8;1.4	3.3 ± 1.5
Николаевский	47°47'	31°30'	4.5;2.9;3.9;2.9;2.4;7.5;5.1;2.5; 2.9;3.8	3.8 ± 1.5

Примечание: 17 — Аномальные значения, которые не учитывались при расчете $R_{\text{ср}}$.

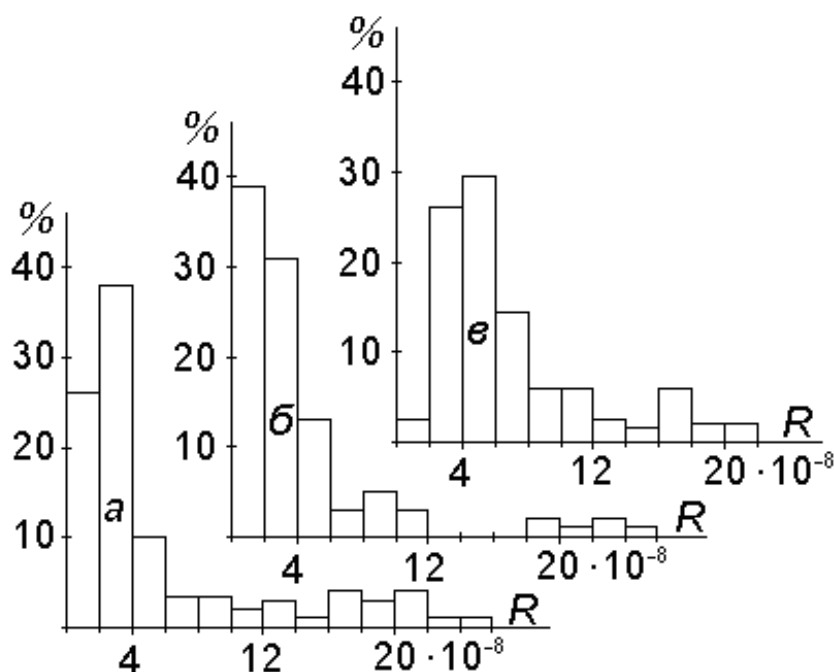


Рис. 17. Гистограммы распределений R : а - в трещинных водах Украинского щита и его западного склона, б - в породах Украины и прилегающих районов Беларуси и России, в - в попутных и водорастворенных газах Припятской, Днепроовско-Донецкой впадин и Крыма.

Таким образом, значения, определенные в породах и трещинных водах УЩ, близки. Исключение составляют лишь участки распространения пород с повышенными содержаниями лития. Здесь значения R в трещинных водах в 5-15 раз превышают таковые в породах, что можно объяснить низкой сохранностью радиогенного гелия. В работе [28] показано, что слюды (в частности биотит) из-за своих структурных особенностей практически полностью теряют оба изотопа гелия. В них же концентрируется значительная доля лития. Поэтому образующийся ^3He в сравнительно короткое время перемещается из пород в трещинные воды. Некоторые минералы литийсодержащих пород (в частности кордиерит, в кристаллическую решетку которого

изоморфно входит литий) способны продуцировать и длительно удерживать ^3He . В кордиерите и некоторых кварцах пегматитов УЩ R составляет $90\text{--}550 \cdot 10^{-8}$. Кордиерит является второстепенным минералом и не может существенно повлиять на региональное распределение изотопов гелия.

Приведенные данные позволяют констатировать, что экспериментальное R , отождествляемое с фоном (отсутствием мантийных влияний), может быть принято на уровне $(2,0\text{--}2,5) \cdot 10^{-8}$. Эта величина резко отличается от принятой в работе [101], где аномальными считаются R , превышающие $27 \cdot 10^{-8}$. Предлагаемый вариант (практически совпадающий с принятым в работе [77]), кажется более обоснованным. Он подтверждается результатами единственного в регионе исследования R , учитывающего возраст породы. В солях Припятской впадины по содержаниям урана и тория рассчитано R , полностью совпадающее с наблюдаемым, и установлено количество гелия и аргона, отвечающее стратиграфически установленному возрасту породы [91].

Выбранное фоновое значение совпадает со средним для всей Восточно-Европейской платформы - $2 \cdot 10^{-8}$ [77].

Логично предположить, что при нормальном содержании лития в породах аномальными могут считаться значения R , отличающиеся от фоновых больше, чем на удвоенную величину стандартного отклонения, т.е. в данном случае превышающие $6,5 \cdot 10^{-8}$.

С этой точки зрения трудно отнести к аномальным основную массу значений R , установленных для гелия попутных и водорастворенных газов Припятской впадины, ДДВ [91 и др.], Крыма и Предкарпатского прогиба. Модальное значение здесь - $4,5 \cdot 10^{-8}$, стандартное отклонение - $2,7 \cdot 10^{-8}$. Хотя следует отметить, что полученное изотопное отношение несколько выше, чем рассчитанное для обычного содержания лития и U/Th в терригенных породах - $(3,0\text{--}3,5) \cdot 10^{-8}$ [62]. Примерно такое же значение R установлено в Тимано-Печорской провинции ($4,2 \cdot 10^{-8}$), на валу Карпинского и в Индоло-Кубанском прогибе ($5 \cdot 10^{-8}$) [77]. В этих регионах вероятно незначительное (достоверно не диагностируемое) отличие от “среднеплатформенного” фона, которое в будущем может быть исследовано, дифференцировано и подвергнуто интерпретации. Имеющаяся информация для этого недостаточна. Кроме того, в Припятской впадине и ДДВ отмечено некоторое количество явно аномальных значений R . В первом случае это данные на участках, тяготеющих к Речицкому разлому, где значения R составляют в среднем $14,5 \cdot 10^{-8}$. Характерно, что в скважинах Речицкого участка, где пробы отобраны с разных глубин, R в подсолевой толще выше, чем в солевой. В ДДВ аномальные R составляют в среднем $11 \cdot 10^{-8}$.

Таблица 15. Изотопное отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в попутных и водорастворенных газах осадочных бассейнов Украины и Беларуси [29,30,80,91 и др.]

Участок	Координаты		R в пробах	R _{ср}
	с.ш.	в.д.		
Припятская впадина				
Осовецкий	52°47′	28°27′	17	17
Дроздовский	52°43′	28°26′	2.4	2.4
Березинский	52°37′	29°53′	2	2
Вишанский	52°33′	29°10′	2.7	2.7
Мармовичский	52°28′	29°27′	5.5	5.5
Давыдовский	52°28′	29°33′	2.6;4.6;2.3	3.2 ± 1.0
Сосновский	52°25′	29°44′	3.5	3.5
Сосновский	52°25′	29°44′	3.5	3.5

Осташковичский	52°23′	29°53′	7.8	7.8
Речицкий	52°13′	30°18′	15;11;17;22	16.3 ± 4.0
Барсуковский	52°05′	30°20′	6	6
Ельский	51°46′	29°15′	13	13
Днепровско-Донецкая впадина				
Софиевский	50°54′	32°44′	5.5	5.5
Ярошевский	50°49′	32°55′	6	6
Талалаевский	50°47′	33°09′	7.3	7.3
Анастасьевский	50°37′	33°33′	6.6	6.6
Луценковский	50°27′	33°07′	6.2	6.2
Светличный	50°27′	32°44′	7.6	7.6
Тимофеевский	50°26′	34°13′	5.2	5.2
Глин.-Розбышевский	50°23′	33°43′	8.3;10.8;18;12	12.3 ± 3.6
Чернухинский	50°17′	32°57′	5	5
Яблунковский	50°14′	33°25′	16.7	16.7
Яровской	50°12′	33°30′	5.4	5.4
Рыбальский	50°08′	34°50′	4.1	4.1
Бельский	50°06′	34°34′	4.2	4.2
Семиреньковский	50°00′	34°07′	5.7	5.7
Радченковский	49°57′	33°49′	13	13
Солоховский	49°56′	34°32′	2.8	2.8
Семенцовский	49°41′	34°20′	4.1	4.1
Чутовский	49°40′	35°05′	3.9	3.9
Распашновский	49°34′	35°12′	5.4	5.4
Шебелинский	45°24′	36°30′	3.4;3.6	3.5 ± 0.1
Ефремовский	49°25′	36°08′	8.5;16;4.1	9.5 ± 4.9
Зачепиловский	49°20′	34°14′	3.5;3.5	3.5
Пролетарский	49°00′	35°10′	3.1;3.4;3.4	3.3 ± 0.1
Богатойский	48°57′	35°32′	9.6	9.6
Донбасс				
Горловский	48°20′	38°00′	3.8	3.8
Крым*				
Глебовский	45°30′	33°00′	12;18	15.0 ± 3.0
Западно-Октябрьский	45°24′	33°00′	6	6
Приозерная	45°09′	36°21′	4.2	4.2
Андрусова	45°25′	36°28′	5.4	5.4
Ольденбургского	45°25′	36°28′	5.9	5.9
Трубецкого	45°25′	36°27′	6.4	6.4
Тамань*				
Бугазский	45°08′	36°56′	5;4.8	4.9 ± 0.1
Карабетова гора	45°12′	36°46′	6 (3.9)	6 (3.9)
Сев.-Ахтанизовский	45°19′	37°04′	5.5 (5.3)	5.5 (5.3)
Бориса и Глеба	45°17′	37°06′	5.3 (5)	5.3 (5)
Восточные Цымбалы	45°19′	37°03′	5.2 (4.8)	5.2 (4.8)
Западные Цымбалы	45°19′	37°02′	4.5 (4.1)	4.5 (4.1)
Миска	45°16′	37°24′	5.0 (4.1)	5.0 (4.1)
Гнилая сопка	45°13′	37°38′	14.3 (9.5)	14.3 (9.5)
Зыбза	44°49′	38°30′	3.7	3.7
Самурская	44°09′	39°49′	9.4	9.4

Предкарпатский прогиб*				
Долина	49°00′	23°59′	1.8	1.8
Космачская	48°45′	24°21′	3.7	3.7
Свидница	49°59′	23°13′	1.8	1.8
Рудки	49°35′	23°39′	1.7	1.7
Пыняны	49°35′	23°10′	4.8	4.8
Малая Горожанка	49°29′	23°50′	2.3	2.3
Кавско	49°20′	23°50′	3.4	3.4
Рассольна	48°45′	24°17′	3.6	3.6
Бильче-Волиця	49°22′	23°55′	1.2	1.2
Угерско	49°20′	23°55′	4.1	4.1
Калуш	49°01′	24°20′	3.5	3.5

* Данные В.П. Якуцени, Э.М. Прасолова (Предкарпатский прогиб), Б.Г. Поляка (Крым, Тамань). В скобках - значения R , исправленные по Ne.

Необходимо специально остановиться на значениях R , полученных в среднем Приднестровье (участок Сорокский). Здесь, на окраине Бельцкой зоны активизации, зафиксированы фоновые величины: $(2,0-2,5) \cdot 10^{-8}$, что внешне противоречит намеченной закономерности распределения аномалий R . Однако этот факт нельзя рассматривать как отсутствие мантийного гелия в активизированном районе. В пределах Среднеднестровского (Подольского) глубинного разлома выявлена крупная аномалия содержания гелия в водах: его тут 15-20% газовой фазы трещинных вод по сравнению с 0,01-0,2% на Украинском щите. Происхождение аномалии концентрации неясно, но коровая природа ее не вызывает сомнений. На таком фоне добавку мантийного гелия невозможно уловить.

Обширная область современной активизации, занимающая значительную часть Паннонской впадины и тыльных прогибов Карпат, изучена за пределами Украины. Здесь кора сокращенной мощности нарушена многочисленными глубинными разломами, что и приводит к максимальным в Европе значениям R - до $8 \cdot 10^{-6}$ [77,101].

Имеющиеся данные по изотопии гелия в Украине и на прилегающих территориях других стран позволили определить фоновое значение R для докембрийской платформы - около $(2,0-2,5) \cdot 10^{-8}$, предположить некоторое изменение фона в структурах, претерпевших различные виды активизации в фанерозое (герцинский рифт Припятской и Днепровско-Донецкой впадин, герцинская геосинклиналь Донбасса и вала Карпинского, киммерийская геосинклиналь Крыма), - до $(3,0-5,0) \cdot 10^{-8}$, зафиксировать аномалии R в четырех зонах молодой активизации (Припятской, ДДВ, Кировоградской, Тарханкутской), где такой эффект мог быть диагностирован.

Таким образом, представлялось необходимым продолжение исследований по изотопии гелия в Украине для создания в конечном счете достаточно плотной сети наблюдений, которая позволяла бы диагностировать активизированные зоны.

4.2. Результаты новых исследований

Исследования изотопии гелия, выполненные в последние годы, были сосредоточены в регионах Украины, где по геофизическим данным располагаются зоны современной активизации.

Карпатский регион. В настоящее время многие сегменты Альпийско-Гималайского пояса характеризуется сравнительно неплохой изученностью распределения изотопного отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$. Такие исследования были проведены на Кавказе, в Апеннинах, Эллинидах, Альпах, Паннонском бассейне [71,78,81,100,101,103 и др.].

Опробование флюидопроявлений региона существенно пополнило указанный список, в обзор были включены и не опубликованные ранее данные, полученные Э.М. Прасоловым. при изучении нефтегазоносности западной окраины Восточно-Европейской платформы и прилегающих структур (пробы представляют собой газы, спонтанно выделяющиеся из подземных флюидов при их разгрузке через самоизливающиеся скважины, а также свободные газы пластовых залежей, вскрытых бурением) (рис. 18).

Исследованы разнообразные по составу газы. В Предкарпатском прогибе они представлены пластовыми залежами углеводородов с преобладанием в газовой фазе метана (79,1-98,9 % об.), азота - 0,3-7,2 % об. (за исключением двух п.о. Моршин (82,9 % об.) и Трускавец (91,4 % об.), углекислого газа 0-2 % об. В Складчатых Карпатах (без п.о. Поляна) - углекислого газа (89,4-98,9 % об.), азота - 1,03-4,85 и метана - 0,11-4,8. В п.о. Поляна углекислого газа - 70,46 % об, азота - 15,64 и метана - 11,29. В Закарпатском прогибе также доминирует углекислый газ - 71,8-99,7 % об., азота - 2,3-25,6, метана - 0,007-2,87.

Анализ свидетельствует об отсутствии связи между общим составом газов и изотопным отношением $^3\text{He}/^4\text{He}$. В Предкарпатском прогибе метановые и азотные газы характеризуются одинаково низкими значениями R , углекислотные газы Складчатых Карпат и Закарпатского прогиба обладают широкими пределами вариаций R от $1,5 \cdot 10^{-8}$ до $323 \cdot 10^{-8}$. Газы имеют различную природу. Азот - обычно атмосферного или метаморфического происхождения, метан - биогенного или термокаталитического, т.е. корового (в молодой коре может присутствовать мантийный компонент). Углекислый газ - метаморфогенный или магматогенный, в первом случае значения R будут соответствовать коровым азотным и метановым газам, во втором - характеризоваться примесью мантийного гелия. Сопоставление результатов определения R в разноглубинных интервалах скважин Восточных Украинских Карпат показывает, что статистически значимого тренда изменения величины R с глубиной нет.

Измеренные концентрации гелия изменяются в широком диапазоне от 0,1 до 249 ppm, отражая зональный характер распределения. Газы Складчатых Карпат характеризуются минимальными величинами концентрации ^4He (от 0,1 до 23 ppm), в Закарпатском прогибе - 4-58 ppm и Предкарпатском прогибе - 5-249 ppm. Однако следует учитывать, что это может быть следствием отражения концентраций изотопов гелия не в общей массе флюида (например, в виде $\text{cm}^3/\text{cm}^3 \text{H}_2\text{O}$), а лишь в объеме газовой фазы. На рис 19а показаны фигуративные точки, образующие три узких облака, вытянутых вдоль разных линий равных значений R .

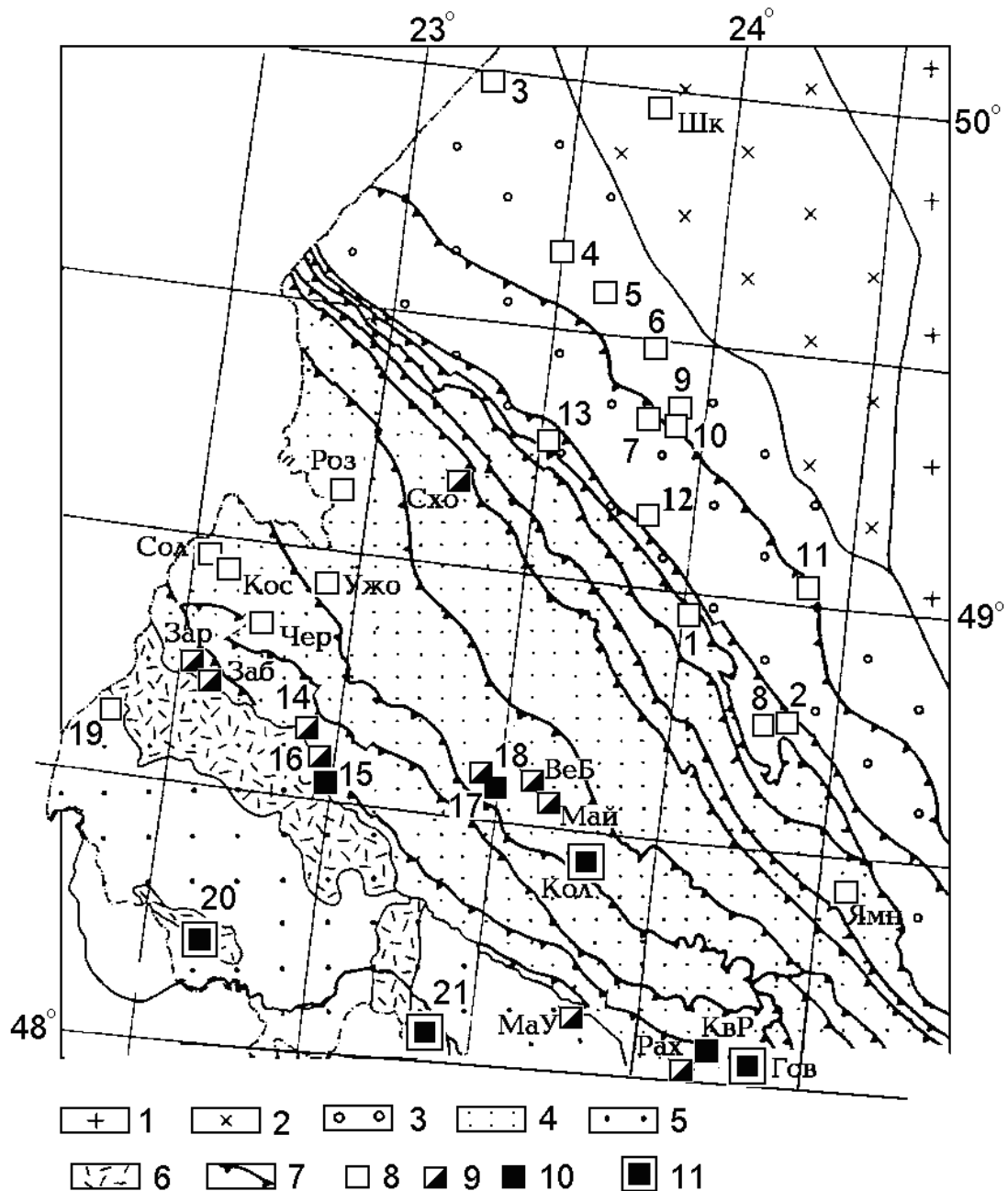


Рис. 18 Схема размещения пунктов отбора проб (номера и названия см. в табл. 18): 1 - Восточно-Европейская платформа, 2 - Западно-Европейская платформа, 3 - Предкарпатский краевой прогиб, 4 - Складчатые Карпаты, 5 - Закарпатский прогиб, 6 - неоген-четвертичные вулканы, 7 - покровы и надвиги. Значения R в пунктах отробования ($n \cdot 10^{-8}$): 8 - (1-6); 9 - (6-40); 10 - (56-100); 11 - (118-323).

Опробование флюидопроявлений Карпатского региона свидетельствует о существенных различиях его структурных элементов по изотопному составу гелия. Наименьшие величины R отмечаются в Предкарпатском прогибе - $(1,4-4,8) \cdot 10^{-8}$, $R_{cp} = (2,8 \pm 0,6) \cdot 10^{-8}$ - соответствуя типично радиогенному гелию. Малые вариации являются отражением изменения уран-ториевых и литиевых компонентов. Флюиды передовых прогибов Предкавказья, заполненные такими же породами, также характеризуются преимущественным распространением радиогенного гелия, однако с несколько повышенными отношениями $^3\text{He}/^4\text{He} = (5,4 \pm 0,7) \cdot 10^{-8}$ [78]. В Предальпийском прогибе эта величина еще выше - $R = (5,8 \pm 1,4) \cdot 10^{-8}$ [101 и др.].

Флюиды осадочного чехла, залегающие на таком фундаменте, согласно исследованиям на Скифской плите [78] и в Парижском бассейне [101], свидетельствуют о некоторой добавке мантийного гелия в отличие от чехла дорифейской Восточно-Европейской платформы [77]. Предкарпатский прогиб залегает преимущественно на дорифейском фундаменте, поэтому флюиды фундамента, очевидно, попадают в осадочный чехол.

Таблица 18. Изотопный состав He и Ar и концентрации главных компонентов в газовой фазе подземных флюидов Восточных Украинских Карпат

№	Координаты	Н, м	He,	Ne,	Ar,	4He	40Ar	3He/4He, n·10-8		N2,	CO2,	CH4,
			10-4 % об			20Ne	36Ar	Набл.	Испр.			
Западно-Европейская плита												
Шк	49°57' 23°50'	131	303	16	10760	20,8	294,5	4,6	2,6	-	-	-
3	49°59' 23°13'	650	91	-	41	-	299	1,8	1,8	0,7	0,6	98,7
Предкарпатский прогиб												
1	49°00' 23°59'	1660	30	-	580	-	-	3,2	1,8	1,2	0,4	89,1
		2490	5	-	120	-	314	-	-	1,1	0,8	79,1
2	48°45' 24°21'	3380	30	-	20	-	-	3,7	3,7	0,3	0,4	93,4
		2600	166	-	77	-	336	-	-	-	-	-
4	49°35' 23°39'	820	126	-	66	-	-	1,4	1,4	-	-	-
		1050	105	-	67	-	300	2,1	2,1	1,4	0,3	97,7
5	49°35' 23°10'	2020	20	-	110	-	-	5,2	4,8	0,9	0	98,9
6	49°29' 23°50'	520	249	-	139	-	318	2,3	2,3	1,5	0	95,3
7	49°20' 23°50'	570	60	-	160	-	-	3,6	3,4	1,3	0	98,6
8	48°45' 24°17'	2900	68	-	22	-	497	3,6	3,6	0,4	0,2	96,1
9	49°22' 23°55'	1030	234	-	107	-	336	1,2	1,2	1,5	0,3	97,8
10	49°20' 23°55'	940	150	-	260	-	-	4,2	4,1	3,0	0,3	96,6
		710	-	-	120	-	331	-	-	1,3	0	98,3
11	49°01' 24°20'	710	70	-	240	-	299	2,6	2,4	7,2	0	92,7
		860	40	-	210	-	297	5	4,6	6,9	0	92,8
12	49°11' 23°54'	110	75	12,8	12320	6,4	298,9	9,1	2,7	82,9	2,0	8,6
13	49°17' 23°33'	320	187	25,1	13490	8,2	297,4	7,1	2,1	91,4	2,0	0,17
Складчатые Карпаты												
14	48°37' 22°58'	150	23	0,20	279	130	310,2	16	15,7	15,64	70,4	11,29
15	48°32' 22°58'	200	0,3	0,13	84	2,4	294,3	67	56,6	1,39	97,6	0,56
16	48°34' 22°58'	150	4,8	0,22	248	24	295,7	34,5	33,2	4,85	89,4	4,8
17	48°34' 23°28'	62	0,1	0,065	71	1,1	294,5	111	100	1,03	98,1	0,11
18	48°35' 23°27'	111	1,8	0,12	61	15,3	300,5	24,2	21,9	2,64	98,9	0,25
Схо	49°14' 23°21'	100	0,62	0,15	200	4,7	295,0	15,1	6,6	0,81	34,06	65,08
Роз	49°15' 22°52'	10	4,9	0,14	118	38,6	295,5	3,4	2,3	0,82	13,8	85,26
Ужо	48°59' 22°52'	0	14	0,26	227	605	334	2,8	2,7	13,69	83,46	2,03
Кос	48°56' 22°35'	0	14,2	0,25	475	62,9	295,5	3,9	3,2	3,63	89,17	7,07
Сол	48°57' 22°32'	120	69	0,49	928	154	334,5	3,3	3,0	15,07	78,04	6,75
Чер	48°51' 22°37'	0	22	0,26	320	93,7	307,0	3,3	2,9	22,43	53,24	24,28
Зар	48°46' 22°32'	35	14	0,26	227	59	302,8	9,9	9,2	6,65	79,91	13,42
Заб	48°44' 22°34'	0	0,21	0,25	303	0,87	290,0	9,0	9,0	0,96	98,93	0,01
ВеБ	48°37' 23°31'	0	0,87	0,09	83	10,7	294,0	10,9	7,2	1,19	98,4	0,06
Май	48°36' 23°29'	0	4,1	0,26	413	17,1	297,2	9,8	7,5	1,6	98,28	0,07
Кол	48°26' 23°41'	0	0,95	0,15	223	6,75	294,7	167	168,3	1,62	97,81	0,54
МаУ	48°10' 23°37'	0	0,52	0,41	0,076	1,4	295,2	59,7	37,8	0,84	99,08	0,03
Рах	48°02' 24°11'	0	24	1,15	2000	22,7	295,0	26,5	25,0	11,12	88,22	0,34
Гов	48°05' 24°27'	0	0,08	0,11	95	0,68	291,0	128	118,5	0,32	99,63	0,02

Изучение изотопии гелия в Украине

КвР	48°09' 24°17'	0	0,07	0,14	262	0,58	293,0	120	98,6	0,75	99,11	0,01
Ямн	48°25' 24°35'	-	82	0,54	696	168	299,0	1,7	1,5	4,52	1,48	93,87
Закарпатский прогиб												
19,а	48°37' 22°17'	1500	4	0,093	115	47	299,6	4,7	3,8	2,3	97	0,37
19,б	48°37' 22°17'	1242	58	1,3	1880	49	294,2	6,5	5,7	24,8	74,4	2,87
20	48°12' 22°38'	1500	20	0,17	170	130	298,4	201	201	25,6	71,8	0,007
21	48°03' 23°22'	249	7	1,28	834	6	301,4	314	323	2,53	99,7	0,009
Дра	48°35' 22°21'	180	20	7,4	0,09	111	93,1	4,4	4,0	0,44	99,16	0,34

Если же такой обмен незначителен, то, вероятнее всего, сами осадки не создают заметного увеличения R (в отличие от наблюдений, например, на севере Швейцарии). В зоне активизации северного Прикарпатья (в районе Яворовской аномалии ТП) могла бы наблюдаться аномалия R на участках Свидница, Рудки и Шкло. Ее отсутствие соответствует геоэлектрическим данным, согласно которым проводящий (проницаемый) глубинный разлом здесь не выделяется. В Моршине ($R = 9,1 \cdot 10^{-8}$) и Трускавце ($R = 7,1 \cdot 10^{-8}$) измеренные аномальные R после введения коррекции за контаминацию воздухом приобрели фоновые величины ($2,7$ и $2,1 \cdot 10^{-8}$ соответственно), не нарушив общий зональный принцип распределения R .

В Складчатых Карпатах значения R во флюидах существенно выше - от $1,5 \cdot 10^{-8}$ до $168 \cdot 10^{-8}$. Малый объем выборки позволяет лишь ориентировочно оценить среднее - около $35 \cdot 10^{-8}$. В п.о. Поляна, Луги, Свалява, расположенных в зоне Поркулецких покровов (сложенных мел-олигоценовыми флишевыми толщами) на сравнительно небольших расстояниях значения R ($15,7$; $33,2$; $56,6$) $\cdot 10^{-8}$ изменяются почти в два раза, возрастая по мере приближения к вулканитам Выгорлат-Гутинской гряды, трассирующим крупные неогеновые расколы фундамента. В п.о. Келичин и Соймы (Кросненская зона, характеризующаяся общим депрессионным строением по отношению к обрамляющим ее покровам олигоцен-миоценового возраста), расположенных примерно в 5 км, заметны значительные вариации $R = (24,2—111) \cdot 10^{-8}$. Очевидно, что при большей выборке данных R по Складчатым Карпатам логично ожидать такого же широкого диапазона R . Разгрузка флюидов с высокими R из-за сложных геолого-структурных особенностей региона осуществляется крайне неравномерно. Тем не менее, такие величины R ясно указывают на поступление во флюиды мантийного гелия.

Максимальные величины R зафиксированы в двух пунктах Закарпатья - п.о. Берегово $R = 201 \cdot 10^{-8}$ и Шаян $R = 314 \cdot 10^{-8}$, что говорит о еще большей примеси мантийного гелия во флюидах. Оба п.о. расположены в зоне Припаннонского глубинного разлома. Зона характеризуется широким развитием магматических образований. Однако в районе Ужгорода (неогеновые вулканиты Выгорлат-Гутинской гряды) наблюдаются почти столь же низкие значения R ($3,8 \cdot 10^{-8}$ и $5,7 \cdot 10^{-8}$), как и в Предкарпатском прогибе, что может быть объяснено специфической ситуацией в пункте отбора проб водорастворенных газов: здесь опробованы воды изолированного пласта, в котором R связано только с выносом гелия из основных пород. Как отмечено выше, для этих образований сепарация гелия затруднена.

Корреляция между измеренными величинами R и ^4He наблюдается только во флюидах Складчатых Карпат (см. рис. 19), коэффициент корреляции - $R_{R/[He]} = |0,927| > 0,878 = R_{0,05; f=k-2}$ - свидетельствует о смешении мантийного и корового гелия. В Предкарпатском прогибе такая корреляция статистически незначима, в Закарпатском прогибе еще не может быть проведена из-за недостатка данных.

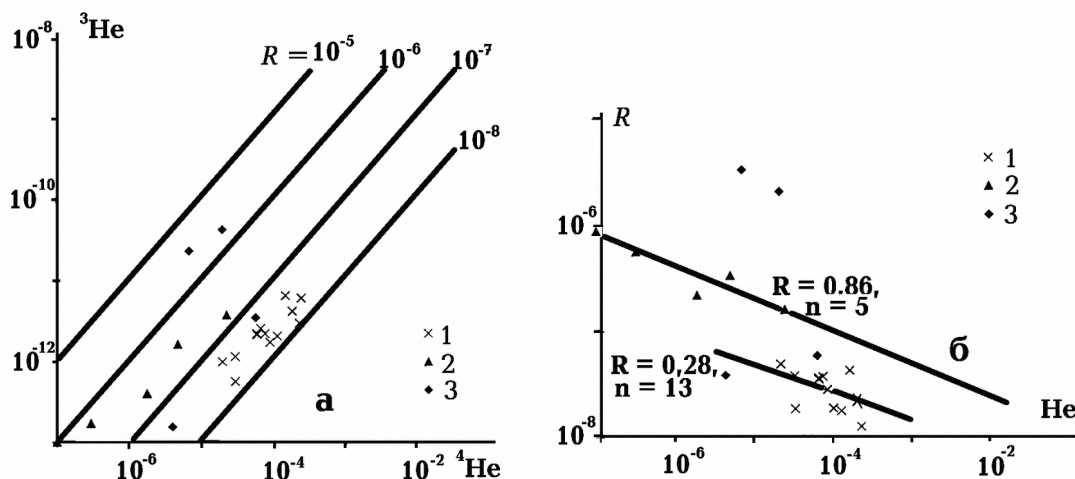


Рис 19. Концентрации изотопов гелия в Карпатском регионе.

а - график связи концентраций изотопов ^3He и ^4He (наклонными линиями показаны величины равных отношений $^3\text{He}/^4\text{He}$); б - график зависимости величины R от общего содержания гелия. 1 - Предкарпатский прогиб, 2 - Складчатые Карпаты, 3 - Закарпатский прогиб.

Распределение теплового потока в Восточных Карпатах полностью совпадает с выявленными региональными особенностями изотопного состава гелия, очевидна корреляция значений R с ТП, глубиной кровли астеносферы, наличием слоя частичного плавления в коре, т.е. R отвечает всем признакам активного глубинного процесса в Закарпатском прогибе и Складчатых Карпатах (рис. 20) [36]. В Предкарпатском прогибе, под основной частью которого молодые кванты тектонического действия [36 и др.] не поднимались, аномалия R отсутствует.

Скоростной разрез коры региона [16] включает зону пониженных скоростей в Закарпатском прогибе, хорошо согласующуюся по глубине с зоной частичного плавления, установленной по тепловой модели. Общее превышение скорости в интервале глубин 250-450 км под Закарпатским прогибом и прилегающей частью Складчатых Карпат по сравнению с Предкарпатским прогибом и ближайшей к нему частью Вольно-Подольской плиты составляет около 0,05 км/с, что отвечает перегреву последних районов примерно на 100°C и обеспечивает существование здесь слабовыраженной астеносферы. Последний результат в общем согласуется с тепловой моделью [36].

Глубины гипоцентров известных землетрясений приходятся примерно на 0-8 км и 8 - 60 км. Количество событий в Закарпатском прогибе вдвое превосходит расчетное, определенное по термонапряжениям. Вероятно, существуют дополнительные причины сейсмичности, одной из которых может быть движение магм [49]. Некоторый рост числа приповерхностных землетрясений на внешней границе Складчатых Карпат можно увязать с продолжающимся надвигообразованием.

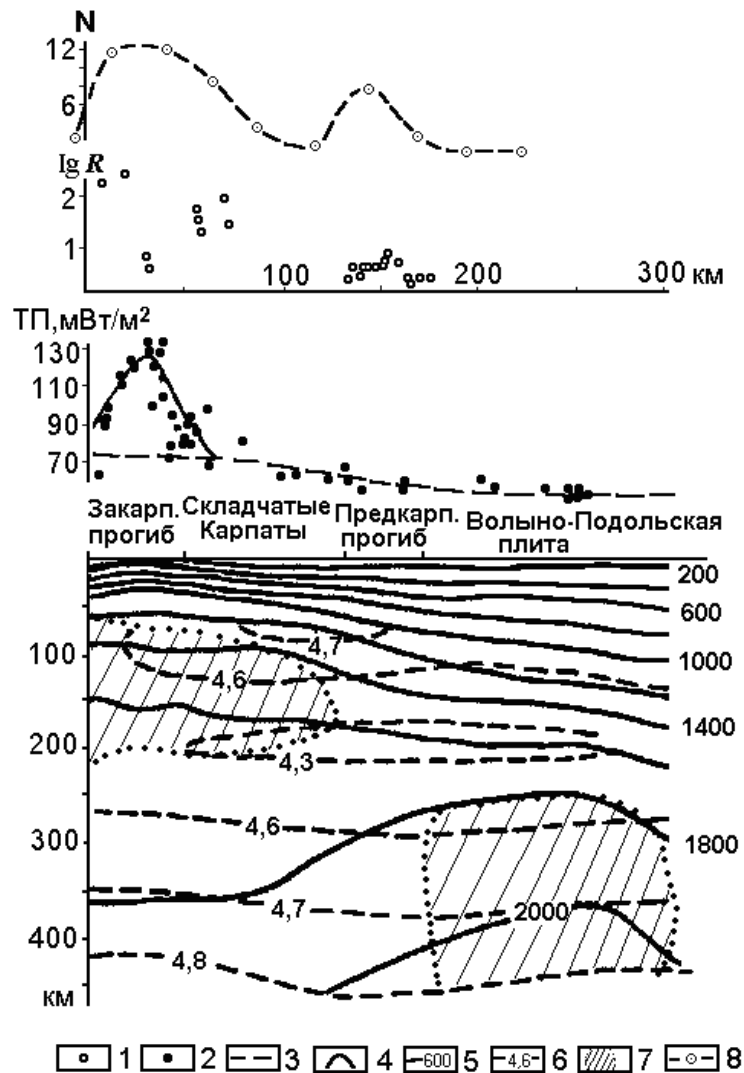


Рис.20. Тепловая и скоростная модели тектоносферы Восточных Карпат [36].

1 - значения $\lg R$, 2-4 - тепловой поток: 2 - наблюдаемый, 3 - расчетный с учетом эффекта геосинклинальных источников тепла, 4 - расчетный с учетом эффекта источника тепла активизации, 5 - изотермы, 6 - изолинии скорости поперечных сейсмических волн [109], 7 - границы зон частичного плавления, 8 - распределение землетрясений.

Крымский регион. Отбор газовых проб в подземных флюидах Крыма в 1996 году [95] явился продолжением начатых ранее исследований по изучению латеральных вариаций изотопного состава гелия в подземных флюидах различных сегментов Альпийско-Гималайского пояса, расположенных в пределах СНГ [77 и др.].

Концентрации гелия в разных типах флюидов имеет широкий предел вариаций - от 30 ppm до 6767 ppm.

Минимальные значения отмечаются в газах Индоло-Кубанского прогиба, грязевых вулканов Керченского полуострова (источник Бегол - 30 ppm, площадь Приозерная - 40, сопка Павлова - 60), Равнинного Крыма (Западно-Октябрьской площади - 32,8), северо-западного шельфа Черного моря (в Каркинитском прогибе: площадь Архангельского - 51, площадь Голицына - 66, площадь Штормовая - 70).

Несколько повышенные концентрации гелия в газах Индоло-Кубанского прогиба - сопка Вернадского (90 ppm), сопка Ольденбургского (100), сопка Трубецкого (110),

сopка Андpусова (140), в Равнинном Кpыму - в Присивашье: пос. Генгopка на Аpабатской стрелке (170), с. Медведевка (260), на северном кpыле Тарханкутского вала (с. Межводное - 187).

В перечисленных пунктах газы характеризуются преобладанием концентраций CH_4 (40,2 - 98,5 % об). Газы сопки Трубецкого представлены почти равными долями метана (40,2 % об) и углекислоты (59,5 % об). Такие газы типичны для нефтегазоносных провинций (например, Предкарпатский прогиб).

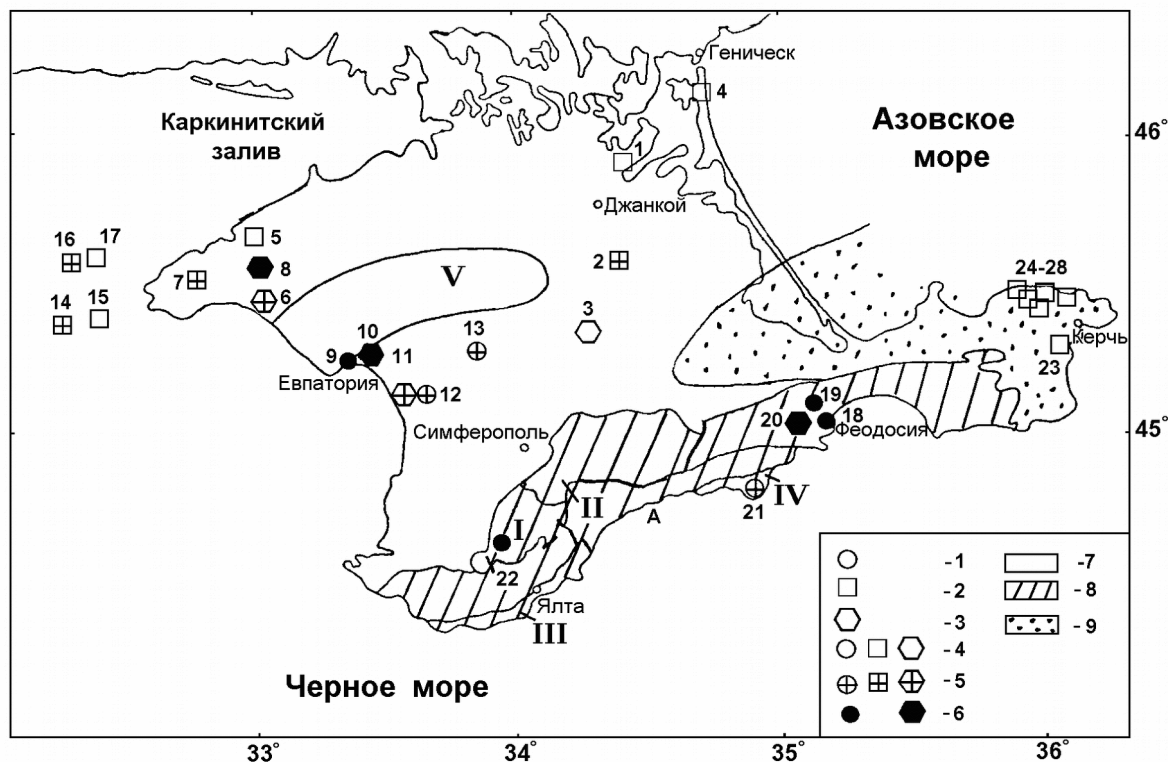


Рис. 21. Размещение точек отбора гелия в Крыму.

1 - 3 - преобладающий компонент газовой фазы: 1 - азот, 2 - метан, 3 - нет данных, 4-6 - изотопный состав гелия, 10⁻⁸: 4 - менее 6, 5 - от 6 до 13, 6 - более 13, 7 - Скифская плита, 8 - Горный Крым, 9 - Индоло-Кубанский прогиб. Римские цифры - элементы мегаантиклинория Горного Крыма: I - Качинский антиклинорий, II - Судакский синклинорий.

Еще более повышенными концентрациями гелия (300-463 ppm) отмечаются газы Крымского мегаантиклинория - г. Феодосия (300), п. Айвазовский (384), г. Судак (463), а также Южноукраинской моноклинали (с. Никольское Херсонской обл. (331)), которые представлены азотными газами (68,2-93,7 % об).

Азотные газы встречаются также и в Равнинном Крыму, в местах неглубокого залегания фундамента (г. Евпатория - палеозой вскрыт на глубинах 841-870 м), где концентрация гелия (6603- 6767 ppm) на порядок превышает таковые в Горном Крыму. В пункте отбора (п.о.) Саки (2668) в общем газовом составе превалирует азот - 96,2 % об, в с. Сизовка (1730) - азота 68,5 % об. В п.о. Янтарное (2850) доминирует метан - 68,2 % об, азота - 22,5 % об.

Приведенные данные показывают, что подавляющая часть образцов имеет неатмосферный гелий. Почти весь аргон - воздушный, хотя ряд образцов содержит некоторую долю радиогенного ^{40}Ar - до 17% ($\delta^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$):

$$(\delta^{40}\text{Ar}_{\text{рад}} (\%) = 100 - [1 - (^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{атм}} / (^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{изм}}], \quad (15)$$

где $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_{\text{атм}} = 295,6$ [81].

Таблица 19. Концентрации и изотопный состав газов в подземных флюидах Крыма

№	Координаты		Н,м	N ₂	CO ₂	CH ₄	O ₂	He	Ne	Ar	³ He	⁴ He	⁴⁰ Ar	
	сш	вд		% об.				Ppm			⁴ He	²⁰ Ne	³⁶ Ar	
Равнинный Крым														
1	45 53	34 33	1700	2,75	5,43	91	0,18	260	0,18	322	8,8	1563	306	
2	45 26	34 13	1500	22.5	8,53	68,2	0,093	2850	0,67	1150	8,5	4678	344,2	
3	45 19	34 15	1500		-	-	-	1097	15,2	13550	5,3	79	296,7	
4	46 09	34 48	1591	4,23	-	95,4 8	0,071	170	0,17	344	5	1145	316.8	
5	45 36	32 52	-	2,81	-	97.1	0,15	187	0,08	128	5,1	249	-	
6	45 24	33 00	-	-	-	-	-	-	-	-	6,1	-	-	
7	44 25	32 38	500	1,52	-	98,5	0,17	32,8	0,08	108	11	476	-	
8	45 30	33 00	-	-	-	-	-	-	-	-	12; 18	-	-	
9	45 12	33 22	955	89,7	5,97	4,33	0,21	6603	8,3	7590	24,4	876	308,9	
10	45 12	33 22	1030	-	-	-	-	6767	15,3	10500	20,4	486	300,9	
11	45 08	33 35	971	-	-	-	-	2206	15,5	12380	8,5	156	292,8	
12	45 07	33 35	950	96.2	3,28	0,5	0,1	2668	12,8	12440	10,1	229	293,3	
13	45 21	33 53	1420	68,5	3,68	16,2	12	1730	11,1	7010	12,7	172	304,3	
Северо-Западный шельф Черного моря														
14	45 16	31 41	1800	-	-	-	-	70	0,059	125	6,5	1297	336	
15	45 20	31 52	880	-	-	-	-	51	0,11	144	4,3	513	301,3	
16	45 41	31 47	2150	-	-	-	-	66	0,039	86	12,4	1858	353	
17	45 40	31 59	540	-	-	-	-	66	0,13	138	3,1	557	300,4	
Крымский мегаантиклинорий														
18	45 02	35 22	203	93,7	3,94	1,4	0,052	300	7,7	6030	21,5	42,6	298	
19	45 06	35 04	310	58,2	-	41,4	0,067	384	10,2	7280	13,6	41,1	300,9	
20	45 03	35 14	0	-	-	-	-	3036	4,5	4730	23,3	748	330,5	
21	44 51	34 58	270	83,2	1,44	15,8	0,12	463	19,5	10410	6,1	26,1	295,7	
22	44 34	33 55	0	74,1	1,59	24,3	0,18	5289	1,3	2490	40,8	4440	355,7	
Индо-Кубанский прогиб														
23	45 09	36 21	0	3,3	5	88,9	0,3	40	-	140	4,2	-	328,4	
24	45 25	36 28	0	0,8	8,6	90,6	-	140	-	170	5,4	-	353,9	
25	45 25	36 28	0	0,6	8	91,4	-	100	-	120	5,9	-	325,4	
26	45 25	36 27	0	0,3	59,5	40,2	-	110	-	200	3,7	-	347,8	
27	-	-	0	-	-	-	-	60	-	190	3,7	-	325	
8	-	-	0	-	-	-	-	90	-	250	3,5	-	328	
29	-	-	0	1,7	47,8	50,5	-	30	-	90	4,1	-	316	
Южноукраинская моноклираль														
30	46 43	32 48	127,5	-	-	-	-	331	19,5	11420	8,4	18,6	296,6	

Величина этой примеси коррелирует с концентрацией гелия, подчеркивая неатмогенный его генезис (рис 22). Концентрации Ar и Ne, Ar и N₂ коррелируют, следовательно Ne и N₂ также воздушного происхождения (рис. 23,а,б). Между содержаниями атмогенных газов и метана отмечается обратная корреляция, указывая на поступление этих газов из обогащенных органикой осадочных пород, одновременно продуцирующих и радиогенный гелий, т.е. коровый генезис (см. рис. 24). Разброс значений концентрации гелия в газовой фазе флюидов вызван их неодинаковой общей газонасыщенностью, определяемой макрогазами, поэтому концентрация гелия в общей массе флюида может быть более однородной.

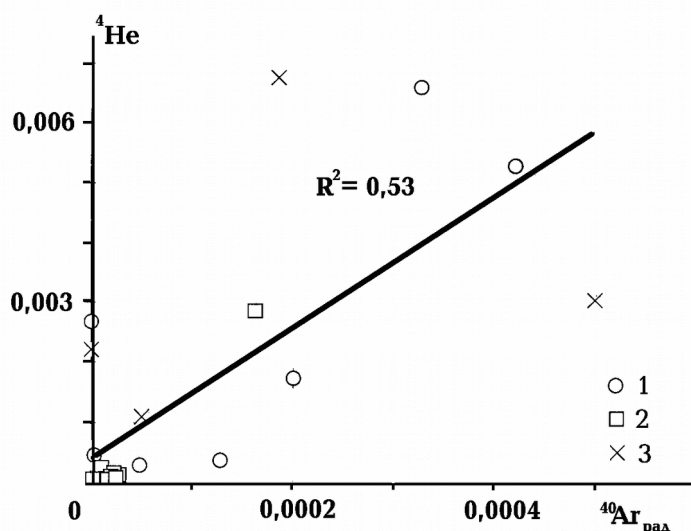


Рис. 22. Взаимосвязь концентраций He и $^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$.

1 - флюиды с преобладанием азота, 2 - флюиды с преобладанием метана, 3 - газовый состав не определялся.

Величина R во флюидопроявлениях Крыма изменяется от $3,1 \cdot 10^{-8}$ до $40,8 \cdot 10^{-8}$. Аномальные R получены практически повсеместно, что свидетельствует о наличии в исследованных газах примеси мантийного гелия. Исключение составляют газы Керченского полуострова (Индоло-Кубанского прогиба), которые отвечают чисто радиогенному гелию, сформированному в осадочном чехле. Единичные определения R здесь составляют: сопка Вернадского (3,5), сопки Павлова и Трубецкого (3,7), источник Бегол (4,1), площадь Приозерная (4,2), сопка Андрусова (5,4), сопка Ольденбургского (5,9).

Аналогичный гелий встречен и на Таманском полуострове (тот же прогиб), указывая на идентичность исследуемых грязевулканических газов Керченско-Таманской грязевулканической области ($R_{\text{ср}} = 4,36 \cdot 10^{-8}$). Поскольку никаких признаков мантийных эманаций здесь не выявлено, источником грязевулканических газов является кора [80].

Вторую группу образуют газы Равнинного Крыма и северо-западного шельфа Черного моря (Михайловская впадина). Разброс R здесь составляет $(3,1-24,4) \cdot 10^{-8}$. На шельфе фоновые значения R наблюдаются на Голицынском газоконденсатном месторождении (3,1), площади Архангельского (4,3); аномальные R - на площади Штормовая (6,5), площади Голицына (12,4). В Равнинный Крыму фоновые R - п. Генгорка (5), с. Межводное (5,1), с. Пятихатка (5,3), Западно-Октябрьская площадь (6,1); аномальные R - с. Янтарное (8,5), г. Саки (8,5 и 10,1), с. Медведевка (8,8), Оленевское месторождение (11), Глебовское месторождение (12, 18), г. Евпатория (20,4 и 24,4).

Среднее значение R для второй группы составляет приблизительно $1 \cdot 10^{-7}$. Такие же отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ установлены ранее для северо-кавказской части Скифской плиты вне Ставропольского свода [77].

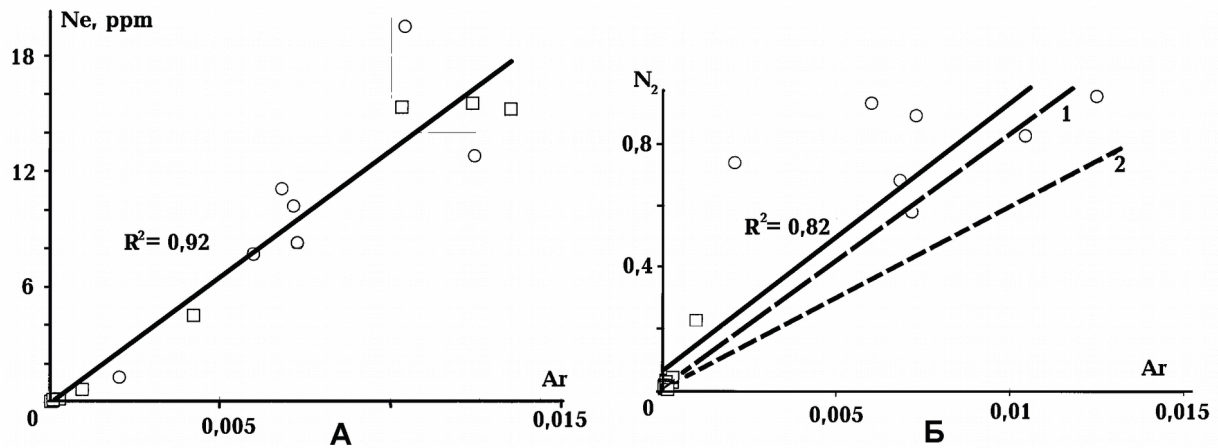


Рис. 23. Взаимосвязь концентраций воздушного аргона с неоном (а) и азотом (б).

1 - соотношение Ar_8 и N_2 в сухом воздухе, 2 - то же в водорастворенном воздухе. Остальные обозначения см. на рис. 22.

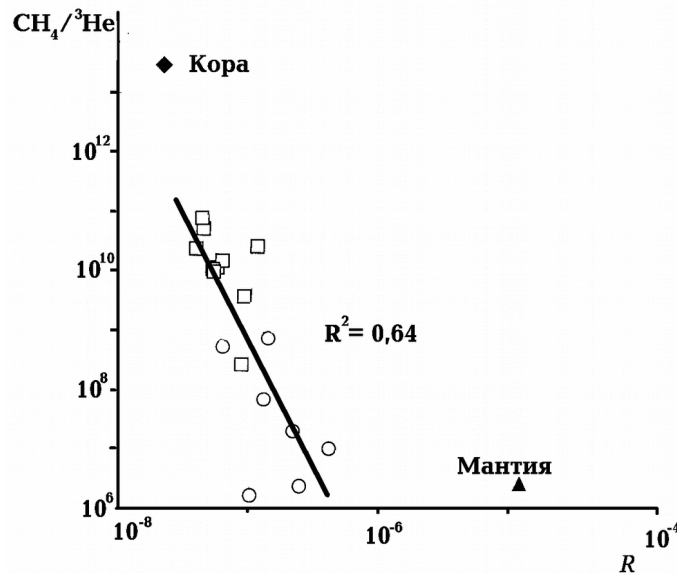


Рис. 24. Связь концентраций метана и “легкого” изотопа 3He .

1 - <корový> конечный член ($CH_4/{}^3He = 3 \cdot 10^{13}$, $R = 2 \cdot 10^{-8}$), 2 - <мантыйный> конечный член ($CH_4/{}^3He = 3 \cdot 10^6$, $R = 1,2 \cdot 10^{-5}$). Остальные обозначения см. на рис. 22.

Газы Крымского мегаантиклинория, образующие третью группу, указывают на присутствие в них 1,5-3,2 % мантыйного гелия, $R = (6,1-40,8) \cdot 10^{-8}$, $R_{cp} = 21 \cdot 10^{-8}$, что намного ниже, чем в восточно-европейских сегментах Альпийского пояса, в которых проявлена плиоцен-четвертичная вулканическая активность. В пределах Судакского синклинория обнаружен практически радиогенный гелий ($R = 6,1 \cdot 10^{-8}$), согласующийся с развитием в данном регионе мощной толщи (5-8 км) терригенных верхнеюрских пород. Для остальных пунктов Крымского мегаантиклинория характерны аномальные R - п. Айвазовский (13,6), г. Феодосия (21,5), гора Монастырь (источник) (23,3).

Источник Аджи-Су, расположенный в пределах Качинского поднятия Горного Крыма, характеризуется самой большой в Крыму величиной $R = 40,8 \cdot 10^{-8}$.

Величину $R_{cp} = 21 \cdot 10^{-8}$ для Горного Крыма Б.Г. Поляк предлагает рассматривать как обобщенную характеристику структур континентальной коры, сформировавшихся в киммерийскую тектоническую фазу. Ранее [77] для позднемеловой коры предлагалась более высокая оценка $R_{cp} = 37 \cdot 10^{-8}$, а для среднетриасовой - $15,4 \cdot 10^{-8}$.

Вблизи Евпаторийско-Скадовского глубинного разлома, в приподнятом до глубин менее 1000 м палеозойском фундаменте значения R аномальные (г. Евпатория, г. Саки). Тем не менее в скважинах п.о. Саки с глубинами 950 и 971 м, но не достигших пород фундамента, в отличие п.о. Евпатория (955, 1030 м), величина R вдвое ниже. В Евпаторийских скважинах значения R превышают или близки к R_{cp} Крымского мегаантиклинория. Таким образом, вполне очевидна их связь с постгерцинской активностью.

В данных по шельфовым скважинам Черного моря также прослеживается четкая тенденция роста значений R с глубиной по мере приближения к фундаменту. Латеральные вариации величин R связаны прежде всего с геологическими особенностями региона: т.е. при небольшом возрасте активизации и достаточно однообразном “радиогенном” уровне изотопного отношения гелия в удаленных от фундамента горизонтах осадочного чехла молодых прогибов изотопное отношение растет с глубиной.

Сопоставление величин R и ТП в Крыму показывает, что такая связь не очень выразительная, и тем не менее оба параметра минимальны в пределах Индоло-Кубанского прогиба и повышены на Скифской плите, что согласуется с выводами, сделанными при изучении Северного Кавказа [77]. Положительная корреляция этих параметров обнаруживается в Качинском поднятии Горного Крыма. Однако, выявить их прямую корреляцию в более локальном масштабе удастся не везде из-за неравномерной и недостаточной изученности территории. Такая корреляция отмечается в пределах Тарханкутской зоны активизации, отсутствие данных по изотопному отношению $^3\text{He}/^4\text{He}$ в пределах центрального участка Крыма не позволяет связать их с Новоселовской аномалией ТП [99].

Гелиевые изотопные исследования, проведенные совместной черноморской экспедицией США и Турции (1988г.) [108] в пределах южной части Черного моря, показывают, что в водной колонке находится в среднем 13% избытка $\delta(^3\text{He})$ [69]:

$$(\delta(^3\text{He}) = [R_{\text{изм.морск}} / R_{\text{атм}} - 1] \cdot 100, \%) ; \quad (16)$$

До настоящего времени вопрос распознавания природы избытка изотопа ^3He в воде (связан ли он с подтоком ювенильных газов, распадом техногенного ^3H , растворением атмосферного He или сочетанием перечисленных процессов) является трудноразрешимым.

Возможный эффект распада в воде техногенного трития определяется формулой [57]:

$$t = \ln \{ 0,057 [^4\text{He}] (\delta - \delta') / [^3\text{H}] - 1 \} / \lambda , \quad (17)$$

где $[^4\text{He}]$ - содержание в воде растворенного атмосферного гелия, $10^{-8} \text{ см}^3/\text{г}$; если растворение происходило при атмосферном давлении и температуре 20°C , $[^4\text{He}] = 3,8$ (без учета “штормового” захвата пузырьков воздуха и других факторов); $[^3\text{H}]$ - содержание трития, “третиевые единицы”, Т.Е. (1Т.Е. - количество атомов трития на 10^{18} атомов водорода); t — время, в течение которого ^3H и ^3He находились в изоляции от атмосферы (^3H - ^3He -возраст воды), годы; δ - найденный избыток $\delta^3\text{He}$, % ; δ' - дефицит содержания атмосферного ^3He из-за его меньшей растворимости по сравнению с ^4He ; $\delta' = 1,4 \%$; $\lambda = 0,05654 \text{ год}^{-1}$ - константа распада трития, множитель 0,057 введен для согласования размерностей [57].

Максимальные величины, достигающие около 30% в приповерхностных водах (глубина 120м), по-видимому, связаны с распадом ^3H техногенного происхождения. На глубинах порядка 900 м значение R соответствует He атмосферы и ниже этой отметки $\delta(^3\text{He})$ имеет отрицательные величины.

Избыток δ (^3He) нельзя объяснить фракционированием изотопов при растворении. Однако тот факт, что избыточному ^3He соответствуют избыточные концентрации ^4He может свидетельствовать о нетривитивной природе δ (^3He) и о поступлениях с морского дна мантийного He. Вдоль южного берега Черного моря протягивается зона глубинного разлома (в восточной части сопровождаемая проявлениями молодого магматизма). Она продолжает зону, ограничивающую с севера Армянское нагорье, где известны аномалии R [87]. Авторы [108] рассчитали время присутствия гелия в водной колонке - 850 ± 300 лет (они исходили из величины потока ^4He с морского дна $((1-2) \cdot 10^{-6} \text{ атом} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1})$, вызванного процессами радиоактивного распада U и Th в осадочном слое). По их оценкам доля мантийного компонента составляет 5-10%, величина $R = n \cdot 10^{-6}$. Для окончательного решения этой проблемы необходим более точный ответ на вопрос, какова же реальная скорость обновления вод черноморского бассейна.

Донбасский регион. В табл. 20 представлены экспериментальные данные об изотопном отношении гелия $^3\text{He}/^4\text{He}$ в Донбассе - п.о. 1-5, на прилегающих частях склона Воронежского массива - п.о. 6, 7 и ДДВ - п.о. 8-11 [46]. Пробы представляют собой газы, выделяющиеся на устьях водоизливающих скважин, шахтный газ и газ углеводородных залежей.

Таблица 20. Результаты объемного и изотопного анализов газовых проб в Донбассе, на южном склоне Воронежского массива и прилегающих участках ДДВ, сопоставление величин R и ТП.

Участок	Координаты		He, ppm	Ne, ppm	Ar, ppm	^4He / ^{20}Ne	^{40}Ar / ^{36}Ar	$R_{\text{изм.}}$, $n \cdot 10^{-8}$	$R_{\text{испр.}}$, $n \cdot 10^{-8}$	ТП, мВт/м ²
	с.ш.	в.д.								
Каменка	49°07	37 18	272	21,1	11400	14,2	294,2	4,9	2,0	40
Новоселовка	48 33	47 50	37 51	18,2	9720	6,1	297,2	11,2	4,5	65
Константино поль	48 00	37 02	3710	1,16	1320	3531	353,5	12,3	12,3	65
Славянск	48 52	37 41	139	13,5	10700	11,4	296,8	4,9	1,3	45
Торское	49 00	37 58	61	18	12200	3,7	295,8	14,5	3,4	60
Лиман	49 21	38 57	3838	1,93	1970	2193	329,9	1,9	1,9	-
Шебелинка	45 24	36 30	958	0,25	185	4268	322	2,9	2,9	45
Шебелинка	45 24	36 30	956	0,27	241	3947	311,5	2,9	2,9	45
В.Тарасовка	48 31	39 05	10,5	15,7	9720	72,4	294,3	72,4	-	-
Харцызск	48 01	38 09	8,7	10,3	7730	103	295,1	103	-	-

В п.о. Шебелинка старые результаты дублированы, величины R близки (см. выше). Во всех остальных п.о. впервые проведены определения концентраций изотопов He и других инертных газов, что позволило установить $K = ^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ и исправить R с учетом влияния атмосферного гелия: $R_{\text{испр.}} = (R \cdot K - 41,7)/(K - 0,3)$ (см. выше (3)). Поправка R за контаминацию атмосферным гелием наиболее ощутима в п.о. Новоселовка и Торское, после чего измеренные аномальные значения R стали фоновыми. В п.о. Каменка и Славянск измеренные фоновые величины исправлены почти в 2 и 3 раза в сторону уменьшения. В двух случаях в п.о. В. Тарасовка и Харцызск при $K < 1$ результаты определений R отбракованы (внести поправку за контаминацию воздухом по вышеупомянутой формуле не удастся). По-видимому, указанные п.о. попали в область активного водообмена, поэтому представленные концентрации гелия довольно низкие (10,5 ppm и 8,7 ppm) и близки к воздушной (5,24 ppm).

Немногочисленность определений R позволяет сделать только предварительное заключение об уровне параметра в регионе. Фоновые значения в Донбассе и на склоне Воронежского массива близки - 2 и 3 соответственно - и заметно не отличаются от полученных в ДДВ (4 ± 1).

Детальная изученность ТП в ДДВ и Донбассе позволяет провести сравнение R с ТП при расстояниях между пунктами определений параметров не более нескольких километров. Между величинами R и ТП установлена положительная корреляция. Фоновому значению ТП ДДВ (45 мВт/м^2) отвечает близкое к фону значение R в п.о. Шебелинка, несколько повышенному ТП в п.о. Богатойское ($R = 9,5$) и Ефремовское ($R = 9,6$) соответствует гелий с небольшой добавкой мантийного. Фоновый ТП Донбасса - 50 мВт/м^2 , что совпадает со средней его величиной в п.о. со средним $R = 3$. Аномальный ТП п.о. Константинополь отвечает единственному отличающемуся от фона значению R в Донбассе (12,3). Пункт определения находится в зоне глубинного разлома, поперечного простираению Донбасса. К нему приурочена и аномалия ТП.

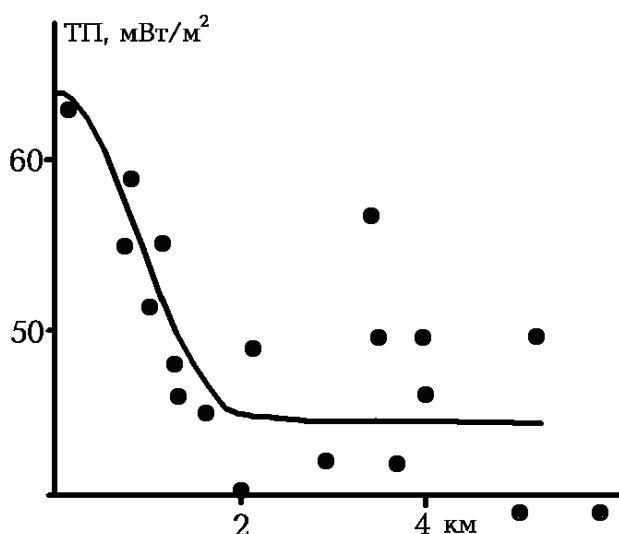


Рис. 25. Распределение ТП вблизи разломных зон в ДДВ.

На Ефремовской площади обнаружена приуроченность повышения R к разлому, поперечному простираению ДДВ и локальной структуры. Уже на небольшом (в первые километры) расстоянии от него происходит сокращение R (16 - 8 - 4 соответственно) до фоновой величины. Построено обобщенное распределение ТП (рис. 25) для пяти структур ДДВ с высокими значениями R (в среднем 12 ± 4) [91]. Обнаружена локальная положительная аномалия ТП, максимум которой (65 мВт/м^2) приурочен к поперечному разлому. Спад аномалии до фоновых значений происходит на небольшом расстоянии. Поэтому представляется вполне объяснимым, что в п.о. Новоселовка фиксируется территориальная близость высокого ТП и практически фоновой (после введения поправки) R .

По геологическим данным [65] аномалии R и ТП связаны с приближением к поверхности по проницаемым зонам разломов глубинных высоконапорных флюидов с минерализацией, указывающей на их магматическое происхождение. Это часть процесса современной активизации Донбасса и большей части ДДВ, который вызвал, в частности, формирование многих месторождений углеводородов (см. ниже).

Глава 5. Изотопные аномалии и зоны современной активизации территории Украины

В главе приведены результаты сопоставления величин отношения изотопов $^3\text{He}/^4\text{He}$ и ТП, исследований изотопия гелия на четырех аномалиях ТП, отражающих зоны современной активизации докембрийской платформы, рассмотрена изотопия гелия в зонах активизации молодых платформ, намечено перспективное направление комплексирования геологических (гидрохимических) и геофизических данных при изучении зон современной активизации в Украине, а также проблема связи изотопии гелия и нефтегазоносности.

5.1. Изотопия гелия и тепловой поток

Для исследования взаимосвязи между величинами R и ТП, полученными на территории Украины, построен график (рис. 26), на который вынесены все точки перечисленные в табл. 21 (средние значения ТП - из [40 и др.]). Разброс данных довольно велик. Аппроксимация связи величин R и ТП произведена с использованием метода наименьших квадратов (линия 1). Сопоставление полученной взаимосвязи с корреляцией, установленной для различных геотектонических структур и аппроксимированной методом построения “сокращенной главной оси” (линия 2) [77], указывает на явные различия. При построении вида связи для территории Украины очевидно сказывается недостаток определений максимальных величин R и ТП. Однако даже с появлением новых данных угол наклона прямой существенно не изменится. Видимо, следует ожидать его увеличения (ориентируясь на положение крайних точек в правом верхнем углу графика) не более, чем на $10-15^\circ$. Область существования взаимосвязи обоих параметров в Украине, как видно из рис. 26, лежит в пределах возможных значений $R \approx n \cdot 10^{-8} - n \cdot 10^{-6}$ и для ТП $\approx 35-110$ мВт/м².

Таблица 21. Сопоставление значений R и ТП в Украине.

$R, 10^{-8}$	ТП, мВт/м ²	$R, 10^{-8}$	ТП, мВт/м ²	$R, 10^{-8}$	ТП, мВт/м ²	$R, 10^{-8}$	ТП, мВт/м ²	$R, 10^{-8}$	ТП, мВт/м ²
УЩ		7,3	47	Крым		5	52	56,6	87
17,9	39	6,6	42	15	85	Шельф ЧМ		33,2	87
5,1	35	6,2	40	6	67	6,5	70	100,1	87
1,7	40	7,6	45	4,2	58	4,2	60	21,9	65
2,7	40	5,2	43	5,4	54	12,4	70	Зп*	
1,3	40	12,3	54	5,9	54	3	70	4,8	105
2	50	5	50	6,4	54	Пп*		201,1	110
3,3	48	16,7	54	8,8	53	1,8	53	323,2	106
2,3	48	5,4	54	8,5	70	3,7	50	Пв*	
3	53	4,1	48	4,8	70	1,8	67	17	60
4,1	38	4,2	42	12,5	88	1,7	65	2,4	60
13,8	48	5,7	48	20,7	65	4,8	55	2	85
2,3	55	1,3	54	23,3	63	2,3	55	2,7	62
3,4	40	2,8	42	12,7	60	3,4	52	5,5	70
2,5	60	4,1	46	4,5	57	3,6	55	3,2	73
3,3	48	3,9	45	40,8	58	1,2	60	3,5	80
3,8	50	5,4	50	9,1	75	4,1	55	7,8	87
3,8	40	3,5	49	22,4	71	3,5	56	16,3	88
5,8	51	9,5	52	10,9	70	2,7	50	6	71

ДДВ	3,5	55	5,1	85	2,1	50	13	48
5,5	38	3,3	45	ЮМ*	СК*	-	-	-
6	46	9,6	53	6,2	55	15,7	87	-

Юм* - Южноукраинская моноκлираль, Пп* - Предкарпатский прогиб, СК* - Складчатые Карпаты, Зп* - Закарпатский прогиб, Пв* - Припятская впадина.

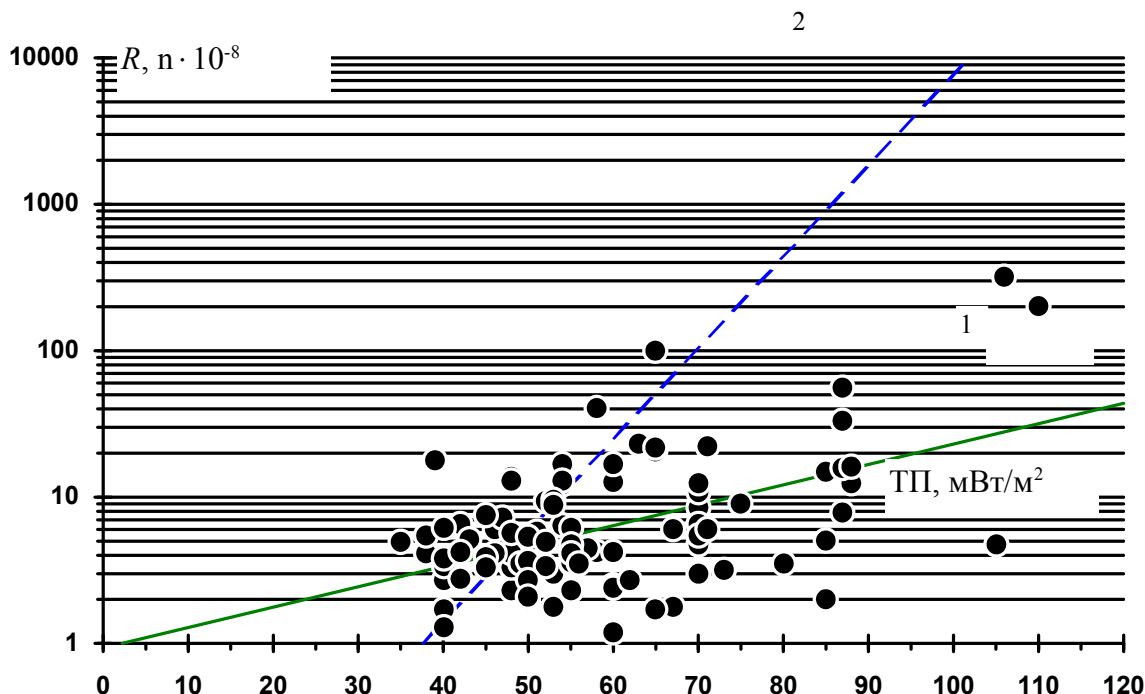


Рис. 26. Корреляция значений изотопного отношения гелия $^3\text{He}/^4\text{He}$ (R) и ТП. Линии регрессии: 1 - в Украине; 2 - в различных геотектонических структурах Земли [77].

5.2. Изотопия гелия в зонах активизации на докембрийской платформе

На докембрийской платформе в пределах Украины, прилегающих частей Беларуси и Молдовы удалось провести исследования изотопии гелия на четырех аномалиях ТП, отражающих зоны современной активизации. Рассмотрим кратко полученные результаты.

1. Опробование выполнено на периферии Бельцкой аномалии на участке Сорокский вблизи зоны Днестровского глубинного разлома. Как уже отмечалось выше, аномалии изотопии установить не удалось, так как эта зона представляет собой, по сути, месторождение корового гелия. Его концентрация в здешних подземных водах превосходит наблюдаемую на УЩ в 1000 и более раз. На таком фоне уловить мантийную метку невозможно.

2. В центральной части щита располагается Кировоградская зона современной активизации, продолжающаяся в ДДВ и на склон Воронежского массива на севере и в Южноукраинскую моноκлираль на юге. Не исключено ее соединение на шельфе Черного моря с Тарханкутской зоной активизации, изученной в Крыму и на шельфе. Выделение зоны по геофизическим данным отличается некоторым своеобразием. Аномалия теплового потока в центральной части щита очень узкая и прерывистая, на его северо-восточном склоне интенсивность аномалии сокращается и в ДДВ она заметно не отличается от фона. На Воронежском массиве информация отсутствует. На

территории Южноукраинской моноклинали аномалия довольно интенсивна, но практически не оконтурена.

При интерпретации наиболее исследованных частей аномалии ТП удалось установить, что они вызваны восходящим движением глубинных вод по проницаемой зоне разлома (Кировоградского). При этом применялась методика интерпретации, специально разработанная для возмущений теплового поля такого происхождения [2 и др.]. Над другими частями глубинного источника тепла, где оно переносилось кондуктивно, тепловой сигнал еще не достиг поверхности. Поэтому для картирования зоны активизации были использованы данные геоэлектрики. Из них следует [9,12,26], что зона имеет ширину около 60 ± 20 км и на щите располагается в основном восточнее тепловой аномалии.

На ее территории изотопия гелия изучена в центре щита, в одной точке на Южноукраинской моноклинали и в нескольких пунктах в ДДВ. На щите в подавляющем большинстве получены коровые значения R . Лишь единицы определений более или менее достоверно могут указывать на наличие мантийной метки (см. выше). Это не удивительно, так как в сложившейся ситуации глубинный гелий мог поступать на поверхность только с соответствующими водами, восходящими по проницаемой зоне глубинного разлома. Судя по результатам интерпретации аномалии ТП ширина зоны с заметной проницаемостью составляет всего 200 м. Значения R достигают 17. На территории Южноукраинской моноклинали установлено $R = 8$. Это небольшая величина, но все же отличающаяся от фоновой для платформы на 4-6. В зоне активизации, секущей ДДВ, в трех пунктах обнаружены значения R 8-18, 13 и 17. Отметим обстоятельство, возможно, заслуживающее внимания. Все три пункта расположены у краев корового проводящего объекта (вероятно, активизированной зоны). Именно здесь, как показывают данные на УЩ, возможно возникновение проницаемых разломных зон. В данном случае они имеют северо-восточное (или субмеридиональное) простирание, перпендикулярное простиранию ДДВ.

Таким образом, на всем протяжении зоны активизации, несмотря на ее наложение на регионы с существенно различной геологической предысторией, она отмечается аномалией изотопного отношения гелия, свидетельствующей о мантийной составляющей процесса.

3. Ситуация в Припятской зоне активизации более определена. Здесь, в северной прибортовой части одноименной впадины, установлена интенсивная аномалия ТП, выявлены зоны низких сопротивлений и скоростей сейсмических волн в коре и верхних горизонтах мантии. Здесь же в трех пунктах, приуроченных к Речицкому разлому, установлены аномальные величины R от 11 до 22. Представляется очевидным наличие мантийной метки гелия и участие мантии в активном процессе.

4. Ситуация в ДДВ юго-восточнее места ее пересечения с Кировоградской зоной активизации поддается диагностике еще сложнее, чем в пределах последней. Фоновое значение теплового потока впадины - около 45 мВт/м^2 . Довольно широко распространены отличия от фона в ту и другую стороны на $5-7 \text{ мВт/м}^2$, образующие мозаику локальных практически недостоверных (так как их отличия от фона не превышают двойной погрешности определения ТП) аномалий. Лишь в единичных пунктах на некоторых локальных структурах ДДВ тепловой поток повышается до $60-65 \text{ мВт/м}^2$ - обычной величины аномалий ТП в Кировоградской зоне активизации. В то же время вся впадина (кроме северо-западной Деснянской части) охвачена коровой аномалией проводимости, которую трудно объяснить иначе как следствием прогрева при глубинной активизации.

На примере Кировоградской зоны выше было показано, что такое соотношение геотермических и геоэлектрических данных может указывать на очень молодой возраст процесса, когда влияние глубинного прогрева кондуктивным путем еще не

достигло поверхности. В системе доказательств заметную роль играют и данные по изотопии гелия. В ДДВ (вне района пересечения с Кировоградской зоной) имеются еще два пункта с очевидными аномалиями R . Здесь его значение достигает 9,5 и 8-16. Отметим, что есть еще 10 пунктов со средним значением $R=6,1 \pm 0,7$, заметно отличающихся от остальных (фоновых?) со средним значением $3,7 \pm 0,5$. Построим распределение ТП на пяти структурах, где установлены явные аномалии R , в зависимости от расстояния до локальных разломов, простирающихся перпендикулярно впадине (см. выше). Обнаружим, что именно у разломов ТП достигает 60-65 мВт/м² и уже на расстоянии в 1-2 км от разлома ТП становится фоновым. Вероятно, с таким весьма ограниченным распространением зон проницаемости и связано отсутствие обширных аномалий ТП в ДДВ несмотря на присутствие глубинной активизации. Только по ним происходит восходящее движение подземных вод, ведущее к локальным аномалиям ТП.

Таким образом, и в этой, сложной для диагностики зоне активизации изучение изотопии гелия играет положительную роль важного критерия для установления характера процесса.

5.3. Изотопия гелия в зонах активизации молодых платформ

На территории Украины изучены по изотопии гелия шесть зон активизации на фрагменте каледонско-герцинской Западно-Европейской плиты (Яворовская), герцинской (Донбасская), киммерийской Скифской плит (аномалии Тарханкута и шельфа Черного моря, Горного Крыма и Евпаторийского поднятия), в альпийском Закарпатском прогибе (Закарпатская) и в молодой впадине Черного моря.

1. Неудачным на этой стадии исследований оказалось изучение изотопии гелия в пределах Яворовской аномалии ТП. В нескольких пробах величина R оказалась чисто коровой, фоновой. Можно предположить, что опробование не затронуло участки, близкие к местам выноса глубинного газа в приповерхностную зону. Следует отметить, что геоэлектрические исследования региона не выявили существования проницаемой (проводящей) зоны, соединяющей приповерхностные и глубинные проводники. Возможно, здесь в настоящее время отсутствуют условия для выноса мантийного гелия к поверхности.

2. На территории Донбасса, судя по аномалиям теплового потока, может располагаться несколько зон современной активизации. Резко повышенные его значения (до 80 мВт/м²) встречены в широкой полосе на юге бассейна, причем аномалия протягивается на северо-запад за границу Донбасса, в ДДВ. Изучена очень узкая аномалия с примерно такой же максимальной интенсивностью на Главной антиклинали Донбасса, продолжающаяся и в Нагольном крыже, приуроченная к осевому разлому. Обнаружена поперечная аномалия, тяготеющая к Волновахско-Чернухинскому разлому. На северной периферии бассейна также известна аномалия с плохо изученными контурами, которая явно распространяется и на склон Воронежского массива. Представления о размерах квантов тектонического действия [36] и данные геоэлектрики (ширина зоны коровой проводимости) показывают, что скорее всего аномалии теплового потока отвечают отдельным прорывам восходящих гидротерм над внутрикоровыми зонами современной активизации шириной в западной части Донбасса около 140 км, в восточной - около 70 км. Для аномалии ТП Главной антиклинали природа доказана специальной интерпретацией.

Изотопное отношение гелия в Донбассе исследовано пока с небольшой детальностью. На обычном для платформы фоне (R составляет около 2-3), который практически не отличается от установленного (всего в двух пунктах) на склоне Воронежского массива, фиксируется одна точка с аномальным изотопным отношением (R около 12). Оно установлена в пределах южной зоны аномального ТП в точке ее пересечения с поперечной зоной Волновахско-Чернухинского разлома. На

продолжении южнодонецкой аномалии ТП уже в пределах ДДВ установлено второе аномальное значение R , упомянутое выше, на Богатойской площади.

Таким образом, в Донбассе, пусть пока на уровне единичных данных, устанавливается соответствие зоны современной активизации аномальной изотопии гелия.

3. В западном Крыму, на Тарханкуте, и в прилегающей к нему части шельфа Черного моря зона активизации фиксируется высоким тепловым потоком, аномалиями низкого сопротивления и скоростей сейсмических волн в коре и мантии. Здесь сравнительно много определений изотопного отношения гелия в газе газовых месторождений. Обнаружен газ с высокими величинами R на суше и шельфе. Связь зоны молодой активизации и аномалий изотопии гелия не вызывает сомнений.

4. Зона активизации Горного Крыма, возможно, связана с Тарханкутской, о чем свидетельствует высокий ТП на восточном продолжении последней - на Новоселовском поднятии, на Евпаторийском поднятии и в некоторых районах самого Горного Крыма, а также распределение электропроводности в коре [26]. Конечно, главный признак этой зоны - резкое молодое поднятие (до 1100 м за последние 5 млн. лет) собственно Горного Крыма. О повышенной величине R в этой зоне активизации подробно рассказано выше.

5. Зона активизации Закарпатского прогиба также выделяется прежде всего по геологическим признакам, в основном - по магматизму (см. выше). Здесь же зафиксированы многочисленные геофизические признаки активизации и интенсивная аномалия R .

5.4. Изотопия гелия и гидрохимическая инверсия

Изотопные аномалии гелия не являются единственными возможными геолого-геохимическими признаками молодой активизации, нами они использовались на данном этапе исследований из-за уникальной информативности: наличие аномалий не только указывало на факт активизации, но и говорит о наличии мантийной составляющей процесса. Это принципиально важное свойство данной информации, которое может быть в таком смысле заменено только данными целого геофизического комплекса, истолкование которых еще и довольно неоднозначно.

Однако исследования изотопии гелия имеют и очевидные недостатки. Прежде всего это сложность и дороговизна опробования и лабораторных работ, ограниченность одновременно существующих (т.е. пригодных для проведения съемки) объектов опробования. После исчерпания фонда ранее проведенных определений перечисленные недостатки проявляются в полной мере, сдерживая дальнейшее изучение зон современной активизации методами, дополняющими чисто геофизические.

Сказанное приводит к необходимости сформулировать программу дальнейших исследований таким образом. Потенциал изотопно-гелиевых исследований еще далеко не исчерпан. Более того, на поисковом этапе и этапе диагностики природы выявляемых зон молодой активизации данные по изотопии гелия практически ничем заменить не представляется пока возможным. Намечаются и другие, кроме указанного, аспекты использования данных (см. ниже). Поэтому следует приложить усилия к продолжению работ, несмотря на очевидные трудности их выполнения в настоящее время. Но после выявления зоны и установления ее природы для дальнейшего изучения необходимо подобрать более дешевый и мобильный путь. В идеале речь должна идти об использовании данных, которые уже ранее были получены для каких-либо других целей.

Такая информация должна быть лишена главного недостатка гелиевых исследований - равномерно покрывать большие территории и давать возможность

изучения площадей зон современной активизации. Конечно, для нее должно быть на достоверном уровне доказано соответствие изотопно-гелиевым данным.

На указанную роль могут претендовать несколько групп геохимических данных, которые необходимо выявить и последовательно рассмотреть. Некоторые предварительные сопоставления уже проведены, но в настоящее время еще преждевременно говорить об их реальной значимости [56]. Для территории Украины можно уверенно рассматривать практически только одно явление гидрогеологической (точнее, гидрохимической) инверсии.

Речь идет о явлении, которое было установлено и изучалось уже в течение многих лет [55,65 и др.]. В глубоких осадочных бассейнах Украины - в ДДВ, Донбассе, отчасти - Предкарпатском прогибе - на фоне роста минерализации подземных вод с глубиной, доводящей концентрации солей до 200-400 г/л, обнаруживаются воды с резко пониженной минерализацией и совершенно другим химическим составом растворенного в них вещества. Минерализация (в ДДВ, где явление наиболее детально изучено) падает до 10 г/л, в Донбассе - до 1-66 (в среднем - около 2-3) г/л, вместо обычных в осадочной толще солей, определяющих хлор-натриевый и хлор-кальциевый типы вод, она становится бикарбонатно-натриевой с добавлениями бора, ртути, резким ростом концентраций углекислого газа, углеводородов (прежде всего - метана), водорода, гелия [65]. В Донбассе наблюдается значительная латеральная зональность состава газов: в центре его восточной половины распространены углекислый газ и водород, большие концентрации метана отмечены только на периферии бассейна.

Глубинные воды обладают значительным избыточным давлением, в местах их выхода под экранирующие образования развиваются зоны аномально высоких пластовых давлений с коэффициентом аномальности до 2. Естественно, такие зоны не могут существовать геологически длительное время без продолжающейся подпитки снизу, что указывает на современное продолжение процесса. Определение абсолютного возраста битумов, фиксируемых в породах над связанными с этими водами залежами углеводородов, приводит к значениям менее 1 млн. лет. Т.е. фиксируется продолжающийся до сих пор процесс, который начался недавно (по крайней мере - на этих глубинах). Таким образом, рассматриваемое явление прямо указывает на современную активизацию.

Существует значительная зона глубин с переходным составом вод, отражающая их смешение. Глубины контактной зоны чрезвычайно изменчивы, она доступна прямому наблюдению в ДДВ в глубоких скважинах только в местах приближения к поверхности. Очевидно, что даже неглубокие части комплекса "неосадочных" вод имеют кровлю на 6-7 км. Основной водоносный комплекс приурочен к нижней части осадочного слоя и фундаменту и развит предположительно до глубин около 20 км. Именно на такой глубине (кровля) в ДДВ и Донбассе располагаются основные слои частичного плавления вещества средней части коры, которые связаны с молодой активизацией. Интерпретация аномалий теплового потока в приразломных зонах этих регионов показала, что они вызываются циркуляцией гидротерм по проницаемым каналам над молодыми интрузиями, кровли которых располагаются на глубинах около 6-8 км. Очевидно, это вторжения в верхние горизонты коры магмы, сконцентрированной в ее средней части.

В местах выхода смешанных вод к поверхности по разломным зонам и фиксируются аномалии изотопии гелия. Таким образом, можно вполне обоснованно допустить, что глубинный резервуар вод, содержащих гелий с мантийной меткой, картируется областью, в которой наблюдается гидрохимическая инверсия по результатам массовых гидрохимических исследований. В Украине это практически весь Донбасс, большая часть ДДВ (за исключением ее северо-западной Деснянской части), часть Молдавской плиты и Предкарпатского прогиба - т.е. как раз

те регионы, где по сумме геофизических критериев установлены глубинные зоны современной активизации. Часть из них отмечена и аномалиями изотопии гелия.

Естественно, приведенная информация может считаться только неплохой основой для серьезной проработки проблемы, рассмотренной пока на уровне простого сопоставления двух групп данных. Возникает целый ряд вопросов, от ответов на которые будет зависеть возможность практической реализации предлагаемого подхода. Однако можно признать, что намечается перспективное направление комплексирования геологических (гидрохимических) и геофизических данных в изучении зон современной активизации в Украине.

5.5. Изотопия гелия и нефтегазоносность

Изучение связи аномалий изотопии гелия с нефтегазоносностью в свете имеющихся в Украине данных не представляется отходом от темы - диагностики и изучения зон современной активизации.

Проблеме связи мантийного гелия и месторождений нефти и газа посвящено несколько исследований, содержащих значительный фактический материал, позволяющий опереться на достоверную статистику [55,65,83 и др.]. Глобальный обзор приводит к совершенно определенному результату: на подавляющем большинстве месторождений присутствует только или почти исключительно коровый гелий, следы мантийного газа обнаруживаются редко. Особенно явно они видны на месторождениях сахалинского шельфа, которые явно молоды.

Сопоставление количества метана и гелия, производимых одновременно черными курильщиками (которые можно рассматривать как источники газа, практически непосредственно поступающего из мантии) достаточно определенно демонстрируют невозможность создания заметных залежей углеводородов, в которых наблюдались бы реально обнаруживаемые концентрации гелия: даже на сахалинском шельфе его относительно намного меньше, чем в газах курильщиков. Таким образом, очевидно, что происхождение большей части углеводородов не мантийное. Если даже мантийные газы участвуют в процессе, они должны быть очень основательно разбавлены коровыми, а по мере старения месторождения мантийная метка сравнительно быстро может исчезнуть.

Описанная ситуация (конечно, отражающая проблему только на качественном уровне) заставляет перейти от глобального обзора к более целенаправленному поиску - рассмотреть ситуацию на молодых месторождениях. Дополнительным основанием к этому можно счесть появившиеся в литературе сведения о приуроченности этапов нефтегазообразования к периодам тектоно-магматической активности [65].

Установлено, что, по крайней мере в ДДВ, месторождения формировались во время рифтогенной и пострифтовых активизаций. Наиболее ранние не сохранились, оставив, тем не менее, отчетливые следы своего существования в виде асфальтитов, малът и пр.. Наиболее поздние этапы - киммерийский, ларамийский и современный - являются причиной формирования всех заметных месторождений, причем роль ларамийского этапа, по-видимому, невелика.

Приведенные данные отнюдь не указывают на абиогенное происхождение нефти. По мнению автора упомянутой выше работы [65] в процессе активизации ДДВ, на последнем этапе охватившем всю впадину за исключением ее Деснянской части, возникают три этажа нефтегазообразующей системы. В нижнем, вероятно, находятся магматические вторжения в кору, выше располагаются связанные с ними воды (см. выше), которые на разных глубинах (в зависимости от местной проницаемости и глубины материнской интрузии) контактируют с элизионными водами осадочной толщи ДДВ. При движении с больших глубин вновь образованные (не обязательно в прямом смысле ювенильные) перегретые флюиды "промыывают" литифицированные осадки и извлекают из них материал для углеводородов. Последние

поднимаются вместе с ними и в конечном итоге под соответствующими экранами в соответствующих коллекторах образуют месторождения. По отдельным локальным нарушениям, проницаемость которых выросла в связи с действием аномальных напряжений, сопровождающих активизацию, глубинные воды с мантийной гелиевой меткой могут достигать поверхности и быть обнаруженными при опробовании.

Именно такие локальные аномалии изотопного отношения на фоне обычных для осадочных бассейнов величин и установлены на отдельных месторождениях ДДВ. На Ефремовском месторождении газа, где выполнено три определения [90] можно видеть, что вблизи разлома северо-восточного простираения (поперечного по отношению к структуре) величина R достигает 16, а на расстоянии первых километров сокращается до 8 и 4 (последнее значение - фоновое для ДДВ).

Можно обоснованно предположить, что в ДДВ изотопные аномалии гелия связаны именно с месторождениями, возникшими на современном этапе активизации. Во всяком случае, они обнаружены пока только в пределах таких месторождений. Вероятно, для киммерийских прошедшие с момента их формирования примерно 200 млн. лет были достаточно длительным периодом для сглаживания мантийной гелиевой метки. Расчет, учитывающий образование корового гелия в осадочных породах ДДВ для реального содержания в них урана, тория и лития, показывает, что, если изначально величина R была на уровне, установленном в наиболее молодых залежах ($R = 12$), за указанный срок она может вплотную приблизиться к обычному коровому фону (для осадков - около 3). Расчетные формулы и основные используемые параметры приведены в главе 2.

Таким образом, изучение изотопного отношения гелия может сыграть заметную роль в нефтегазопоисковых исследованиях, если его правильно ориентировать на регионы, где встречаются молодые месторождения углеводородов.

В связи с приведенными данными можно попытаться внести некоторый вклад в решение одной частной проблемы нефтегазоносности Припятско-Днепровского бассейна. Речь идет о месторождениях углеводородов Припятской впадины. Все они сосредоточены в северной части структуры, т.е. как раз в районе зоны современной активизации, которая отчетливо диагностируется по аномалии теплового потока, зонам пониженных скоростей сейсмических волн и низких сопротивлений в коре и верхних горизонтах мантии.

Тем не менее в настоящее время считается более вероятным киммерийский возраст месторождений [65,66]. Такой вариант принят, в частности, потому, что в период киммерийской активизации интенсивность процессов также резко различалась в северной и южной частях впадины. Таким образом, современная активизация оказывается унаследованной и по использованным данным трудно выбрать из двух возрастов месторождений.

Изотопия гелия может быть использована как один из аргументов. В северной части Припятской впадины, как и в ДДВ, обнаружена аномалия R , приуроченная к Речицкому разлому. Причем в подсолевой толще значения R выше, чем в межсолевой.

Вероятно относительно недавнее поступление гелия с мантийной меткой с больших глубин. Не исключено, что с этой активизацией связаны и месторождения углеводородов Припятской впадины. По охватываемой территории и содержанию глубинных процессов киммерийская активизация в детально изученных районах Донбасса очень близка современной. Но в случае связи месторождений углеводородов с современным процессом степень их сохранности может быть значительно выше.

Заключение

Приведенные в монографии данные отражают, естественно, только первый этап предстоящей длительной работы по изучению зон молодой активизации Украины, в том числе с использованием данных по изотопии гелия. За прошедшие после начала исследований 5-6 лет трудно ожидать большего прогресса в этой довольно новой (не только в Украине) области геофизики. Однако, несмотря на большие трудности, с которыми сталкиваются в последние годы геофизические исследования (особенно - экспериментальные), удалось получить довольно значительные результаты, основные из которых сводятся к следующему.

Сформулирована задача поиска метода, который позволил бы дополнить существовавший геолого-геофизический комплекс для изучения зон молодой активизации Украины и непосредственно указывал бы на их мантийную природу.

Выбран метод - изучение изотопии гелия, в принципе отвечающий сформулированным требованиям, для которого доказана реальная применимость в условиях Украины, сформулированы обоснованные представления о фоне и аномалиях, разработаны методики обработки и качественной интерпретации результатов.

Проведено экспериментальное исследование изотопии гелия в основных регионах Украины, которые не были освещены ранее проведенными работами. Это Складчатые Карпаты, Закарпатский и частично Предкарпатский прогибы, фрагмент Западно-Европейской плиты, большая часть Крыма (и прилегающая к нему с запада часть Черноморского шельфа), часть ДДВ, склон Воронежского массива, Донбасс, Южноукраинская моноклиналь.

Выявлены аномалии изотопного отношения гелия в Складчатых Карпатах (вероятно, связанные не с молодой активизацией, а характеризующие собственно альпийскую геосинклиналь Карпат).

Установлены аномалии изотопии гелия в зонах молодой активизации Закарпатья, Тарханкута (и шельфа Черного моря), Горного Крыма, Донбасса, ДДВ, Припятской впадины (на территории Беларуси) и Кировоградского блока УЩ, однозначно указывающие на мантийную природу происходящих здесь активных процессов.

Установлена корреляция изотопного отношения гелия с тепловым потоком (отличающаяся от среднемировой [77]), зонами гидрохимической инверсии в осадочных бассейнах Украины (и намечено расширение тематического диапазона проводимых исследований), с некоторыми проявлениями нефтегазоносности (месторождениями, возникшими на последнем этапе активизации), образующими значительную часть известных запасов углеводородного сырья в ДДВ.

Перечисленное позволяет считать, что поставленная в начале работы задача в основном решена и исследования рассмотренного характера могут быть продолжены в будущем. В этом направлении необходимо прежде всего сделать следующее.

Существенно расширить районы работ по исследованию изотопии гелия, одновременно совершенствуя технику и методику отбора проб, обработки и интерпретации результатов. Ведь практически неизученными остаются еще регионы Добруджи и Придобруджского прогиба, Южноукраинской моноклинали, значительная часть УЩ и Приазовский массив.

Провести детальные исследования изотопии гелия на нефтегазоносных структурах ДДВ и Предкарпатского прогиба, содержащих зоны аномально высоких пластовых давлений, что важно не только для понимания природы современной активизации, но и выяснения происхождения и поисков месторождений нефти и газа.

Рассмотреть возможности использования различной гидрохимической информации, в изобилии имеющейся в Украине (и не только в глубоких прогибах, а и на шите) для картирования зон молодой активизации.

Решение этих задач в сравнительно короткий период времени позволит не только существенно повысить достоверность интерпретации данных глубинной геофизики в зонах молодой активизации, но и разработать дополнительные методики для нефтегазопойскового комплекса и сейсмического районирования.

Можно наметить и еще одно направление исследований, связанных с проделанной работой, которое не затрагивалось в монографии, так как для него пока не собран фактический материал, достаточный для достоверного прогноза его перспективности. Речь идет об использовании изотопии гелия и других гидрохимических критериев для поисков месторождений земного тепла.

Для Украины эта тема несомненно актуальна и, конечно, основную роль в обнаружении месторождений глубинного тепла должна играть геотермия. Но часто в зонах молодой активизации складывается ситуация, когда под аномалиями теплового потока нет значительного роста глубинных температур, необходимых для значительного месторождения геотермальной энергии. Это связано с происхождением аномалий, вызванных циркуляцией восходящих глубинных вод. Вблизи поверхности их температуры невелики. Наличие в районе аномалии ТП аномалии изотопии гелия убеждает в “глубоких корнях” процесса тепломассопереноса, в существовании на глубинах, еще не достигнутых бурением, резервуара сильно перегретого флюида и, следовательно, в перспективности месторождения.

Можно назвать и некоторые другие пока не использованные потенциальные возможности метода. Однако их проверка и практическая реализация зависят прежде всего от продолжения исследований в будущем. Только накопление нового экспериментального материала даст возможность обоснованной постановки и решения новых задач.

Литература

- 1.Абрамова Л.М., Билинский А.И., Варенцов И.М. и др. Построение комплексной геоэлектрической модели Восточных Карпат // Астеносфера по комплексу геофизических методов. - Киев: Наук. думка. - 1988. - С. 8-13.
- 2.Александров А.Л., Гордиенко В.В., Деревская Е.И. и др. Глубинное строение, эволюция флюидно-магматических систем и перспективы эндогенной золотоносности юго-восточной части Украинского Донбасса. - Киев: ИФИ. - 1996. - 74с.
- 3.Ананьин И.В. Связь сейсмичности Русской платформы с современными тектоническими движениями // Современные движения земной коры. - 1968. - 3. - С.282-295.
- 4.Асланян А.Т. Тектоника Армянской ССР // Геология СССР: Армянская ССР. - М.: Недра. - 1970. - Т.43. - 205 с.
- 5.Белевцев Р.Я. Региональная метаморфическая зональность Центральной части Украинского щита // Геологический журнал. - 1972. - 3. - С. 80-95.
- 6.Белоусов В.В. Основы геотектоники. - М.: Недра. - 1975. - 262с.
- 7.Бубнов С.Н., Гольцман Ю.В., Покровский Б.Г. Изотопные системы Sr, Nd и O как индикаторы происхождения и эволюции первичных расплавов новейших лав Эльбрусской вулканической области Большого Кавказа // XIV симп. по геохимии изотопов, Москва. - М.: ГЕОХИ РАН. - 1995. - С. 28-29.
- 8.Бурахович Т.К., Варенцов И.М., Гордиенко В.В. и др. О природе Тарханкутской аномалии в Крыму // Геофиз. журнал. - 1987, № 6. - С.50-58.
- 9.Бурахович Т.К., Кулик С.Н. Модель электропроводности земной коры восточной части Украины // Геофиз. ж., 2000. - 5. - С.39-47.
- 10.Бурахович Т.К., Кулик С.Н. Кваситрехмерная геоэлектрическая модель западной части Украины // Геофиз. ж.. - 2001.- 4. - С.83-90.
- 11.Бурахович Т.К., Гордиенко И.В., Кулик С.Н., Логвинов И.М., Тарасов В.Н. Магнитотеллурические исследования зоны молодой активизации тектоносферы северной части Молдавской плиты // Геофиз. ж.. - 1997. - 5. - С. 44-49.
- 12.Бурахович Т.К., Кулик С.Н. Кваситрехмерная модель Кировоградской аномалии электропроводности // Геофиз. ж. - 1999. - 2. - С. 50-60.
- 13.Бурахович Т.К., Кулик С.Н., Логвинов И.М., Гордиенко И.В., Тарасов В.Н. Электропроводность земной коры северо-запада Украинского щита // Докл. НАН Украины. - 1997. - 10. - С. 125-128.
- 14.Бурахович Т.К., Кулик С.Н., Логвинов И.М., Пинчук А.П., Тарасов В.Н. Геоэлектрическая модель тектоносферы Припятского прогиба // Геофиз. ж. - 1996. - 5. - С. 71-79.
- 15.Бурьянов В.Б., Вартанян К.С., Гордиенко В.В. Плотностная модель земной коры и верхней мантии по профилю Маркара-Пойлы // Изв. Ан АрмССР. Науки о Земле. - 1986. - 6. - С. 73-75.
- 16.Бурьянов В.Б., Гордиенко В.В., Кулик С.Н. и др. Комплексная геофизическая модель литосферы Восточных Карпат // Геофиз. сб. АН УССР. - 1978. - вып. 83. - С.3-16.
- 17.Бурьянов В.Б., Гордиенко В.В., Завгородняя О.В., Кулик С.Н., Логвинов И.М. Геофизическая модель тектоносферы Украины. - Киев: Наук. думка. - 1985. - 212 с.
- 18.Бурьянов В.Б., Гордиенко В.В., Завгородняя О.В. и др. Геофизическая модель тектоносферы Европы. - Киев: Наук. думка. - 1987. - 184с.
- 19.Бурьянов В.Б., Гордиенко В.В., Кулик С.Н., Логвинов И.М. Комплексное геофизическое изучение тектоносферы континентов. - Киев: Наук. думка. - 1983. - 175 с.
- 20.Ваньян Л.Л., Демидова Т.А., Яникян В.О. и др. Геоэлектрическая модель недр Армянской ССР // Физика Земли. - 1987. - 1.- С.79-87.

Литература

21. Вартанян К.С. Тепловая модель земной коры и верхней мантии территории Армянской ССР: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук / АН АрмССР. Ин-т геофизики и инженерной сейсмологии. - Ленинакан, 1988. - 12 с.
22. Вартанян К.С., Якоби Н.М. Источники аномального теплового потока на территории Армянской ССР // Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. - 1980. - 6. - С.43-49.
23. Востров Г.А., Большаков О.И. Проницаемость стекол для гелия. // Приборы и техника эксперимента. - 1966. - 2. - С. 112.
24. Габриелян А.А., Саркисян О.А., Симонян Г.П. Сейсмотектоника Армянской ССР. - Ереван: Изд-во Ерев. ун-та. - 1981. - 284 с.
25. Гейдаров А.С., Багбанлы Э.И., Лапшина Н.Ф. Распространение фтора и лития в породах Дашкесанского и Далидагского интрузивов (Малый Кавказ) // Исследования в области неорганической и физической химии. - Баку: Б.и.. - 1971. - С.19-28.
26. Геоэлектрическая модель тектоносферы Евразийского складчатого пояса и сопредельных территорий. - Киев: Знання. - 1998. - 265 с.
27. Герлинг Э.К., Мамырин Б.А., Толстихин И.Н. и др. Изотопный состав гелия в некоторых горных породах // Геохимия. - 1971. - 10. - С. 1209-1216.
28. Герлинг Э.К., Толстихин И.Н., Друбецкой Е.Р. и др. Изотопы Не и Аг в породообразующих минералах // Геохимия. - 1976. - 11. - С.1603-1611.
29. Глебовская В.С. и др. Отчет: "Усовершенствование и внедрение методики оценки гелиевых аномалий при поисках месторождений урана для территории Украинского кристаллического щита, Кавказа и Карелии" за 1969-1971 гг.
30. Глебовская В.С. и др. Заключительный отчет: "Определение возможности использования изотопов гелия и других благородных газов для оценки ураноносности глубинных структур Украинского щита и Кавказа" за 1972-1975 гг.
31. Глевасская А.М. Магнитные минералы и магнетизм вулканитов. - Киев: Наук. думка, - 1983. - 208 с.
32. Гордиенко В.В. Тектоносфера Припятской впадины // Геофиз. журнал. - 1994. - 3. - С. 14-23.
33. Гордиенко В.В. Тепловая модель тектоносферы платформы перед активизацией // Докл. НАНУ. - 1995. - 5. - С. 79-82.
34. Гордиенко В.В. О тепловом потоке глубоководной впадины Черного моря // Доп. НАН України. - 1996. - 5. - С. 91-96.
35. Гордиенко В.В. Комплексная геофизическая модель верхней мантии Трансевропейской зоны активизации // Геофиз. ж. - 1997. - 1. - С. 39-53.
36. Гордиенко В.В. Глубинные процессы в тектоносфере Земли. Киев: ИГФ. - 1998. - 85с.
37. Гордиенко В.В. Плотностные модели тектоносферы территории Украины. - Киев: Интелект. - 1999. - 100с..
38. Гордиенко В.В. Магнитные модели земной коры территории Украины. - Киев: Знання. - 2000. - 91с.
39. Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В. и др. Тепловое поле Молдовы // Геофиз. ж. - 1995. - 5. - С.3-10.
40. Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В. Глубинный тепловой поток Земли территории Украины и Молдовы // Докл. НАН Украины. - 1996. - 12. - С. 119-123.
41. Гордиенко В.В., Завгородняя О.В. Яворовская аномалия теплового потока // Геофиз. ж. - 1988. - 1. - С. 49-58.
42. Гордиенко В.В., Завгородняя О.В. Гидрогеологические эффекты в геотермии // Геофиз. ж. - 1992. - 5. - С. 3-13.
43. Гордиенко В.В., Завгородняя О.В., Тарасов В.Н., Усенко О.В. Изотопный состав гелия в породах и природных газах земной коры территории Украины // Геофиз. ж. - 1997. - 4. - С. 24-36.

Литература

- 44.Гордиенко В.В., Завгородняя О.В., Якоби Н.М. Тепловой поток континентов. - Киев: Наук. думка. - 1982. - 184с.
- 45.Гордиенко В.В., Зуннунов Ф.Х., Таль-Вирский Б.Б. и др. Тектоносфера Средней Азии и Южного Казахстана. - Киев: Наук. думка. - 1990. - 232с.
- 46.Гордиенко В.В., Каменский И.Л., Поляк Б.Г., Тарасов В.Н., Чешко А.Л. Изотопы гелия и тепловой поток в Донбассе и прилегающих районах. XV Симпозиум по геохимии изотопов. Тезисы докладов. - М.: ГЕОХИ. - 1998. - С. 69.
- 47.Гордиенко В.В., Кулик С.Н. Черновицкая аномалия теплового потока // Докл. АН УССР. - 1991. - 2. - С. 86-88.
- 48.Горная энциклопедия, т. 1 / Ред. Козловский Е.А., М.: Сов. энциклопедия. - 1984. - С. 528-529.
- 49.Гутерман В.Г., Хазан Я.М. Возможный механизм подготовки сильных мелкофокусных землетрясений // Геофиз. ж. - 1994. - 1. - С.22-29.
- 50.Гуцало Л.К., Кривошея В.А. О некоторых закономерностях распространения изотопов гелия и факторах, их обуславливающих, в природных газах Днепровско-Донецкой впадины // Геохимия. - 1979. - 11. - С. 1727-1730.
- 51.Егоркина Г.Б., Соколова И.А., Егорова Л.М. и др. Строение земной коры северо-западной части Армении // Сов. геология. - 1973. - 6. - С. 80-91.
- 52.Иванов В.В., Медовый В.И., Бушмакин В.А. и др. Гелиевые исследования в поисковой геологии // Советская геология. - 1984. - 5. - С.105-116.
- 53.Иванов В.В., Медовый В.И., Добровольская В.И. Поля концентраций гелия в осадочных толщах // Советская геология. - 1978. - 2. - С. 48-63.
- 54.Каменский И.Л., Якуцени В.П., Мамырин Б.А., Ануфриев Г.С., Толстихин И.Н. // Геохимия. - 1971. - 8. - С. 914-931.
- 55.Колодий В.В. Подземные воды нефтегазоносных провинций и их роль в миграции и аккумуляции нефти (на примере Юга СССР). - Киев: Наук. думка. - 1983. - 320с.
- 56.Кононов В.И. Геохимия термальных вод областей современного магматизма. - М.: Наука. - 1983. - 214 с.
- 57.Кононов В.И., Вознесенский А.И., Зверев В.П. и др. Комплексная характеристика Карибско-Мексиканского региона: литология, гидрогеохимия, геотермия. В кн. Геотермальная активность и осадочный процесс в Карибско-Мексиканском регионе. - М.: Наука. -1990, - С.46-48, 165-168.
- 58.Короновский В.Н. Краткий курс региональной геологии СССР. - М.: МГУ. - 1984. - 334с.
- 59.Круглов С.С., Цыпко А.К. и др. Тектоника Украины. - М.: Недра. - 1988. - 254 с.
- 60.Крылов А.Я., Мамырин Б.А., Хабарин Л.В. и др. Изотопы гелия в коренных породах дна океанов // Геохимия. - 1974. - 8. - С. 1220-1225.
- 61.Кулик С.Н., Логвинов И.М., Бурахович Т.К. Геоэлектрическая характеристика тектоносферы Украинского щита и Крыма // Астеносфера по комплексу геофизических методов. - Киев: Наук. думка, 1988. - С. 13-19.
- 62.Лепешков И.Н., Шапошникова А.Н., Зайцева И.С. О распределении лития в природных солях // Геохимия. - 1970. - 11. - С. 1322 - 1327.
- 63.Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы III, VII, IX / Гл. ред. Чекунов А.В. - Киев: Наук. думка. - 1993. - 160 с.
- 64.Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы I, II, V / Гл. ред. Чекунов А.В. - Киев: Наук. думка. - 1987. - 168 с.
- 65.Лукин А.Е. Литогеодинимические факторы нефтегазонакопления в авлакогенных бассейнах. - Киев: Наук. думка. - 1997. - 224с.

Литература

66. Лукин А.Е., Шпак П.Ф. Глубинные факторы формирования Припятско-Днепровско-Донецкой системы нефтегазоносных бассейнов // Геол. ж. - 1991. - 5. - С.27-38.
67. Макаренко Г.Ф. Периодичность базальтов, биокризисы, структурная симметрия Земли. - М.: Геоинформмарк. - 1997. - 98с.
68. Мамырин Б.А., Герасимовский В.И., Хабарин Л.В. Изотопы гелия в породах рифтовых зон Восточной Африки и Исландии // Геохимия. - 1974. - 5. - С. 693-700.
69. Мамырин Б.А., Толстихин И.Н. Изотопы гелия в природе. - М.: Энергоиздат. - 1981. - 222 с.
70. Мамырин Б.А., Толстихин И.Н., Ануфриев Г.С., Каменский И.Л. Изотопный состав гелия термальных источников Исландии // Геохимия. - 1972. - 11. - С. 1936.
71. Матвеева Э.С., Толстихин И.Н., Якуцени В.П. Изотопно-гелиевый критерий происхождения газов и выявление зон неотектогенеза (на примере Кавказа) // Геохимия. - 1978. - 3. - С. 307-317.
72. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли. - М.: Недра. - 1983. - 270с.
73. Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. - М.: Недра. - 1973. - 278с.
74. Оровецкий Ю.П. Мантийный диапиризм. - Киев: Наук. думка. - 1990. - 172 с.
75. Палиенко В.П. Новейшая геодинамика и ее отражение в рельефе Украины. - Киев: Наукова думка. - 1992. - 116 с.
76. Покатилов В.П., Бакатчук П.Д. О природе левосторонней асимметрии долин рек Молдавского Припутья // Тектоника и стратиграфия. - 1976. - 11. - С.41-44.
77. Поляк Б.Г. Тепломассопоток из мантии в главных структурах земной коры. - М.: Наука. - 1988. - 192 с.
78. Поляк Б.Г. Мантийные корни N-Q магматизма и геотермальной активности Большого Кавказа и Предкавказья (изотопия He и Sr) // Тепловое поле Земли и методы его изучения. - М.: Изд-во РУДН. - 1997. - С.19-23.
79. Поляк Б.Г., Гордиенко В.В., Чешко А.Л., Каменский И.Л., Прасолов Э.М., Тарасов В.Н. Изотопы гелия, тепловой поток и тектоника Восточных Карпат // Докл. АН РФ. - 1999. - т.367. - 2. - С.
80. Поляк Б.Г., Лаврушин В.Ю., Каменский И.Л., Прасолов Э.М., Ильин В.А., Изотопы гелия в газах грязевых вулканов Тамани // Докл. РАН. - 1996. - 349, 2. - С. 249-252.
81. Поляк Б.Г., Прасолов Э.М., Буачидзе Г.И. и др. Изотопный состав He и Ar во флюидах Альпийско-Аппенинского региона и его связь с вулканизмом // Докл. АН СССР. - 1979. - 247, 5. - С. 1220-1225.
82. Прасолов Э.М. Изотопная геохимия и происхождение природных газов. - Л.: Недра. - 1990. - 282 с.
83. Прасолов Э.М. Особенности газообразования и газонакопления в свете изотопных данных // Происхождение и формирование состава природных газов по данным изотопной геохимии. - Л.: ВНИГРИ. - 1981. - С. 4-22.
84. Прасолов Э.М., Толстихин И.Н. Изотопный состав гелия и аргона из микровключений в кварце // Докл. АН СССР. - 1970. - 191, 3. - С.653-655.
85. Рокитянский И.И., Ингеро А.И., Байсарович М.Н. и др. Донбасская аномалия электропроводности // Геофиз. ж. - 1989. - 3. - С. 30-40.
86. Солодов Н.А., Бурков В.В., Овчинников Л.Н. Геологический справочник по легким литофильным редким металлам. - М.: Недра - 1986. - 287 с.
87. Тарасов В.Н. Изотопия гелия в зонах молодой активизации (на примере мегаантиклинория Малого Кавказа территории Армении) // Докл. НАН Украины. - 1997. - 3. - С. 132-136.

Литература

- 88.Тарасов В.Н. Тепловой поток и изотопия гелия зон молодой активизации (на примере Центрального Французского массива) // Докл. НАН Украины. - 1998. - 4. - С. 158-160.
- 89.Толстихин И.Н., Друбецкой Е.Р. Изотопные отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ и $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$ в породах земной коры // Геохимия. - 1975. - 8. - С. 1123-1136.
- 90.Толстихин И.Н., Прасолов Э. М., Яковлева С.З. Происхождение гелия и аргона в минералах камерных пегматитов Волыни. // Записки Всесоюз. минералог. об-ва, 1974, вып. 1. - С. 3-14.
- 91.Травникова А.Г., Астахов М.И. Изотопно-геохимические характеристики природных газов Днепровско-Припятской нефтегазоносной провинции // Происхождение и формирование состава природных газов по данным изотопной геохимии. - Л.: ВНИГРИ. - 1981. - С. 83-104.
- 92.Хаин В.Е. Региональная тектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. - М.: Недра. - 1977. - 360с.
- 93.Харитонов О.М., Красовский С.С., Куприенко П.Я. и др. Литосферный трансект Вранча - Южно-Украинская АЭС // Геофиз. журнал. - 1993. - 5. - С. 23-31.
- 94.Чернявский Г.А., Яникян В.О., Мириджанян Р.Т. Некоторые результаты глубинных магнитотеллурических зондирований на территории Армянской ССР // Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. - 1980. - 6. - С.79-87.
- 95.Чешко А.Л., Гордиенко В.В., Каменский И.Л., Поляк Б.Г., Тарасов В.Н. Инертные газы (He, Ne, Ar) в подземных флюидах Крыма. XV Симпозиум по геохимии изотопов. Тезисы докладов. - М.: ГЕОХИ. - 1998. - С. 324-325 .
- 96.Чешко А.Л., Гордиенко В.В., Каменский И.Л., Поляк Б.Г., Тарасов В.Н. Изотопы гелия в подземных флюидах Крыма. //Литология и полезные ископаемые. - 1999.- 4.
- 97.Шуколюков Ю.А., Левский Л.К. Геохимия и космохимия изотопов благородных газов. - М.: Атомиздат. - 1972. - С. 132.
- 98.Burakhovich T.K., Gordienko V.V., Gordienko I.V., Kulik S.N., Logvinov I.M. and Tarasov V.N.. Quasi-3D Geoelectrical Model for the Geotraverse EUROBRIDGE (Ukraine) // Геофиз. ж. - 1998. - 4. - С. 63-64.
- 99.Geothermal atlas of Europe. - Potsdam: H.Naack. - 1992.
- 100.Hooker P.J., Bertrami R., Lombardi S., O'Nions R.K. and Oxburgh E.R. Helium-3 anomalies and crust-mantle interaction in Italy // Geochimica et Cosmochimica Acta. - 1985.- v.49, 12. - P.2505-2513.
- 101.Marty B., O'Nions B., Oxburgh E. et al. Helium isotopes in Alpine regions // Tectonophysics. - 1992. - 206, 1/2. - P. 71-78.
- 102.Matthews, Fouillac C., Hill R., O'Nions R. K., Oxburgh E. R. Mantle-derived volatiles in continental crust: the Massif Central of France. // Earth and Planetary Science Letter. -1987. - v.85. - 1/3.- P.117-128.
- 103.Oxburgh E.R., O'Nions R.K. and Hill R.I. Helium isotopes in sedimentary basins // Nature. - 1986. - v. 324, № 18. - P. 632-635.
- 104.Posgay K., Albu I., Petrovics I. et al. Character of the Earth's crust and upper mantle on the basis of seismic reflection measurements in Hungary // Earth Evolution Sciences. - 1981. - 1. - P. 272—279.
- 105.Semenov V.I., Kulik S.N., Logvinov I.M. Estimation of the mantle geoelectrical structure at the Ukraine// Докл. НАНУ - 1996 - 12. - P.85-88.
- 106.Sobolev S.V., Zeyen H., Stoll G., Werling F., Altherr R., Fuchs K. Upper mantle temperatures from teleseismic tomography of Franch Massif Central including effects of composition, mineral reactions, anharmonicity, anelasticity and partial melt. // Earth and Planetary Science Letter. -1996. - v.139.- p.147-163.

Литература

107. Tolstikhin I.N., Lehmann B.E., Loosli H.H. and Gautschi A. Helium and argon isotopes in rocks, minerals, and related groundwaters: A case study in northern Switzerland // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. - 1996. - v. 60, № 9. - P. 1497-1514.
108. Top Z., Izdar E., Ergun M., Konuk T. Evidence of tectonism from ^3H and residence time of helium in Black Sea // *EOS*. — 1990. — 71, № 32. — P. 1020.
109. Zielhuis A., Nolet G. Shear wave velocity variations in the upper mantle beneath central Europe // *Geop. J. Int.* - 1994. - 117. - P. 655-676.