

УДК 551.24(234.851)

© Д.чл. УАГН Н.И.Тимонин*, В.В.Юдин**

ИСЛАНДСКИЙ ПЛЮМ И ЕГО ВОЗДЕЙСТВИЕ НА РАННЕТРИАСОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ СЕВЕРНОГО ПРИУРАЛЬЯ

* *Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар;
institute@geo.komisc.ru*

** *Крымское отделение Украинского государственного геологоразведочного
института, г.Симферополь; imr@utel.net.ua*

© N.I.Timonin, V.V.Yudin

THE INFLUENCE OF THE ICELAND'S PLUME ON THE EARLY TRIASSIC VOLCANISM OF THE NORTHERN PRE-URALS

Автореферат

По мнению ряда широко известных геологов, тектоника горячих полей, связанных с мантийными плюмами, в значительной мере регулирует глобальную геодинамику Земли. С этих позиций рассмотрен пример раннетриасового базальтового вулканизма в районе Северного Приуралья, проявления которого связываются с действием Исландской горячей точки (Исландского плюма). Его образование не укладывается в традиционный способ определения причин их образования.

Библ. 22. Рус., рез. англ.

Ключевые слова: плюм, вулканизм, Приуралье.

Abstract

The tectonic of the hot fields, connected with the mantle plume, in large extent controls the global geodynamics of the Earth, as some of the famous geologists believe. The example of the Early Triassic basaltic volcanism from the Northern Pre-Urals, the exhibition of which connected with the Iceland hot spot (Iceland plume), is describing here from this point of view. Its formation is out of the conventional way of definition of the reason of its development.

Среди всех магматических пород базальты занимают особое место. Это связано с тем, что они, во-первых, имеют мантийное происхождение и, таким образом, дают сведения о *PT*-условиях в верхней мантии; во-вторых, базальты относятся к

сквозным магматическим породам, известным для всей геологической истории Земли, и, в-третьих, химический состав базальтов, образующихся в различных тектонических обстановках, указывает на опосредованную связь с напряженным состоянием литосферы, что позволяет использовать их валовой состав для палеогеодинамических построений.

По мнению Дж. Вильсона, Дж.Моргана, Л.П.Зоненшайна и ряда других исследователей, тектоника горячих полей, связанных с мантийными плюмами, в значительной мере регулировала глобальную геодинамику Земли особенно на ранних этапах эволюции. Эту идею развивают также Е.В.Артюшков, А.Ф.Грачев, С.В.Аплонов, Н.Л.Добрецов с соавторами, В.Е.Хаин, М.Г.Ломизе и многие другие [2,3,6,7,16]. Мантийные плюмы могут зарождаться на трех уровнях: в верхней мантии при плавлении субдуцировавшей плиты; на границе верхней и нижней мантии на глубине 670 км; и на границе нижняя мантия – ядро Земли.

Плюмы на поверхности Земли проявляются в виде излияния расплавленной магмы обычно щелочного состава. Наиболее ярким проявлением горячей точки на поверхности Земли можно считать Гавайские острова, представленные современными извержениями вулканов. Эти цепи вулканических островов однозначно трактуются как след движения Тихоокеанской плиты над Гавайской горячей точкой, существующей уже более 70 млн. лет (рис.1). Гавайский хребет представляет собой цепь островов с потухшими вулканами, заканчивающуюся на юго-востоке о. Гавайи с крупными действующими вулканами. Это широко известные Килауэа, Мауна-Лоа и Мауна-Кеа. Возраст потухших вулканов закономерно возрастает до эоценового (42 млн. лет) на северо-западной оконечности цепи. Здесь она сочленяется с цепью подводных вулканических возвышенностей, известных как Императорский хребет (см. рис.1).

Таким образом, мы видим картину закономерной миграции во времени и в пространстве вулканических центров. Эту картину Вильсон и Морган объясняют тем, что под о. Гавайи в настоящее время действует горячая мантийная струя (горячая точка), которая пробивает литосферу с астеносферой и занимает стационарное положение. Тихоокеанская плита двигалась над

этой горячей точкой со скоростью 10 см/год сначала в северо-западном (Императорский хребет), а затем с 42 млн. лет, в запад-северо-западном направлении, в то время как горячая струя ее «прошивала» и создавала все новые вулканы. Надо сказать, что Гавайско-Императорский хребет не единственный пример подобного рода.

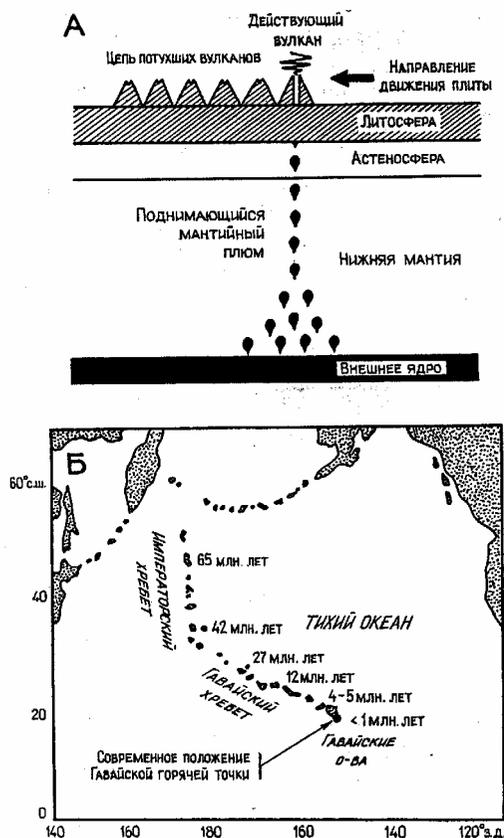


Рис. 1. А – Движение Тихоокеанской литосферной плиты над горячей точкой; Б – След современной горячей точки – Гавайско-Императорский хребет (по: [2]).

Примером горячей точки на суше является Исландия. Это один из самых активных вулканических районов в Атлантическом океане. За почти полувековую историю вулканы здесь произвели почти четверть всех лав, известных на дневной поверхности. С этой горячей точкой связан ряд действующих и отмерших вулканов центрального типа как в Исландском, так и в других районах Западно-Арктического бассейна. Объемы продуктов внутриплитного (плюмового) магматизма в Исландии за последние 20 млн. лет накопились $14-15 \times 10^6 \text{ км}^3$, в Гренландии за период 50-55 млн. лет – $1 \times 10^6 \text{ км}^3$, на Британских островах за период 55-60 млн. лет – $1 \times 10^7 \text{ км}^3$ [17]. Центр Исландского плюма проецируется в настоящее время под восточной частью Исландии (рис. 2).

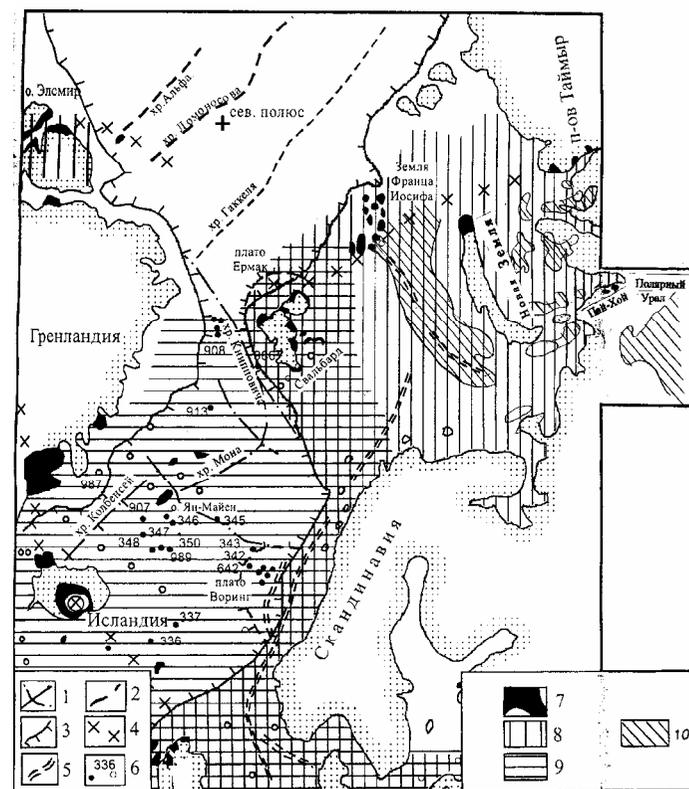


Рис. 2. Главные структуры Западно-Арктического шельфа и след Исландского плюма (по: [18] с дополнениями Н.И.Тимонина).

Продолжение подписи к рис.2.

1 – Срединно-океанический хребет и трансформные разломы; 2 – глыбовые хребты; 3 – границы шельфа континентов, пунктиром показаны примыкающие к континентам некоторые вулканические плато; 4 – предполагаемый след горячей точки, оставленной Исландским плюмом на Евразийской, Североамериканской и Арктической литосферных плитах при их дрейфе и вращении (крестиком, обведенным кружком, обозначена современная проекция плюма); 5 – континентальные рифты, грабены, авлакогены; 6 – скважины глубоководного бурения и их номера, незалитые кружки – геологические трубки и скважины мелководного бурения, в которых обнаружена пирокластика в осадках; 7 – обнажения пород трапповой формации на суше; 8 – ареалы пеплопадов мезозойского возраста, связанные с Исландским плюмом; 9 – то же кайнозойского возраста; 10 – контуры развития основного магматизма в триасовом комплексе осадочного чехла Баренцева, Карского морей и Северного Приуралья (по: [12 и 20]).

По данным сейсмических исследований на глубине 2900 км под Исландией существует низкоскоростная зона, из которой разуплотненный нижнемантийный субстрат периодически всплывает по плюмовому каналу в виде перегретых диапиров. Подъем диапиров к земной поверхности сопровождается частичным плавлением мантийного субстрата, интрузивным магматизмом в земной коре и вулканизмом на ее поверхности. Исландский плюм существует уже не менее 250 млн. лет [18].

След Исландского плюма начинается от Сибирской платформы (см. рис.2), где он был известен под названием Сибирского суперплюма. Далее он протягивается, судя по данным о возрасте вулканитов и вулкногенных накоплений, через устье Енисея по Карскому морю, севернее Новой Земли, через архипелаги Земля Франца-Иосифа и Свальбард, плато Ермака, хребты Менделеева и Альфа, о Элсмир, Гренландию, Гренландско-Исландский и Фареро-Исландский пороги, Британские острова [17] (см. рис. 2).

В конце поздней перми – начале раннего триаса с деятельностью этого суперплюма связаны две сближенные фазы вулканизма с возрастом 253-250 и 247-244 млн. лет, в результате которых образовались огромные объемы траппов и пирокластики на Сибирской платформе и в прилежащих бассейнах (Тунгусский бассейн). Общий объем траппов здесь был равен свыше

1700 млн. км³, где пирокластика составляла свыше 320 тыс. км³. Вулканогенные пермотриасовые отложения Западной Сибири распространены на обширной территории от г.Кургана до Уренгоя [14]. Следующий импульс вулканизма, вызванного Исландским плюмом, проявился на п-ове Таймыр и в Южно-Карской впадине (см. рис. 2). Здесь на площади более 100 тыс. км² развиты верхнетриасовые вулканогенные и вулкано-терригенные образования мощностью до 3 км, имеющие возраст (K-Ar) 209-218 млн. лет [18].

В Южно-Баренцевской и Северо-Баренцевской впадинах по данным бурения и сейсмоки выделяется до 4 горизонтов силлов диабазов [20]. Площадь их распространения в Баренцево-морском бассейне достигает 800 тыс. км². Возраст диабазов из двух горизонтов по скважине Лудловская, определенный калий-аргоновым методом, равен 159 и 131-139 млн. лет. Горизонты силлов магнитометрическими и сейсмическими методами прослежены на север до архипелага Земли Франца-Иосифа (см. рис. 2).

В пределах ЗФИ развита трапповая формация, имеющая позднеюрско-раннемеловой возраст. На поднятии Свальбард установлены платобазальты широкого возрастного диапазона - с возрастом от 144 до 20 млн. лет. Северо-западнее плато Ермака вплоть до хребтов Ломоносова и Альфа на океанической коре Арктического бассейна следы Исландского плюма не отмечены [18] (см. рис. 2).

В кайнозое след Исландского плюма фиксируется в Гренландии, Норвежско-Гренландском бассейне и на Британских островах. Преимущественно это палеогеновые и четвертичные его проявления в виде базальтовых покровов. На Земле Андре (архипелаг Шпицберген) мощность палеогеновых базальтов достигает 275 м. По геолого-геофизическим данным, магматические тела кайнозойского возраста зафиксированы в ряде отложений желоба Франц-Виктория. Палеогеновый разрез в бассейне Тромсё начинается с базальтовых толщ [20].

Особо следует отметить позднемиоценовый основной магматизм на востоке Северного острова Новой Земли, где вулканические постройки в виде вертикальных трубок взрыва приурочены к разломам северо-западного простирания. Абсолют-

ный возраст по калий-аргоновым определениям дают значения 1,6 млн. лет [20].

Четвертичный вулканизм (вулкан Сверре) проявлен на Шпицбергене. Здесь вулканические постройки сложены туфами и вулканическими брекчиями. Встречающиеся в них гранатовые перидотиты указывают на возможную принадлежность излияний к мантийным. По калий-аргоновым датировкам возраст вулканитов составляет около 1 млн. лет [20].

Приведенные данные о возрасте и составе вулканитов различных морфоструктур Западно-Арктического шельфа не противоречат геодинамическим реконструкциям следа Исландского плюма на перемещающихся над ним плитах земной коры. Моделирование плюмов [7] показало, что по мере подъема плюмовые диапиры могут принимать грибообразную форму. Если по расчетным данным диаметр Исландского плюма в основании равен около 400 км, то распространение площадей с современным плюмовым магматизмом может отмечаться на расстояние до 2000 км от Исландии. Следовательно, в раннем мезозое могли образоваться Маймеча-Кутуйская (Восточная Сибирь) и Пайхойская и Приуральская провинции платобазальтов [18].

В раннем триасе на юге Кортаихинской и севере Косью-Роговской впадин Предуральского краевого прогиба сформировались поля базальтов. Их возраст и структурное положение которых не укладывается в эволюцию уралид и пайхоид региона по циклу Вильсона. Раздвигов «глубокого заложения», способствующих выведению на поверхность прогретой базальтовой магмы на данной территории также не установлено. На севере Предуральского краевого прогиба поля выходов базальтов характеризуются сильно варьирующими аномальными зонами в магнитном поле. Базальты вскрыты здесь целым рядом скважин (рис. 3).

На востоке крайние выходы раннетриасовых базальтов известны на рр. Силовой и Хальмерью и на г. Паембой, в непосредственной близости от передовых складок Полярного Урала; северо-восточной границей распространения базальтов является юго-западный склон Пайхойского поднятия.

Несмотря на большое количество работ, посвященных решению вопроса о времени излияния базальтов в Северном Приуралье, возраст последних долгое время оставался предметом дискуссий.

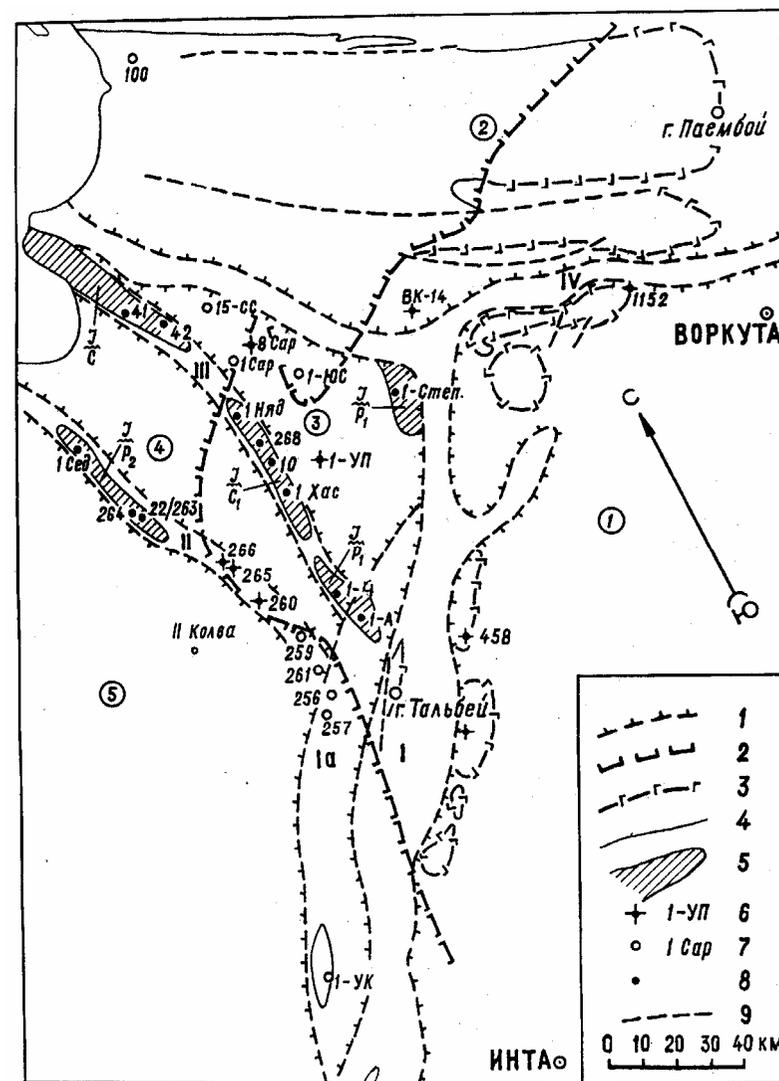


Рис. 3. Схема распространения базальтов нижнетриасовой трапповой формации в Северном Приуралье (составил Н.И.Тимонин).

1 – границы структур (положительных): I – поднятия Чернышева, Ia – Усино-Кушшорской антиклинальной зоны, II – вала Сорокина, III – вала Гамбурцева, IV – поднятия Чернова; и отрицательных (цифры в кружках): 1 – Косью-Роговская впадина, 2 – Кортаихинская впадина, 3 – Верхнеадзвинская котловина, 4 – Мореюская депрессия, 44

Продолжение подписи к рис.3.

5 – Хорейверская впадина); 2 – предполагаемая граница первоначального поля распространения базальтов; 3 – современные контуры распространения базальтов по геофизическим данным; 4 – контакты пермских и триасовых отложений без участия базальтовых покровов; 5 – площади интенсивных предсреднеюрских поднятий, приведших к размыву триасовых отложений; 6–8 – скважины: 6 - вскрывшие базальты на контакте Т/Р (1-УП – Усть-Пяйюская - 1, 8-Сар – Сапембойская-8, 260 –Осовейская, 265 и 266 – Нерчейюские); 7 – не вскрывшие покровы базальтов (1-Сар – Сарембойская-1, 15-СС – Северосарембойская-15, 1-ЮС – Южносарембойская-1, 1-УК – Усино-Кушшорская-1); 8 – зафиксировавшие глубокий предсреднеюрский размыв (1-А – Адзвинская-1, 1-Ч – Черпаюская-1, 1-Сед – Седьягинская-1, 1-Степ – Степковожская-1, 1-Няд – Нядейюская-1, 1-Хас – Хасырейская-1); 9 – разрывные нарушения.

Различные исследователи эти излияния датировали от поздней перми до позднего мела включительно. Первые исследователи этого феномена (Кулик, 1915 г.) указывали на позднепермский возраст базальтов. Позже А.А.Чернов (1932 г.), изучавший разрез пермских отложений на р. Адзьева (гряда Чернышева), пришел к выводу, что эти излияния укладываются в промежуток времени между киммериджем и сантоном. Более определенно о сантонском времени их излияния высказывался О.Л. Эйнон (1946 г.). Последующие исследования Л.Л.Хайцера (1959-1979 гг.) показали ошибочность вводов О.Л.Эйнора о сантонском возрасте излияния базальтов на гряде Чернышева. Он установил, что базальты не инъецируют юрские отложения, а, наоборот, обломки аналогичных базальтов содержатся в базальных конгломератах юрских отложений, перекрывающий базальтовый покров на р. Адзье. По наблюдениям Л.Л.Хайцера, базальты Северного Приуралья залегают в основании хейягинской серии, имеющей раннетриасовый возраст.

Раннетриасовый возраст излияния базальтов оспаривали А.Г.Комаров (1963 г.) и В.И.Тужикова (1967 г.). Исследования В.И.Тужиковой указывали на возможность двух сближенных по времени циклов формирования вулканогенных толщ, отвечающих, по ее мнению, двум этапам варисцийской складчатости – татарскому и татарско-ветлужскому. Позже она утвердилась в раннетриасовом времени излияния базальтов северного Приуралья [15]. В начале 1970-х гг. в Институте геологии было про-

ведено определение изотопного возраста базальтов гряды Чернышева К-Аг методом по сборам Н.И.Тимонина (аналитики А.Д.Естафьева и В.Л.Андреичев). Анализировались валовые пробы базальтов, отобранных на рр. Адзьева, Исак-Ю и руч. Куш-Вож. Всего получено десять определений абсолютного возраста с интервалом значений от 200 до 252 млн.лет [10].

В 1990-х гг. В.Л.Андреичевым проведена рубидий-стронциевая изохронная датировка базальтов Северного Приуралья, на руч. Тальмавож – правом притоке р. Тальмаю, давшая цифру 249 ± 15 млн. лет, имеющую значение опорной точки для изотопно-геохронологического обоснования возраста границы перми и триаса [1].

Оставался невыясненным вопрос о решении геодинамической принадлежности феномена излияния базальтов в Северном Приуралье. По мнению В.В.Юдина [21], такая ситуация объясняется прохождением района Северного Приуралья над Исландской горячей точкой. Против этого вывода возражал Н.И.Тимонин [11], стр. 147], считавший, что гипотеза привлечения теории горячей точки для объяснения причин возникновения пункта базальтовых излияний на севере Предуральяского краевого прогиба неприемлема, однако других логичных объяснений не находилось и пришлось соглашаться с мнением, высказанным В.В.Юдиным.

Петрохимические особенности и нормативные составы этих базальтов позволяют отнести их к производным толеитовой магмы, для которой характерно наличие нормативного гиперстена, содержание которого равно 17-24%. Особенности химизма данных пород позволяют отнести базальты Северного Приуралья к производным кислой ветви толеитовой серии магм со слабощелочным уклоном, близким к базальтам нижнемезозойской трапповой формации Зауралья, описанным в 1963 г. К.П.Ивановым [13].

Возможно, с действием Исландской горячей точки можно связывать и образование Торасовейского пермо-триасового комплекса, развитого на северо-восточном Пай-Хое. Там в зоне, прилегающей к Байдарацкой коллизионной сuture выявлены два сиенитовых массива – Торасовейский и Левдиевский, относящиеся к единому торасовейскому сиенитовому комплексу [22].

алмазоносные кимберлитовые трубки закономерно приурочены к древней континентальной коре (правило Клиффорда). Они связываются с двумя типами геотектонических режимов – с рифтогенезом и мантийными плюмами, располагаясь на плечах рифтов и периферии плюмов [4,19].

Открытая 20 лет назад Архангельская алмазоносная провинция с уже разрабатываемыми алмазоносными кимберлитовыми трубками связана с позднедевонским рифтогенезом. Примером древней алмазоносной провинции является Сибирский кратон. Исландский плюм, согласно изложенному в статье, проходил с омоложением возраста от палеоконтинента Сибири с известной алмазоносностью через Северное Приуралье до современной Исландии.

Расположение периферии плюма в раннем триасе в северной части Печорской плиты позволяет на основе новой геодинамической модели сделать следующий научный прогноз. В этом регионе, помимо открытых и разрабатываемых алмазоносных кимберлитов, восточнее возможно открытие кимберлитовых трубок раннетриасового возраста, связанного с Исландским плюмом. На основании этого рекомендуется:

1 – более детально изучить возраст известных трубок Архангельской провинции с учетом вероятности выявления более молодых раннетриасовых кимберлитов;

2 – проанализировать наличие алмазоносности и минералов-спутников алмазов в россыпях триасового стратиграфического диапазона;

3 – рассмотреть комплекс геолого-геофизических материалов с учетом возможности нахождения алмазоносных трубок не только на плечах Печоро-Колвинского авлакогена, но и восточнее, в Северном Приуралье.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект 01-05-96412).

Литература

1. Андреев В.Л. Рубидий-стронциевый возраст базальтов Полярного Приуралья // ДАН, 1992, Т. 326, № 1, С. 139-142.

2. Аплонов С.В. Геодинамика (Учебник для вузов). СПб: Изд-во С.-Петербург. ун-та. 2001. 360с.

3. Артюшков Е.В. Геодинамика. М.: Наука. 1979. 328 с.

4. Божко Н.А. Геотектонические факторы локализации алмазоносных кимберлитов в свете современных данных // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. Мат-лы регион. Научно-практич. Конф. Воронеж: Изд. Воронежского госуниверситета. 2003. С. 360-365.

5. Грачев А.Ф. Эволюция базальтового вулканизма в истории Земли и проблемы геодинамики // Физика Земли. 1991. № 8. С. 91-114.

6. Грачев А.Ф. Мантийные плюмы и геодинамика // Вестник ОГГГГН. 1998. № 3 (5). С. 129-158.

7. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Изд. второе. Новосибирск: Филиал «ГЕО». 2001. 408 с.

8. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука. 1992. 192 с.

9. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Внутриплитный вулканизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли // Геотектоника. 1983. №1. С. 28-45.

10. Тимонин Н.И. Возраст базальтов гряды Чернышева (север Предуральяского краевого прогиба) // Геология и палеогеография северо-востока европейской части СССР. Сыктывкар. 1977. С. 26-28.

11. Тимонин Н.И. Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. Екатеринбург. 1998. 240 с.

12. Тимонин Н.И., Юдин В.В. Раннетриасовый базальтовый магматизм Северного Приуралья – следствие действия Исландской «горячей точки» // Вулканизм и геодинамика. Матер. II Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург. 2003. С. 216-220.

13. Трапповые формации Северного Урала и Приуралья / Б.А. Голдин, В.П. Давыдов, Н.И. Тимонин и др. // Проблемы магматизма западного склона Урала. Свердловск. 1972. С. 130-147 (Труды ИГиГ УНЦ АН СССР).

14. Триасовый вулканогенный комплекс Западной Сибири / А.И. Альмухамедов, А.Я. Медведев, И.П. Кирда и Т.П. Батурина // Докл. РАН. 1998. Т. 362. № 3. С.372-377.

15. Тужикова В.И., Курбежекова А.Н. Биостратиграфия триасовой эффузивно-осадочной формации Урала. Л.: Наука. 1968. 151 с.

16. Ханн В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ. 1995. 476 с.

17. Харин Г.С. Импульсы магматизма Исландского плюма // Петрология. 2000. Т.8. № 2. С. 115-130.

18. Харин Г.С., Чернышева Е.А., Ерошенко Д.В. Исландский плюм и вулканизм арктических морей // Вулканизм и геодинамика. Матер. II Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург. 2003. С. 220-225

19. Харькив А.Д., Зинчук Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов мира. М. ОАО, Недра. 1998. 555 с.

20. Шипилов Э.В., Тарасов Г.А. Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа России. Апатиты. 1998. 306 с.

21. Юдин В.В. Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: УИФ Наука. 1994. 286 с.

22. Юшкин Н.П., Тимонин Н.И., Фишман М.В. Рудные формации и проблемы металлогении Вайгач-Южноновоземельского антиклинория. Сыктывкар. 1975. 48 с. (Научные доклады. Коми фил. АН СССР; Вып. 6).