

## Научные статьи

УДК 550.384.7

### ПЕРЕМАГНИЧИВАНИЕ ПОРОД ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА

© 2009 Н.В. Лубнина

*Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, 119991;  
e-mail: lubnina@rambler.ru*

Проведено районирование перемагничивания неархейских-палеозойских пород Восточно-Европейского кратона. Выделены характерные этапы перемагничивания, коррелирующие с событиями плюмового магматизма (2.5-2.4 млрд. лет, 2.3-2.1 млрд. лет, 1.27-1.20 млрд. лет, 380-360 млн. лет, 250-240 млн. лет), коллапсом и влиянием флюидов при коллизионно-орогенных событиях (1.95-1.85 млрд. лет, 1.85-1.75 млрд. лет, 440-380 млн. лет и 320-280 млн. лет), проявившихся на Восточно-Европейском кратоне в неархее-палеозое.

*Ключевые слова: Восточно-Европейский кратон, перемагничивание, палеопротерозой-мезозой.*

#### ВВЕДЕНИЕ

Разделение полного вектора намагниченности с помощью компонентного анализа на его составляющие, или компоненты намагниченности, возникшие в различные интервалы времени, стало обязательным условием современных палеомагнитных исследований (Kirschvink, 1980). Однако часто из-за близкого спектра блокирующих температур минералов-носителей намагниченности такое разделение бывает затруднительно или вообще невозможно (Butler, 1992). Вместе с тем, выделение вторичных (метахронных) компонент намагниченности позволяет не только строить непротиворечивые реконструкции, но и способствует лучшему пониманию геодинамики исследуемого района в целом. При этом вторичная компонента намагниченности может, как полностью разрушить первичную, так и присутствовать в виде низко/среднетемпературной компоненты намагниченности в породах.

Поскольку перемагничивание является «мешающим» фактором при проведении палеомагнитных исследований, то предпринято большое количество попыток изучить как сам механизм перемагничивания пород, так и методику диагностирования вторичных компонент намагниченности.

Большое внимание уделяется микрозондовым исследованиям, позволяющим определять структуру, доменное состояние и возможные вторичные преобразования минералов-носителей намагниченности (McCabe et al., 1983; Suk et al., 1990; Zwing, 2003 и др.). Однако достаточно сложно определить степень влияния вторичных процессов на намагниченность магматических пород, где часто вторичная метахронная компонента «привносится» магнитными минералами того же минерального состава, но в ином доменном состоянии (например, однодоменные и многодоменные зерна магнетита в дайках или расслоенных интрузиях Фенноскандии (Mertanen, 1995)).

Еще сложнее обстоит дело с выявлением геодинамических режимов, при которых могут возникать вторичные компоненты намагниченности. Выделяемые в складчатых поясах вторичные метахронные компоненты по времени возникновения традиционно связываются с орогенными событиями (Аппалачи, Урал (Шипунов, 1998), Камчатка (Коваленко, 2003), Рейнские горы (Zwing, 2003) и др.). В пределах кратонов перемагничивание связывается с миграцией вторичных флюидов, связанных с коллизионными событиями в ходе их амальгамации (Mertanen, 1995; Preeden et al., 2008 и др.).

В настоящей работе предпринята попытка сопоставить распространение вторичных компонент намагниченности на Восточно-Европейском кратоне и скоррелировать их образование с различными геодинамическими обстановками (рис. 1).

**ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ**

Традиционно под перемагничиванием пород подразумевается процесс, при котором их ферромагнитная фракция под воздействием внешнего магнитного поля намагничивается в направлении, соответствующем времени приложения внешнего магнитного поля.

Основными факторами, определяющими перемагничивание, являются Р-Т режимы и наличие флюидов, приводящих либо к частичному, либо к полному распаду минерала-носителя и/или образованию новой минеральной фракции. В зависимости от их сочетания различают термовязкое и химическое перемагничивание пород (Коваленко, 2003; Коваленко, Злобин, 2000; Комиссарова, 1970; Храмов и др., 1974; Шипунов, 1991; Zegers et al., 2003; Suk et al., 1991; Zwing, 2003 и др.).

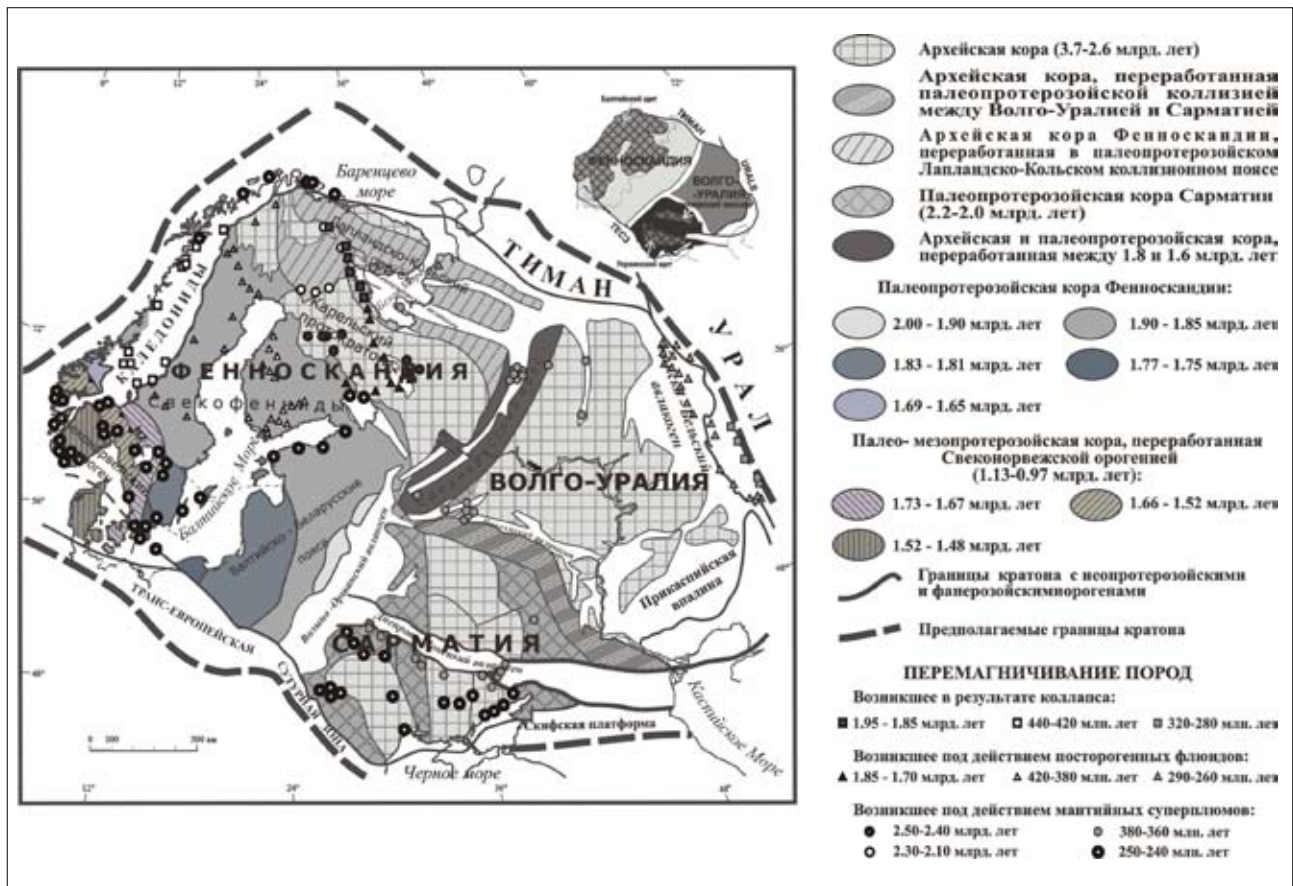
**Термовязкое перемагничивание** возникает

при быстром остывании породы после длительного прогрева при низких температурах (Нагата, 1965; Dunlop et al., 1997) и при контролирующем факторе вертикальных движений (например, быстрый вывод пород на дневную поверхность).

Характерным признаком термовязкого перемагничивания является равномерное по толще распределение вторичной компоненты, при котором разные минералы-носители намагниченности демонстрируют одно и тоже среднее направление.

**Химическое перемагничивание** связывается с образованием вторичных минералов – носителей намагниченности под воздействием гидротермальных флюидов. При этом часто происходит полное замещение первичного минерала-носителя намагниченности на новый.

Характерной особенностью химического типа перемагничивания является с одной стороны, выборочное перемагничивание пород в пределах единого разреза с одинаковыми свойствами, а с другой – неравномерность перемагничивания в пределах одной толщи. При этом чаще всего выделяется биполярная компонента намагниченности, четко зависящая от минерального состава.



**Рис. 1.** Тектоническая карта Восточно-Европейского кратона по Bogdanova, Gorbatshev (из Gee, Stephenson, 2006) с дополнениями.

## ПЕРЕМАГНИЧИВАНИЕ ПОРОД ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для анализа перемагничивания пород Восточно-Европейского кратона (ВЕК) из Глобальной палеомагнитной базы данных (Pisarevsky, 2005) были отобраны палеомагнитные определения от неогархея до мезозоя, для которых возраст пород не соответствовал времени образования намагниченности.

В настоящей работе перемагниченными считались породы, вторичная компонента в которых разрушалась при температурах не ниже 450-500°C и тесты палеомагнитной надежности (контакта, конгломератов или складки) имели отрицательный отклик. Всего было отобрано 587 палеомагнитных определений.

Возраст приобретения породами вторичной компоненты оценивался по сходству с палеозойско-мезозойским сегментом Траектории кажущейся миграции полюса (ТКМП) Восточно-Европейского кратона (Smethurst et al., 1998) и «ключевыми» полюсами ВЕК (Buchan et al., 2000; Pesonen et al., 2003). Кроме того, возможный интервал вторичного прогрева, происшедший при воздействии флюидов, оценивался на основании данных изотопного датирования вторичной минерализации пород (палеопротерозойская и палеозойская золоторудная, среднепалеозойская флюорит-кальцит-галенитовая и др. (Ларионова, 2008; Sundblad et al., 2004; Vaasjoki et al., 2004; Zegers et al., 2003)).

Для определения характерных ареалов распространения перемагничивания вторичные компоненты были нанесены на тектоническую карту ВЕК (рис. 1). Выделены пояса и зоны перемагничивания пород Восточно-Европейского кратона соответствующие во времени главным тектоническим этапам его эволюции как орогенным, так и мантийно-плюмовым.

**Перемагничивание, возникшее в результате коллапса.** Коллапс коллизионных систем возникает вследствие гравитационной неустойчивости аномально мощной континентальной коры, возникающей в процессе коллизии. В результате происходит коллапс в режиме растяжения при резком понижении давления и температуры в течение небольшого промежутка времени.

Возникающая при таком режиме намагниченность имеет термовязкую природу (резкое падение температуры ниже точки Кюри минералов-носителей намагниченности за короткий интервал времени) и полностью уничтожает первичную намагниченность, образованную в момент формирования пород. Новообразованная вторичная компонента монополярна и чаще всего является единственной при компонентном анализе, за исключением вязкой (современной) компоненты намагниченности.

В пределах Восточно-Европейского кратона вторичная компонента намагниченности такого генезиса распространена в пределах Беломорского подвижного пояса, вдоль фронта каледонид и уралид, и имеет локальное распространение (рис. 1).

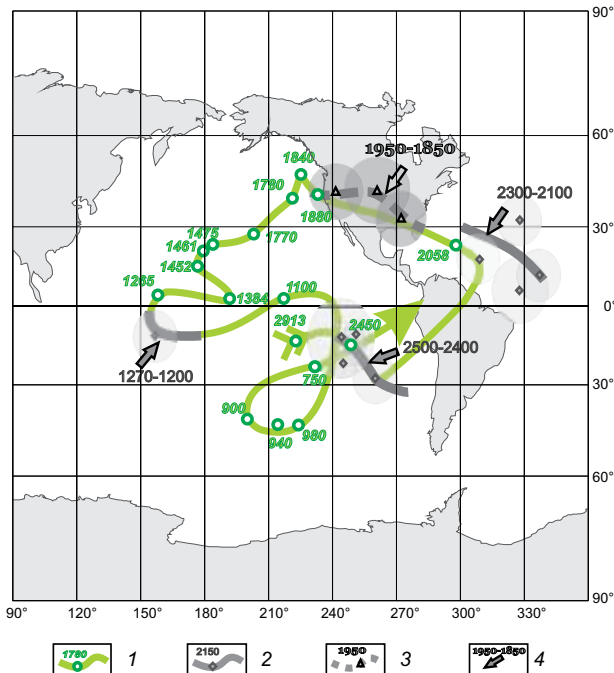
Вместе с тем, коллапс сопровождается большим количеством флюидов, воздействие которых может продолжаться в течение десятков миллионов лет после основного этапа коллизии. Воздействие флюидов различного состава приводит к образованию новых минералов-носителей намагниченности в результате окисления первичных минералов и приобретению породами вторичной (метахронной) компоненты намагниченности. Новообразованная компонента может быть как моно-, так и биполярна. При этом направление векторов естественной остаточной намагниченности, отвечающих различным минералам-носителям, практически совпадают между собой. Вторичная компонента может образовываться до-, в процессе и после складчатости. Вместе с тем, время приобретения вторичной (метахронной) компоненты намагниченности может «запаздывать» на несколько десятков миллионов лет по сравнению с главной фазой посторогенного коллапса.

Образование вторичной намагниченности в ходе коллапса и воздействия флюидов рассмотрено на примере Беломорского подвижного пояса, Уральского складчатого пояса и каледонид Скандинавии (рис. 1).

*Период 1.95-1.85 млрд. лет.* Отобранные из палеомагнитной базы данных (Pisarevsky, 2005) определения, в которых возраст вторичной намагниченности оценивается как 1.95-1.70 млрд. лет, образуют два кластера (рис. 2). К первому относятся определения, в которых выделяемая в высокотемпературном интервале вторичная компонента северо-западного склонения и умеренно положительного наклона является единственной. Компонента монополярна, основным ее носителем является магнетит. Средние направления этой компоненты достаточно кучно группируются на докембрийской ТКМП Восточно-Европейского кратона (рис. 2).

Помимо высокотемпературной, в средне-температурном интервале выделяется компонента близкого направления, но несколько «размазанная» на тренде докембрийских полюсов Восточно-Европейского кратона (рис. 2). При этом среднее направление для Кольско-Лапландского орогена отличается от среднего направления Карельского кратона (Храмов и др., 1997, 2006; Fedotova et al., 1999). Также отмечается закономерное смещение полюсов с севера на юг.

Перемагничивание этого возраста связыва-



**Рис. 2.** «Ключевые» палеомагнитные полюсы Восточно-Европейского кратона по К. Бакену с соавторами (Buchan et al., 2000) и Л. Песонену с соавторами (Pesonen et al., 2003). 1 – докембрийская ТКМП Восточно-Европейского кратона, цифры – возраст полюсов; 2 – сегменты ТКМП, соответствующие полюсам (ромбики), пересчитанным с направлений вторичных компонент, возникших в ходе воздействия мантийных плюмов; 3 – сегменты ТКМП, соответствующие полюсам (треугольники), пересчитанным с направлений вторичной компонент, возникших под действием посторогенных флюидов; 4 – интервалы перемагничивания пород. Большие круги вокруг полюсов – доверительный интервал палеомагнитного полюса.

ется с миграцией орогенных гидротермальных флюидов во время коллизионных событий основного этапа. Следует также отметить, что большинство ятулийских (2.3-2.1 млрд. лет) пород в Фенноскандии полностью перемагничены именно в этот этап эволюции Карельского кратона.

Подобное распределение вторичных компонент намагниченности находит подтверждение и геологическими данными. Наиболее полно коллизионные процессы проявились в пределах Фенноскандии в интервале 1.95-1.80 млн. лет в период амальгамации Карельского кратона. Закрытие Лапландско-Кольского океана началось не позднее 1.96 млрд. лет назад, в результате которого ядро Лапландско-Кольского орогена остыло до 500°C, о чем свидетельствует возраст амфиболитов ( $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  метод) около 1.90 млрд. лет в Терском блоке и 1.89 млрд. лет в Умбинском блоке (Ранний..., 2005). Проявление высокобарического метаморфизма и ультраметаморфизма с возрастом около 1.90-1.85 млрд. лет свидетель-

ствуют о существенной переработке структур на всей площади Беломорского подвижного пояса (Ранний..., 2005). По мере продвижения на юго-запад процессы эксгумации становятся все более молодыми, доходя до 1.7 млрд. лет вблизи границы Беломорского подвижного пояса и Феннокарельской провинции (Бибикова и др., 1999).

Мощный этап эндогенной активизации в период 1.8-1.7 млрд. лет отмечается в западной, центральной, южной и юго-западной частях Карельского кратона и в северо-восточном его обрамлении – в пределах Лапландско-Кольского орогена (Ранний..., 2005).

Таким образом, вторичная компонента, выделяемая в породах Фенноскандии, может быть разделена на два кластера: 1.95-1.85 млрд. лет и 1.80-1.70 млрд. лет. К первому кластеру относятся определения, связанные с образованием вторичной компоненты в процессе коллапса и имеющие локальное распространение. При этом выделяемая метакронная компонента намагниченности является высокотемпературной. Второй кластер образуют определения, полученные на породах, подвергшихся палеопротерозойской эндогенной активизации. В этом случае породы полностью или частично перемагничены, а возраст приобретения породами этой вторичной компоненты следует, вероятно, оценивать как 1.8-1.7 млрд. лет. Следует отметить, что вторичная компонента, образовавшаяся в результате действия гидротермальных флюидов в позднем палеопротерозое, имеет широкое распространение в пределах Карельского блока Восточно-Европейского кратона (рис. 1).

**Период 440-380 млн. лет.** Вторичная компонента этого возраста распространена преимущественно в пределах Фенноскандинавского щита (рис. 1). В северной его части, вдоль фронта Скандинавских каледонид, в мезопротерозойских-палеозойских породах выделяется монополярная компонента в интервале высоких температур и переменных полей (Andersen et al., 1999). Близкие направления, полученные для разновозрастных объектов, свидетельствуют об образовании этой компоненты в течение небольшого промежутка времени (рис. 3). Сопоставление с ТКМП ВЕК позволяет оценить интервал приобретения породами этой компоненты намагниченности как 440-420 млн. лет (рис. 3), что совпадает по времени с максимальными коллизионными событиями в скандинавском коллизионном поясе (Gee et al., 2006).

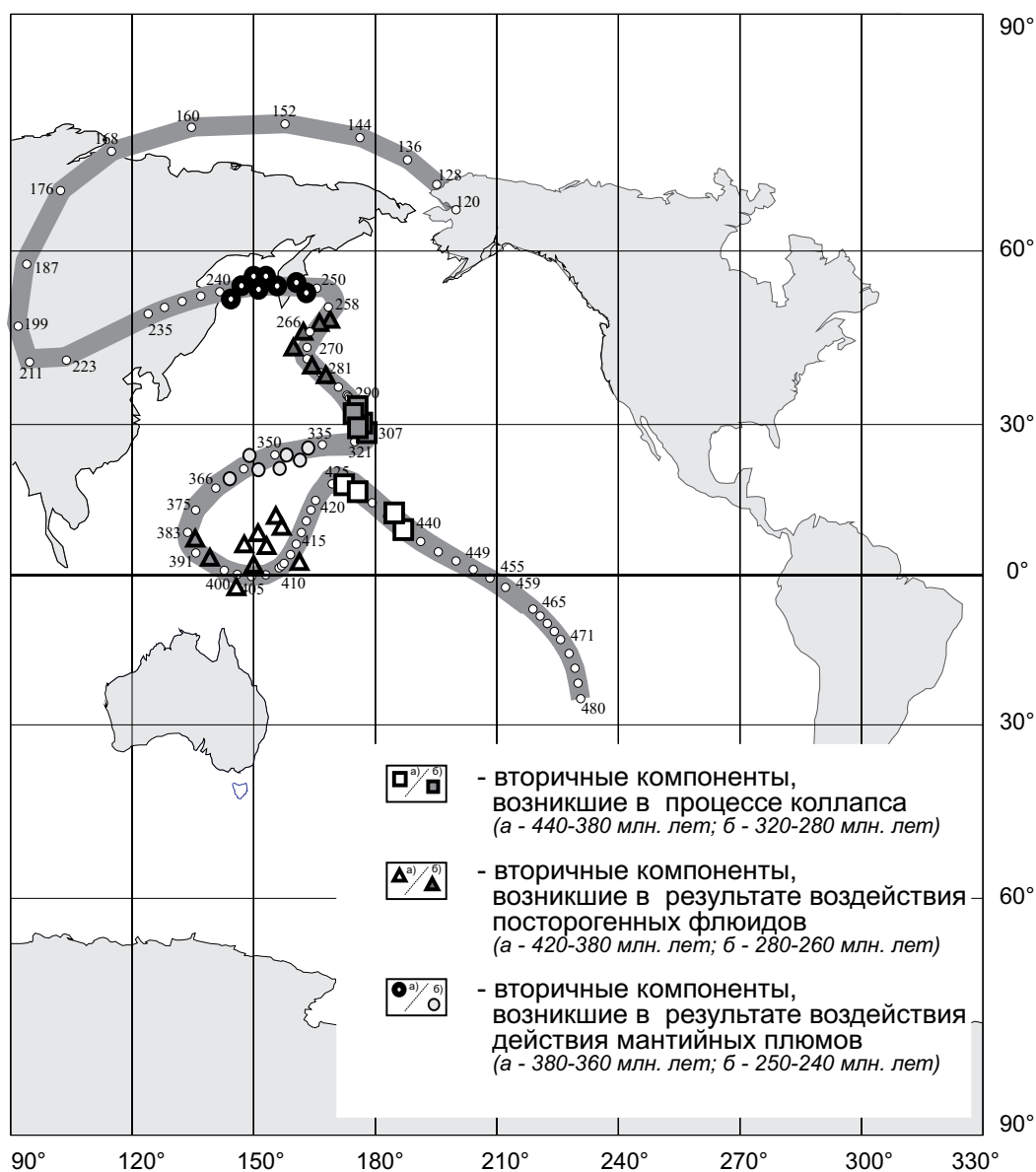
В центральной и южной части Фенноскандинавского щита выделяются средне-высокотемпературные вторичные компоненты юго-западного склонения и низкого положительного наклонения. Палеомагнитные полю-

сы, пересчитанные с направления вторичной компоненты намагниченности лежат преимущественно в «петле» ТКМП в интервале 420-380 млн. лет (рис. 3). Образование этой метакронной компоненты намагниченности в пределах Фенноскандинавского щита связывается с воздействием вторичных флюидов при рудной минерализации (Plado, Pesonen, 2004; Preeden et al., 2008 и др.).

**Период 320-280 млн. лет.** Компонента юго-западного склонения и умеренно отрицательного наклона традиционно выделяется в разновозрастных породах Уральско-Складчатого пояса (т.н. направление «Главного Уральского перемагничивания») (Комиссарова, 1970; Лубнина, 2009; Шипунов, 1998 и др.). Палеомагнитные полюсы, пересчитанные с направления един-

ственной компоненты, выделяемой в ходе магнитных чисток в средне-высокотемпературном интервале, достаточно кучно группируются вблизи сегмента 320-280 млн. лет ТКМП ВЕК (рис. 3). Термовязкая природа перемагничивания подтверждается близостью направлений с разными минералами-носителями намагниченности.

Компонента юго-западного склонения и отрицательного наклона выделяется также в средне-высокотемпературном интервале, как в осадочных, так и магматических породах Урала (Комиссарова, 1970; Шипунов, 1991; Павлов, Галле, 2009 и др.). Компонента биполярная, причем может быть как до-, син-, так и после-складчатой (Шипунов, 1998). Часто отмечается неравномерность перемагничивания пород в



**Рис. 3.** Траектория кажущейся миграции полюса Восточно-Европейского континента по М. Сметарсту с соавторами (Smethurst et al., 1998). Цифрами около полых кружков показан возраст полюсов на траектории.

одинаковых разрезах осадочных пород и зависимость направления от минерального состава, что свидетельствует о химической природе перемагничивания в результате воздействия флюидов на постколлизийном этапе.

Палеомагнитные полюсы, пересчитанные с направлений этих компонент намагниченности, «размазаны» вдоль Траектории кажущейся миграции полюса ВЕК в интервале 290-260 млн. лет (рис. 3).

Компонента, образовавшаяся в результате действия гидротермальных флюидов в период 320-280 млн. лет, выделена при изучении разрезов карбонатных пород Рейнских гор (Zwing, 2003). При этом время возможного приобретения породами вторичной компоненты намагниченности оценивалось не только на основании тестов палеомагнитной надежности (складки), но и К-Аг датирования вторичных минералов, возникших в процессе химического перемагничивания. В процессе воздействия гидротермальных флюидов происходит образование пирита, наиболее часто встречающегося минерала в карбонатных породах. Также перемагничивание этого возраста связывается с частичным или полным окислением первичного детритного магнетита.

В целом, следует отметить, что перемагничивание, связанное с воздействием флюидов, имеет широкое площадное распространение в пределах Восточно-Европейского кратона (рис. 1).

**Перемагничивание, связанное с действием мантийных суперплюмов.** Проявление мантийного суперплюма на поверхности в настоящее время реконструируется по радиальным, преимущественно долеритовым, роям дайковых тел (Ernst, Buchan, 2001). В целом режим мантийного суперплюма характеризуется высокими температурными воздействиями (значительно превышающими точки Кюри магнитных минералов) при низких давлениях, присутствием флюидов  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$  и отсутствием  $\text{H}_2\text{O}$ . Возникающая при этом монополярная компонента намагниченности имеет термовязкую природу, а в зависимости от сочетания длительности и температуры воздействия, она может быть как средне-, так и высокотемпературной. В пределах Восточно-Европейского кратона этот тип перемагничивания имеет ограниченное распространение.

Выделяются характерные времена проявления суперплюмового магматизма: 2.50-2.45 млрд. лет, 2.30-2.10 млрд. лет, 1.27-1.20 млрд. лет, 380-360 млн. лет и 250-245 млн. лет. Рассмотрим влияние мантийных суперплюмов на намагниченность пород Восточно-Европейского кратона.

**Период 2.50-2.45 млрд. лет.** Перемагничивание пород этого возраста достаточно широко распространено в Фенноскандии и наиболее прояв-

лено в Водлозерском блоке Карельского кратона (Ветренный пояс, Бураковская интрузия, Шальская дайка и др. дайковые рои, расположенные в непосредственной близости от этих массивов), расслоенных интрузиях Северной Финляндии, в Кольском мегаблоке, где чаще всего выражено в виде низко-среднетемпературной компоненты намагниченности (Fedotova et al., 1999; Mertanen et al., 2006). При этом вторичная компонента выделяется и во вмещающих архейских гнейсах, расположенных в непосредственной близости от расслоенных интрузий (породы полностью перемагничены), и на значительном расстоянии от зоны контакта, где это направление демонстрирует среднетемпературная компонента (Арестова и др., 2000, 2007; Краснова, Гуськова, 1990; Храмов и др., 2006; Mertanen et al., 2006; Neuvonen et al., 1981). Вторичная компонента в изученных породах монополярна и имеет юго-восточное склонение и умеренно положительное наклонение. Указание на возможное вторичное перемагничивание в интервале 2.4-2.5 млрд. лет подтверждается и данными  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования, свидетельствующими о метаморфизме гнейсов около 2.4 млрд. лет (Mertanen et al., 2006).

Палеомагнитные полюсы, пересчитанные с направлений вторичных компонент намагниченности с возрастом 2.5 млрд. лет, различаются на  $\sim 60^\circ$  по долготе (рис. 2).

**Период 2.30-2.10 млрд. лет.** Несмотря на то, что этап 2.2-2.1 млрд. лет связывается с распадом суперконтинента Кенорленд вследствие действия мантийного плюма (Condie et al., 2009), его влияние на докембрийские комплексы Восточно-Европейского кратона изучено явно недостаточно.

В настоящее время для Фенноскандии не существует палеомагнитного полюса, пересчитанного с направления высокотемпературной компоненты намагниченности, первичная природа которой была бы доказана тестами палеомагнитной надежности. Иными словами, нет «ключевого» полюса для этого временного интервала. Отобранные из Глобальной палеомагнитной базы данных полюсы для интервала 2.30-2.10 млрд. лет пересчитаны с направлений преимущественно среднетемпературных компонент, выделяемых в результате магнитных чисток архейских палеопротерозойских пород Фенноскандии (Арестова и др., 2000; 2007; Краснова, Гуськова, 1990; Лубнина, Слабунов, 2008; Fedotova et al., 1999; Mertanen et al., 1989; 2006 и др.), а время приобретения породами этой компоненты намагниченности (= время перемагничивания) оценивается исходя из среднего положения палеомагнитного полюсами между «ключевыми» полюсами 2.45 и 1.88 млрд. лет для

Восточно-Европейского кратона. Палеомагнитные полюсы 2.3-2.1 млрд. лет имеют значительный разброс по широте ( $\Phi \sim 290-350^\circ$ ) и долготе ( $\Lambda \sim 0-30^\circ$ ) (рис. 2).

**Период 1.27-1.25 млрд. лет.** Компонента северо-восточного склонения и умеренно отрицательного наклона часто выделяется при исследованиях докембрийских комплексов Фенноскандии (Арестова и др., 2007; Fedotova et al., 1999 и др.). Монополярная компонента разрушается при средних температурных и переменных полях при магнитных чистках. Палеомагнитные полюсы, пересчитанные с направлений этих компонент, лежат на тренде докембрийских полюсов ВЕК и различаются по долготе  $\sim 30^\circ$  (рис. 2). Время образования этой компоненты намагниченности совпадает с проявлением мантийного суперплюма (событие Маккензи) 1.27-1.25 млрд. лет (Ernst, Buchan, 2001) и оценивается по «ключевым» полюсам, полученным при изучении даек Центрально-Скандинавской долеритовой группы (Buchan et al., 2000). Вторичная компонента этого возраста распространена лишь только в пределах Фенноскандинавского щита (рис. 1).

**Период 380-360 млн. лет.** Компонента, соответствующая этому отрезку Траектории кажущейся миграции полюса Восточно-Европейского континента (рис. 3), распространена преимущественно в центральной части кратона и приурочена к областям девонской тектономагматической активизации: Днепровско-Донецкому, Среднерусскому, Пачелмскому и Кандакшскому авлакогенам (рис. 1). Она выделяется в среднетемпературном интервале в ходе магнитных чисток.

Результаты кластерного анализа направлений, полученных на палеозойских породах Восточно-Европейской платформы, проведенного Шипуновым с соавторами (Шипунов и др., 2007), позволили авторам выделить позднедевонский кластер ( $\sim 385$  млн. лет), соответствующего наиболее часто встречаемым направлениям.

Образование этой компоненты происходит в результате длительного прогресса в результате действия мантийного суперплюма в период 380-360 млн. лет.

**Период 250-245 млн. лет.** Компонента северо-восточного склонения и умеренного положительного наклона широко распространена на Восточно-Европейском кратоне (рис. 1). Компонента выделяется в среднетемпературном интервале и монополярна. Она присутствует практически во всех осадочных разрезах Ленинградской области (Lubnina, 2004), Эстонии (Preeden et al., 2008; Plado, Pesonen, 2004), Подолии (Лубнина и др., 2007), а также магматических комплексах Северного Приладожья (Лубнина и др., 2005), ме-

зопротерозойских дайках Центральной Швеции (Bylund, 1985; Lubnina et al., 2007) и др.

Образование этой компоненты связывается с образованием и распадом суперконтинента Пангея вследствие воздействия мантийного суперплюма (Andersen et al., 1999; Lubnina, 2004; Mertanen et al., 2004; Plado, Pesonen, 2004; Preeden et al., 2008; Zwing, 2003 и др.).

## ВЫВОДЫ

1. Проведена корреляция времени образования вторичных компонент намагниченности в разновозрастных комплексах Восточно-Европейского кратона с различными геодинамическими обстановками.

2. Показана связь процессов перемагничивания (образования вторичных, преимущественно среднетемпературных, компонент намагниченности) с 5 основными эпохами проявлениями мантийных суперплюмов: 2.50-2.45 млрд. лет, 2.30-2.10 млрд. лет, 1.27-1.20 млрд. лет, 380-360 млн. лет, 250-245 млн. лет. Показана локальность распространения этих компонент.

3. При возникновении вторичной компоненты намагниченности в ходе коллапса наблюдается термовязкий тип перемагничивания. При этом отмечается локализованность распространения процессов перемагничивания.

4. При коллизионно-орогенном типе перемагничивания пород одним из ведущих факторов является присутствие гидротермальных флюидов. Несмотря на низкие температурные воздействия, первичные минералы в них практически полностью уничтожены или замещены. Вторичные компоненты, возникшие при таком типе перемагничивания, имеют широкое распространение на Восточно-Европейском кратоне.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 07-05-01140 и программы ОНЗ РАН «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)».

## Список литературы

- Арестова Н.А., Гуськова Е.Г., Краснова А.Ф. Палеомагнетизм пород Шилосской структуры Южновыгозерского зеленокаменного пояса, Восточная Карелия // Физика Земли. 2000. № 5. С. 70-75.
- Арестова Н.А., Гуськова Е.Г., Храмов А.Н., Иосифиди А.Г. Палеомагнетизм позднерейских интрузий санукитоидов и его значение для геодинамических реконструкций Балтийского щита в раннем докембрии // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минералогия Северо-Запада России. Пе-

- трозаводск: Институт геологии КарНЦ РАН, 2007. С. 19-22.
- Бибикова Е.В., Слабунов А.И., Богданова С.В. и др.* Ранний магматизм Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит: латеральная зональность и изотопный возраст // *Петрология*. 1999. Т. 7. № 2. С. 115-140.
- Коваленко Д.В.* Палеомагнетизм геологических комплексов Камчатки и Южной Кореи. Тектоническая и геофизическая интерпретация. М.: Научный мир, 2003. 256 с.
- Коваленко Д.В., Злобен В.Л.* Петромагнитное сравнение перемагнитченных и неперемагнитченных островодужных толщ Камчатки и юга Кореи // *Физика Земли*. 2000. № 11. С. 77-92.
- Комиссарова Р.А.* Исследование древней намагниченности некоторых осадочных пород Южного Урала в связи с проблемой метакристаллического перемагничивания. Автореф. дисс. канд. физ.-мат. наук. М.: ИФЗ, 1970. 140 с.
- Краснова А.Ф., Гуськова Е.Г.* О геодинамике развития Водлозерского блока Карелии в свете палеомагнитных данных // *Изв. АН СССР. Физика Земли*, 1990. № 1 С. 103-110.
- Ларионова Ю.О.* Изотопная геохимия и геохронология золоторудной минерализации в архейских и палеопротерозойских комплексах Карелии. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2008. 29 с.
- Лубнина Н.В.* Положение Восточно-Европейского континента в позднем палеозое: анализ перемагничивания пород на Южном Урале // *Разведка и охрана недр*. 2009. № 12. С. 18-25.
- Лубнина Н.В., Иосифиди А.Г., Храмов А.Н. и др.* Палеомагнитные исследования силурийских и девонских отложений Подолии // *Палеомагнетизм осадочных бассейнов Северной Евразии. Сборник трудов*. СПб.: ВНИГРИ, 2007. С. 105-125.
- Лубнина Н.В., Зайцев А.В., Павлов В.Э.* Новые данные о положении палеомагнитного полюса Восточно-Европейского континента в ордовике // *ДАН*. 2005. Т. 401. № 1. С. 89-94.
- Лубнина Н.В., Слабунов А.И.* Палеомагнетизм архея (на примере Фенноскандинавского щита): состояние проблемы, новые результаты и перспективы // *Связь поверхностных структур Земной коры с глубинными. Материалы четырнадцатой Международной конференции*. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2008. Ч. 2. С. 32-35.
- Нагата Т.* Магнетизм горных пород. М.: Мир, 1965. 247 с.
- Павлов В.Э., Галле И.* Известняки катавской свиты: уникальный пример перемагничивания или идеальный регистратор неопротерозойского геомагнитного поля? // *Физика Земли*. 2009. № 1. С. 33-43.
- Ранний докембрий Балтийского щита. СПб: Наука, 2005. 711 с.
- Храмов А.Н., Арестова Н.А., Гуськова Е.Г., Иосифиди А.Г.* Палеомагнитные исследования // Ред. А.Ф.Морозов, Н.И.Павленкова. Структура и динамика литосферы Восточной Европы: результаты исследований по программе ЕВРОПРОБЫ. М.: Геос, 2006. С. 182-188.
- Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др.* Палеомагнетизм палеозоя. Л.: ВНИГРИ, 1974. 236 с.
- Храмов А.Н., Федотова М.А., Писакин Б.Н., Прияткин А.А.* Палеомагнетизм раннепротерозойских интрузий и связанных с ними пород Карелии и Кольского полуострова: вклад в разработку модели докембрийской эволюции Русско-Балтийского кратона // *Физика Земли*. 1997. № 6. С. 24-41.
- Шипунов С.В.* Палеомагнетизм катавской свиты, Южный Урал // *Физика Земли*. 1991. № 3. С. 97-109.
- Шипунов С.В.* История складчатости Южного Урала по палеомагнитным данным // *Палеомагнетизм и магнетизм горных пород; теория, практика, эксперимент*. М.: ОИФЗ РАН, 1998. С. 69-71.
- Шипунов С.В., Шаццлло А.В., Орлов С.Ю.* Валидность палеомагнитных полюсов и принципы построения их кривых миграции (на примере Восточно-Европейской платформы) // *Физика Земли*. 2007. № 11. С. 59-65.
- Andersen T.B., Torsvik T.H., Eide E.A. et al.* Permian and Mesozoic extensional faulting within the Caledonides of central south Norway // *Journal of the Geological Society, London*. 1999. V. 156. P. 1073-1080.
- Butler R.F.* Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes. Oxford: Blackwell, 1992. 319 p.
- Buchan K.L., Mertanen S., Park R.G. et al.* Comparison the drift of Laurentia and Baltica in the Proterozoic: the importance of key palaeomagnetic poles // *Tectonophysics*. 2000. V. 319 (3). P. 167-198.
- Bylund G.* Palaeomagnetism of middle Proterozoic basic intrusives in central Sweden and the Fennoscandian apparent polar wander path // *Precambrian Research*. 1985. V. 28. P. 283-310.
- Condie K.C., O'Neill C., Aster R.C.* Evidence and implications for a widespread magmatic shutdown for 250 My on Earth // *Earth and Planetary Science Letters*. 2009. V. 282. P. 294-298.
- Dunlop D., Schmidt P., Ozdemir O., Clark D.* Paleomagnetism and paleothermometry of the Sydney Basin. Thermoviscous and chemical overprinting of the Milton Monzonite // *Journal Geophysical Research*. 1997. V. 102(B12). P. 27271-27283.



- Ernst R.E., Buchan K.L.* Large mafic magmatic events through time and links to mantle plume heads / Ernst R.E., Buchan K.L. (Eds.). *Mantle Plumes: Their Identification Thought Time*. Geological Society of America. 2001. Special Paper 352. P. 483-575.
- Fedotova M.A., Khramov A.N., Pisakin B.N., Priyatkin A.A.* Early Proterozoic paleomagnetism: new results from the intrusives and related rocks of the Karelian, Belomorian and Kola provinces, eastern Fennoscandian Shield // *Geophys.* 1999. J. Int. V. 137. P. 691-712.
- Gee D.G., Bogolepova O.K., Lorenz H.* The Timanide, Caledonide and Uralide orogens in the Eurasian high Arctic, and relationships to the palaeocontinents Laurentia, Baltica and Siberia // In: Gee D.G., Stephenson R.A. (eds). *European lithosphere Dynamics*. Geological Society. London. 2006. Memoirs. 32. P. 507-520.
- Gee D.G., Stephenson R.A.* The European lithosphere: an introduction // In: Gee D.G., Stephenson R.A. (eds). *European lithosphere Dynamics*. Geological Society. London. 2006. Memoirs. 32. P. 1-10.
- Kirschvink J.L.* The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data // *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 1980. V. 62. P. 699-718.
- Lubnina N.* Paleomagnetic investigations of the Ordovician rocks from St. Petersburg area: age of remagnetizations and their correlation with tectonic events. // In: S. Mertanen (ed.). *Supercontinents, remagnetizations and geomagnetic modeling*. 5th Nordic Paleomagnetic Workshop. GTK. Report Q29.1/2004/1. Espoo 2004. P. 103-108.
- Lubnina N., Cecys A., Soderlund U.* Paleomagnetic studies on the Mesoproterozoic dykes in Central Sweden: preliminary results // *Geophysical Research Abstract*. 2007. V. 9. Abstract EGU2007-A-08308.
- McCabe C., Van der Voo R., Peacor D. et al.* Diagenetic magnetite carries ancient yet secondary remanence in some Palaeozoic sedimentary carbonates // *Geology*, 1983. V. 11. P. 221-223.
- Mertanen S.* Multicomponent remanent magnetization reflecting the geological evolution of the Fennoscandian Shield – a paleomagnetic study with emphasis on the Svecofennian orogeny. PhD thesis. Geological Survey of Finland, Espoo. 1995. 46 p.
- Mertanen S., Pajunen M., Elminen T.* Multiple remagnetization events of shear zones in southern Finland // *Supercontinents, remagnetizations and geomagnetic modeling*. 5th Nordic Paleomagnetic Workshop. GTK. Report Q29.1/2004/1/ Espoo 2004. P. 39-45.
- Mertanen S., Pesonen L. J., Huhma H., Leino M.A.N.* Paleomagnetism of Early Proterozoic layered intrusions, northern Finland // *Geol. Surv. Finland Bull.*, 1989. № 374. P. 1-40.
- Mertanen S., Vuollo J.I., Huhmaa H. et al.* Early Paleoproterozoic-Archean dykes and gneisses in Russian Karelia of the Fennoscandian Shield— New paleomagnetic, isotope age and geochemical investigations // *Precambrian Research*, 2006. V. 144. P. 239-260.
- Neuvonen K.J., Korsman K., Kouvo O., Paavola J.* Paleomagnetism and age relationship of the rocks in the Main Sulphide Ore Belt in central Finland // *Bull. Geol. Soc. Finland*, 1981. V. 53. P. 109-133.
- Pesonen L.J., Elming, S.-A., Mertanen, S. et al.* Paleomagnetic configuration of continents during the Proterozoic // *Tectonophysics*, 2003. V. 375, 1-4 (06). P. 289-324.
- Pisarevsky S.A.* New edition of the Global Paleomagnetic Database // *EOS transactions*, 2005. V. 86 (17). P. 170.
- Plado J., Pesonen L.J.* Primary and secondary magnetization of the Estonian Paleozoic sediments // *Supercontinents, remagnetizations and geomagnetic modeling*. 5th Nordic Paleomagnetic Workshop. GTK. Report Q29.1/2004/1. Espoo 2004. P. 49-53.
- Preeden U., Plado J., Mertanen S., Puura V.* Multiply remagnetized Silurian carbonate sequence in Estonia. // *Estonian Journal of Earth Sciences*. 2008. V. 57 (3), P. 170-180.
- Smethurst M.A., Khramov A.N., Pisarevsky S.* Paleomagnetism of the Lower Ordovician Orthoceras Limestone, St. Petersburg, and a revised drift history for Baltica in the early Paleozoic // *Geophys. J. Int.*, 1998. V. 133. P. 44-56.
- Suk D., Peacor D., Van der Voo R.* Replacement of pyrite framboids by magnetite in limestone and implications for paleomagnetism // *Nature*. 1990. V. 345. P. 611-613.
- Sundblad K., Alm E., Huhma H. et al.* Early Devonian tectonic and hydrothermal activity in the Fennoscandian Shield; evidence from calcite-fluorite-galena mineralization // *Supercontinents, remagnetizations and geomagnetic modeling*. 5th Nordic Paleomagnetic Workshop. GTK. Report Q29.1/2004/1. Espoo 2004. P. 67-71.
- Vaasjoki M., Sundblad K., Alm E., Huhma H.* Paleozoic supergene processes in the Precambrian Fennoscandian Shield: radiogenic isotopic evidence // *Supercontinents, remagnetizations and geomagnetic modeling*. 5th Nordic Paleomagnetic Workshop. GTK. Report Q29.1/2004/1. Espoo 2004. P. 129-134.
- Zegers T.E., Dekkers M.J., Baily S.* Late Carboniferous to Permian remagnetization of Devonian limestones in the Ardennes: role of temperature, fluids and deformation // *Journal of Geophysical Research*. 2003. V. 108. P.1-19.

ЛУБНИНА

## REMAGNETISATION IN THE ROCKS OF THE EAST EUROPEAN CRATON

**N.V. Lubnina**

*Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991, Leninskiye Gory, Geological Department;  
lubnina@rambler.ru*

Distribution of remagnetisation was studied in the NeoArchean-Paleozoic rocks of the East European craton. The paper describes typical stages of remagnetization correlating with the plume events (2.5-2.4 Ga, 2.3-2.1 Ga, 1.27-1.20 Ga, 380-360 Ma, 250-240 Ma), with the collapse and fluid effects during the collision and orogenic events (1,95-1,85 Ga; 1,80-1,70 Ga; 440-380 Ma and 320-280 Ma).

*Keywords: East European craton, remagnetization, Paleo Proterozoic-Mesozoic.*