

УДК 551.242.51/734.3(470)

НЕОДНОРОДНОЕ ПОГРУЖЕНИЕ КОРЫ ВСЛЕДСТВИЕ ИНФИЛЬТРАЦИИ МАНТИЙНЫХ ФЛЮИДОВ. ОСАДОЧНЫЙ БАССЕЙН МОСКОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ В СРЕДНЕМ ДЕВОНЕ

© 2022 г. Академик РАН Е. В. Аргюшков¹, П. А. Чехович^{1,2,*}

Поступило 16.03.2022 г.

После доработки 21.03.2022 г.

Принято к публикации 22.03.2022 г.

В центральной части Восточно-Европейской платформы расположен осадочный бассейн Московской синеклизы. Он детально разбурен и характеризуется исключительно высокой степенью изученности. В девонское время после длительного периода размыва здесь началось погружение коры, сильно неоднородное на площади. На древней литосфере большой мощности такой режим погружения мог реализовываться только в связи с уплотнением пород в нижней части коры в результате проградного метаморфизма, катализированного инфильтрацией мантийных флюидов. Об их поступлении в литосферу Восточно-Европейской платформы свидетельствует широкое проявление в девоне базитового и кимберлитового магматизма. Распределение погружения по площади синеклизы сильно изменялось за времена в несколько миллионов лет. Это указывает на соответствующие изменения скорости притока в древнюю литосферу глубинных флюидов, а также на их высокую поверхностную активность. Данное свойство флюидов обеспечило их быструю инфильтрацию в мантийную литосферу и поступление в кору на всей площади синеклизы. Длительное поступление в континентальную литосферу глубинных флюидов, часто изменявшееся во времени и в пространстве, представляет собой новое явление, не связанное с крупномасштабной конвекцией в мантии и с подъемом крупных плюмов. Оно может быть причиной образования многих осадочных бассейнов во внутриплитных областях на континентах.

Ключевые слова: внутриплитная тектоника, погружения коры, глубинный метаморфизм, уплотнение пород в нижней коре, эклогиты, поверхностно-активные флюиды, девон, Московская синеклиза

DOI: 10.31857/S2686739722070039

ВВЕДЕНИЕ

На дрейфующих континентах широко проявляются вертикальные движения земной коры. Восходящие движения создают положительные формы рельефа, такие, как горные хребты, высокие плато на кратонах, кристаллические щиты и т.п. Нисходящие движения в большинстве случаев приводят к образованию осадочных бассейнов. Поднятия и погружения коры часто объясняют соответственно ее сжатием или растяжением. На докембрийских кратонах значительные деформации сжатия и растяжения не проявлялись, по крайней мере, в последние 500 млн лет, а на основной части площади — более 1000 млн лет. По-

этому вдали от активных границ между плитами существенный вклад горизонтальных деформаций докембрийской литосферы в погружения и поднятия исключен.

Одновременное проявление на кратонах быстрых вертикальных движений коры и магматизма с большой вероятностью указывает на изменение состояния нижележащей мантии. Анализ данных об этих явлениях может дать дополнительную информацию о процессах, происходящих в недрах Земли. С этой целью мы рассматриваем здесь данные о движениях земной коры и о магматизме в девоне на Восточно-Европейской платформе. Особое внимание уделено среднедевонской части осадочного чехла, детально изученного и био-стратиграфически расчлененного в пределах Московской синеклизы [6].

АКТИВИЗАЦИЯ ПОГРУЖЕНИЙ И МАГМАТИЗМА В СРЕДНЕМ ДЕВОНЕ

Метаморфические комплексы, слагающие фундамент Восточно-Европейской платформы

¹Институт физики Земли Российской академии наук, Москва, Россия

²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

*E-mail: arty-evgenij@yandex.ru;
p.chekhovich@gmail.com

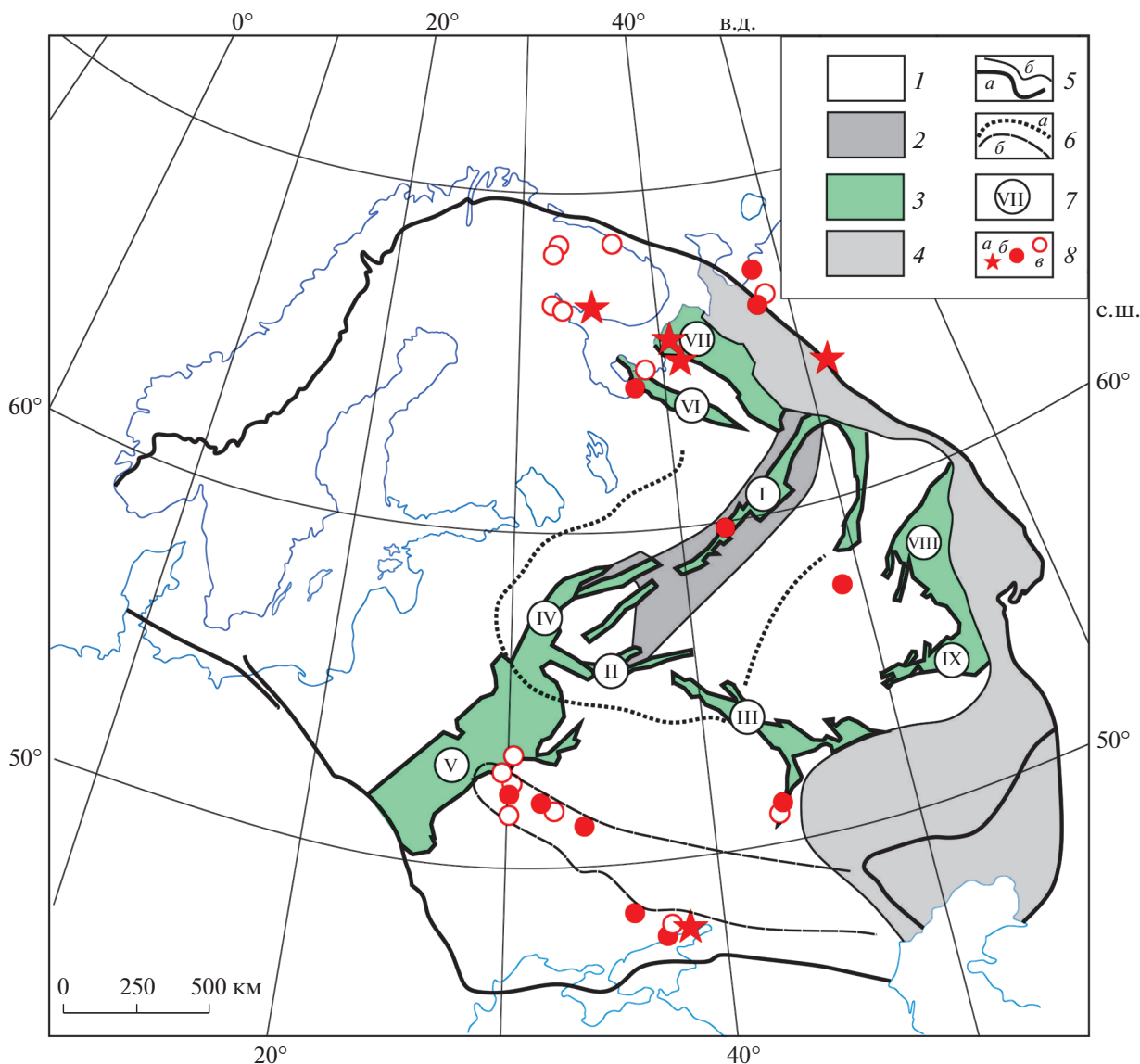


Рис. 1. Тектоническая схема фундамента Восточно-Европейской платформы (по [12], с изменениями). 1 – ареалы с архейской (3.7–2.0 млрд лет) и палеопротерозойской (2.0–1.65 млрд лет) корой; 2 – Средне-Русский коллизионный пояс (1.8–1.7 млрд лет); 3 – авлакогены и осадочные бассейны внутренних частей пассивных окраин (рифей – венд, 1.6–0.8 млрд лет); 4 – бассейны на пассивных окраинах, преимущественно предполагаемые (1.4–0.7 млрд лет); 5 – границы платформенного фундамента: а – с фанерозойскими складчатыми областями и с неопротерозойскими структурами во внутренних частях платформы; б – то же (предполагаемые); б – контуры молодых структур в чехле: а – Московская синеклиза, б – Донецкий бассейн; 7 – рифейско-вендские авлакогены и грабены (1 – Средне-Русский авлакоген, II – Московский, III – Пачелмский авлакоген, IV – Валдайский грабен, V – Волыно-Оршанский авлакоген, VI – Кандакшинско-Двинский грабен, VII – Мезенский рифт, VIII – Камско-Бельский авлакоген, IX – Серноводско-Абдулинский авлакоген); 8 – проявления девонского внутриплитного магматизма [9]: а) кимберлиты, б) комплексы толеитовых базальтов, в) комплексы субщелочных и щелочных базальтов.

(рис. 1), формировались с архея до раннего протерозоя на интервале 3.70–1.65 млрд лет ([12] и др.). В неопротерозое (позднем рифее и венде) на платформе возникали узкие и протяженные впадины – авлакогены (Средне-Русский, Московский, Пачелмский и другие). Эпизодически в них проявлялся вулканизм основного состава. Авлакогены покрывают, однако, лишь очень неболь-

шую часть площади платформы. Вплоть до среднего палеозоя в целом она характеризовалась низкой тектонической активностью и располагалась выше уровня моря. Лишь временами некоторые части платформы заливались неглубокими морями.

Геодинамическая обстановка на платформе резко изменилась в конце раннего девона. С этого

времени и по ранний карбон на окраинах платформы и рядом с ней проявились крупные погружения земной коры (см. рис. 1). За данную эпоху в Припятской впадине отложились до 9, а в Днепро-Донецкой — до 9–10 км осадков. В Тимано-Печорской области и в Прикаспии в результате быстрого погружения коры образовались впадины с глубиной воды около 1 км ([2] и др.). На востоке платформы возникла система Камско-Кинельских прогибов с глубинами воды в несколько сотен метров. После долгого периода относительной стабильности погружение охватило и центральную часть платформы, где в Московской синеклизе в девоне отложилось до ~1 км осадков [6, 8].

В среднем и позднем девоне для Восточно-Европейской платформы и прилегающих областей было характерно широкое проявление магматизма (см. рис. 1) ([9] и др.). В Кольской провинции произошло внедрение крупных щелочных и субщелочных плутонов. На Воронежском массиве и на Тимане изливались траппы. В ряде мест, в том числе в Кольско-Архангельском регионе, на Тимане и на Приазовском массиве, в Днепро-Донецкой и Припятской впадинах сформировались кимберлитовые трубки взрыва. В центральной части платформы девонский вулканизм описан по скважинному материалу в Солигаличском авлакогене.

В раннем карбоне на основной части площади Восточно-Европейской платформы и в прилегающих областях магматизм практически прекратился. Одновременно сильно замедлилось и погружение коры. В позднем палеозое оно продолжалось лишь в Днепро-Донецкой и Мезенской впадинах и в Предуралье. Таким образом, период продолжительностью более 40 млн лет с конца раннего девона и до начала карбона представляет собой особый этап на фоне низкой тектономагматической активности, преобладавшей на платформе и в ее обрамлении в течение последних 1500 млн лет. Обычно этот период рассматривают как раннегерцинский этап формирования плитного комплекса Восточно-Европейской платформы.

В Московской синеклизе мощность девонских осадков относительно невелика, но история развития погружения коры в ней во времени и в пространстве изучена с высокой степенью детальности. Анализ этих данных позволяет получить некоторое представление о глубинных процессах, с которыми могли быть связаны погружения коры и магматизм на Восточно-Европейской платформе.

ДЕВОНСКОЕ ПОГРУЖЕНИЕ КОРЫ В МОСКОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЕ КАК РЕЗУЛЬТАТ УПЛОТНЕНИЯ ПОРОД В ЛИТОСФЕРНОМ СЛОЕ

В настоящее время большинство исследователей, следуя за ([11, 16] и др.), главным механизмом крупных погружений коры считают ее растяжение, в которое часто вовлекается нижележащая часть литосферного слоя. С раннего докембрия на преобладающей части площади Московской синеклизы существенного растяжения коры не происходило, если не считать его локальных проявлений в грабенах Среднерусского авлакогена ([8] и др.). Крупные разрывы практически не смещают слои девонских осадков, что исключает растяжение как причину погружения коры в эту эпоху. Депоцентры девонских отложений ориентированы приблизительно вдоль оси синеклизы (рис. 2), и поэтому погружение не могло быть обусловлено изгибом литосферной плиты по направлению к коллизионным границам, тем более что в девоне синеклизы располагалась вдали от них.

Одной из возможных причин погружения коры в этих условиях могло быть воздействие на подошву литосферы нисходящих течений в нижележащей мантии (динамическая топография). Проявление таких течений под внутриплитной областью в течение 40 млн лет, однако, крайне маловероятно. После их прекращения литосфера испытала бы изостатическое поднятие, вернувшись к прежнему уровню, после чего накопившиеся осадки были бы смыты. Сохранение в Московской синеклизе девонских осадков вплоть до настоящего времени однозначно указывает на то, что девонское погружение коры было в ней обусловлено уплотнением пород в литосферном слое.

Консолидированная кора синеклизы сформировалась за ≥ 1000 млн лет до девона. Остывший за это время литосферный слой больше не мог испытывать погружение за счет термоупругого сжатия. Единственной известной причиной значительного уплотнения в древней литосфере является проградный метаморфизм в породах земной коры. Наиболее сильного повышения плотности можно ожидать в породах основного состава в нижней части коры. Проградный метаморфизм в древней коре неоднократно рассматривался в качестве причины ее крупных погружений ([2, 3, 14] и др.). В настоящей работе мы предлагаем этот механизм для объяснения девонского погружения коры в Московской синеклизе.

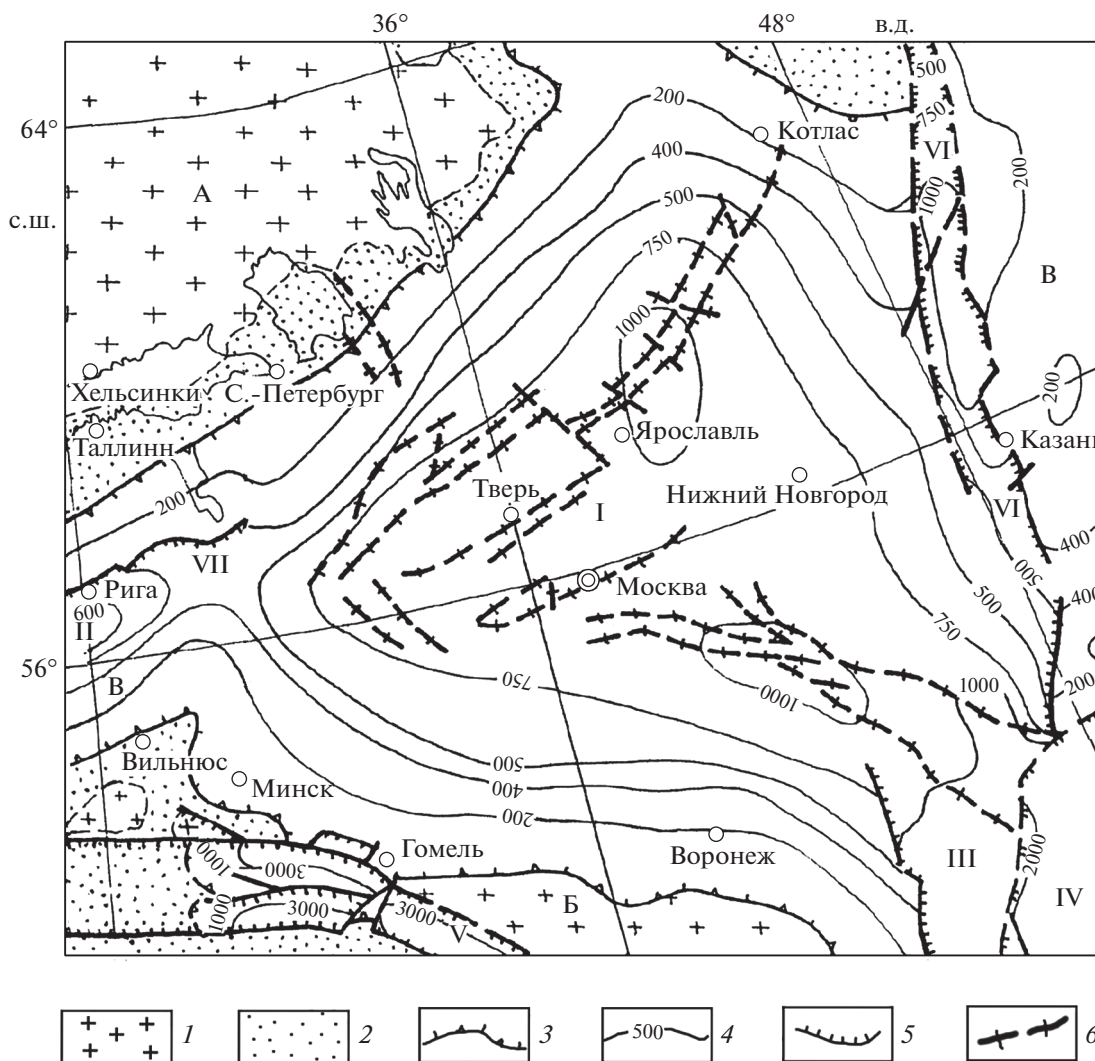


Рис. 2. Основные элементы палеотектонической структуры и суммарные мощности девона в центральной части Восточно-Европейской платформы ([4], с изменениями). 1 – фундамент платформы на поверхности; 2 – додевонские отложения; 3 – контуры развития девонских отложений; 4 – изопахиты девонских отложений, м; 5 – сбросы, проникающие в чехол; 6 – разрывы, не выходящие на поверхность. Шиты: А – Балтийский, Б – Сарматский; В – Русская плита; синеклизы: I – Московская, II – Балтийская; III – Доно-Медведицкий прогиб; IV – Прикаспийская впадина; авлакогены: V – Припятско-Донецкий, VI – Вятский; VII – Латвийская седловина.

ГЛУБОКО МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ ПОРОДЫ ОСНОВНОГО СОСТАВА В НИЖНЕЙ ЧАСТИ КОРЫ ГЛУБОКИХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

При давлениях и температурах, характерных для нижней части континентальной коры, многие из залегающих в ней пород, такие как амфиболиты, метапелиты, габбро и др., оказываются метастабильными ([19] и др.). Их переход в более высокоградные фации может сопровождаться значительным уплотнением (до 10–15% и более) ([18] и др.). Наиболее значительное повышение плотности обычно связывается с переходом габброидов в гранатовые гранулиты и эклогиты.

Как следует из данных сейсмического профилирования, в ряде глубоких бассейнов с мощностью чехла до 15–20 км растяжения коры на фундаменте обеспечивает лишь 1–2 км из наблюдаемой амплитуды погружения ([3] и др.). К таким бассейнам относятся, например, Прикаспийская, Южно-Каспийская, Баренцевоморская и Северо-Чукотская впадины. Принято считать, что в этих глубоких прогибах земная кора над разломом Мохо сильно утонена. Совместный анализ данных гравиметрии и глубинного сейсмического зондирования показал, однако, что под разломом Мохо там залегают не мантийные перидотиты, а мощные линзы более плотных эклогитов ([3] и др.). По своему химизму они относятся к

породам основного состава и принадлежат к континентальной коре, но скорости продольных волн в них близки к скоростям в перидотитах. Поэтому по сейсмическим данным линзы тяжелых эклогитов обычно относят к мантии. В то же время вместе с частью коры, расположенной над разделом Мохо, линзы эклогитов в глубоких прогибах образуют слой мощностью 35–40 км, типичный для коры континентальных платформ. Это означает, что под глубокими осадочными бассейнами залегает континентальная кора, нижняя часть которой метаморфизована со значительным уплотнением пород основного состава. Линзы плотных эклогитов удерживают там кору, погруженной сильнее, чем можно было бы ожидать, рассматривая слой пород над разделом Мохо, как сильно утоненную в результате растяжения континентальную кору (см. [3] и ссылки в указанной работе).

Таким образом, большой объем фактических данных указывает на широкое проявление крупных погружений коры во внутриплитных областях. В отсутствие сильного растяжения погружения требовали уплотнения пород в земной коре вследствие проградного метаморфизма [2, 3]. Возникает вопрос – чем было обусловлено это явление? В частности, почему Восточно-Европейская платформа с раннего докембрия оставалась в основном выше уровня моря, а в среднем и позднем девоне на ней проявились значительные погружения и начал формироваться осадочный чехол?

УСКОРЕНИЕ ПРОГРАДНОГО МЕТАМОРФИЗМА ИЗ-ЗА ИНФИЛЬТРАЦИИ МАНТИЙНЫХ ФЛЮИДОВ

В сухих породах метаморфизм не проявляется или развивается крайне медленно. С этим можно связать длительное отсутствие на древних платформах погружений коры, или их крайне низкую скорость. Резкое ускорение метаморфических реакций происходит в присутствии флюида ([15] и ссылки в этой работе). В отдельные эпохи это приводило к быстрым погружениям, формировавшим за короткое время глубоководные впадины ([2] и др.). Примером может служить огромный прогиб, образовавшийся без растяжения коры за ~1 млн лет в среднем триасе на мелководной шельфовой окраине северной Гондваны. Заполнившие его толщи вошли затем в состав Альпийско-Гималайского складчатого пояса. За времена ~1 млн лет термический режим древней литосферы существенно измениться не мог. Поэтому для объяснения быстрых высокоамплитудных погружений на древних платформах было предложено резкое ускорение реакций, катализированных инфильтрацией мантийных флюидов [2, 3].

Упомянутое выше проявление девонского магматизма на Восточно-Европейской платформе свидетельствует о поступлении в литосферу флюидов из мантии. Магмы глубинного происхождения, такие как кимберлиты, лампроиты и меймечиты, характеризуются исключительно высокой флюидизацией ([7] и др.). Этот вопрос хорошо освещен, в частности, в материалах международных конференций по проблеме кимберлитов. В настоящей работе мы предлагаем связать девонское погружение в Московской синеклизе с уплотнением пород основного состава в нижней части коры вследствие проградного метаморфизма, катализированного инфильтрацией мантийных флюидов. Вопрос, разумеется, открыт для широкой дискуссии, и мы готовы обсудить с читателями другие возможные объяснения.

Мощность девонских осадков в Московской синеклизе, $h_{oc} \approx 1$ км, относительно невелика. Для осуществления ее девонского погружения требовалось лишь небольшое уплотнение пород в нижней коре. Обозначим начальную плотность метаморфизованного слоя через ρ_{mf} , его начальную мощность через h_{mf} , а увеличение плотности за счет метаморфизма через $\Delta\rho_{mf}$. Тогда при сохранении изостатического равновесия для образования слоя осадков плотностью ρ_{oc} и мощностью h_{oc} относительное уплотнение в метаморфизованном слое нижней коры должно составить

$$\Delta\rho_{mf}/\rho_{mf} = [(\rho_m - \rho_{oc})/\rho_m] / (h_{oc}/h_{mf}), \quad (1)$$

где $\rho_m = 3300$ кг/м³ – плотность мантии. Положим $\rho_{oc} = 2400$ кг/м³, $h_{oc} = 1$ км, $h_{mf} = 10$ км. Тогда

$$\Delta\rho_{mf}/\rho_{mf} = 0.028 = 2.8\%. \quad (2)$$

Это очень небольшое увеличение плотности по сравнению с уплотнением на 10–15%, которое может быть достигнуто в континентальной коре в результате проградного метаморфизма ([18] и др.). Для нижней части коры древних платформ характерны умеренные температуры. Поэтому уплотнение пород происходило там, скорее всего, в условиях, типичных для эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма.

ДИНАМИКА ПОГРУЖЕНИЙ ПО ДАННЫМ АНАЛИЗА МОЩНОСТЕЙ

В Московской синеклизе и в прилегающих областях были изучены разрезы более 900 скважин и обнажений [6]. На этой основе в указанной работе построены карты мощностей для основных биостратиграфических подразделений региональной шкалы среднего и позднего девона. В модифицированном виде часть из них представлена на рис. 3–5. Эти данные позволяют обсудить особенности динамики девонского погружения коры и его глубинный механизм.

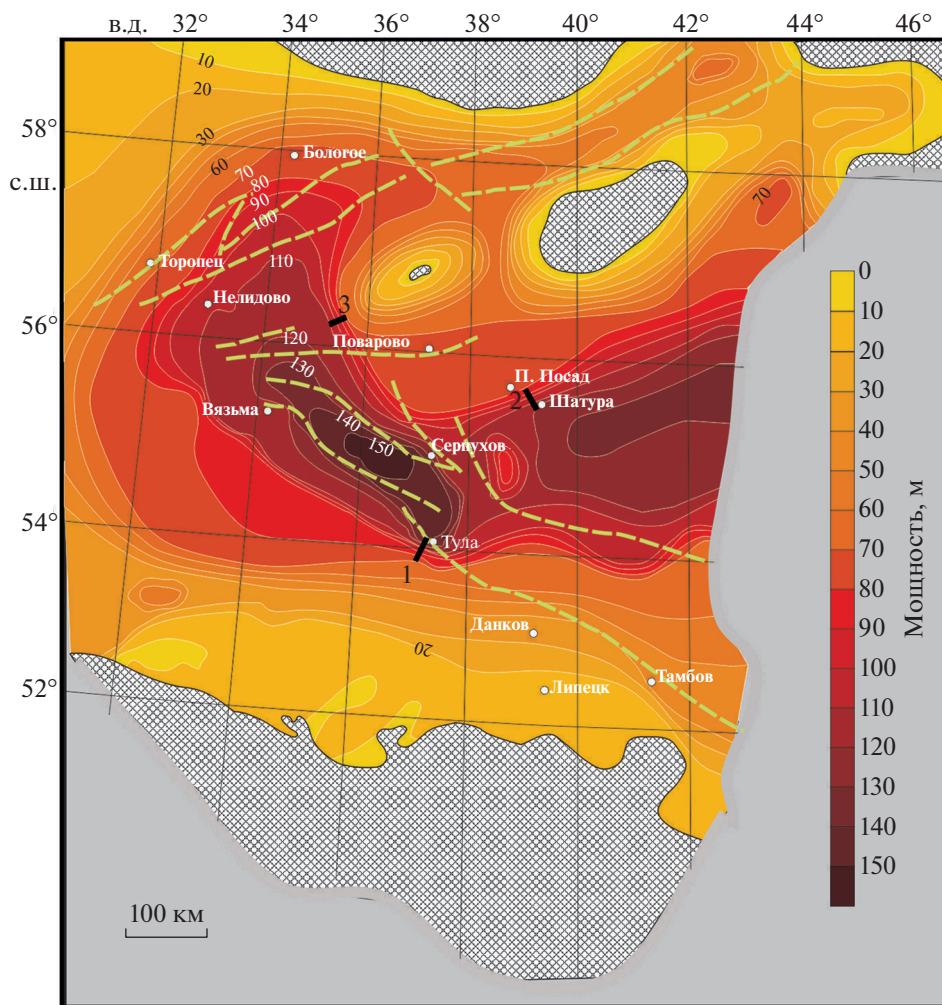


Рис. 3. Карта мощностей рязского и дорогобужского горизонтов ([6], с изменениями). Пунктирными линиями (здесь и на рис. 4–5) показаны разломы в фундаменте по данным [4], черными отрезками 1–3 – зоны высоких градиентов мощностей (пояснения в тексте).

Поздний эмс – ранний эйфель, 398–391.5 млн лет. В Московской синеклизе погружение коры началось 398 млн лет назад в эмском веке в конце раннего девона. Мощность осадков, накопившихся за 6.5 млн лет и соответствующих рязскому и дорогобужскому горизонтам, показана на рис. 3. В девоне осадконакопление происходило в обширных лагунах на крайне мелководном шельфе, где глубина воды не превышала ~ 10 м. В таких условиях мощность осадков, достигающая 150 м, примерно соответствует погружению коры, осуществившемуся за рассматриваемый интервал времени.

В отличие от суммарной картины девонского погружения, показанной на рис. 2, погружение коры на рассматриваемом этапе сильно неоднородно на площади. В ряде мест на расстояниях $L = 30–50$ км оно изменяется на 30–70 м, что сравнимо с погружением на 100–150 м на оси впа-

дины. Так, в районе **1** погружение коры возрастает на 70 м на расстоянии $L = 35$ км, а районах **2** и **3** оно увеличивается на 40 м на расстоянии соответственно в $L = 33$ и 25 км.

Как отмечалось, общее девонское погружение (см. рис. 2) невозможно объяснить воздействием на литосферу течений в нижележащей мантии. Тем более с ними нельзя связать и сильно неоднородное на площади и на порядок меньшее по амплитуде погружение, показанное на рис. 3. Синеклиза расположена на литосфере мощностью около 200 км с эффективной толщиной упругой части ≥ 60 км ([10] и др.). Характерная ширина изгиба такого слоя под действием сил, приложенных к его подошве, составляет $L \geq 200$ км. В этих условиях мощная литосфера “не пропускает” к поверхности воздействие на ее подошву коротковолновых течений в нижележащей мантии.

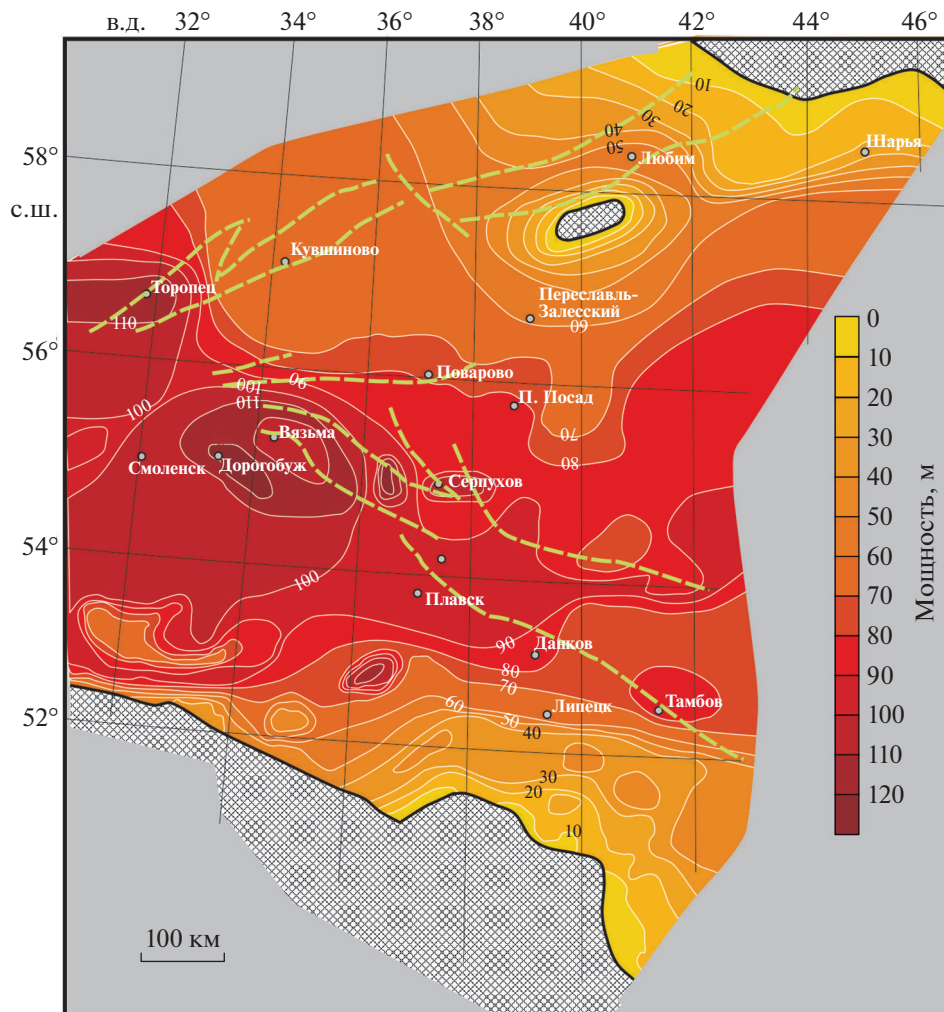


Рис. 4. Карта мощностей клинцовского, мосоловского и черныарского горизонтов ([6], с изменениями).

Как и для общего погружения коры на протяжении всего девона, для ее погружения на коротком этапе продолжительностью 6.5 млн лет требовалось уплотнение пород в литосферном слое. Судя по сильной латеральной неоднородности погружения (см. рис. 3), уплотнение также было неоднородным и происходило на относительно небольших глубинах, не превышавших минимальной ширины этих неоднородностей, т.е. уже в пределах земной коры.

На древней литосфере с установившимся термическим режимом единственная известная причина такого уплотнения – проградный метаморфизм в земной коре ([18, 19] и др.). Наиболее вероятным является переход базитов нижней коры в более плотные метаморфические фации. Для проявления метаморфизма после долгого периода относительной стабильности необходимо появление в нижней коре флюидов-катализаторов (см. ссылки в [15]). В складчатых поясах они могут появляться в связи с большими деформациями по-

род и при их аномальном нагреве. В условиях древней платформы температура коры не повышалась, и заметных деформаций этого слоя не происходило. Поэтому флюид не мог мобилизоваться в коре и должен был поступить в нее из мантии, что согласуется с известными идеями, выдвигавшимися академиком Д.С. Коржинским. Чтобы понять, с каких глубин приходил этот флюид, рассмотрим, как развивалось погружение коры на двух последующих интервалах времени и сравним затем характер распределения погружений на площади на всех трех этапах.

Поздний эйфель, 391.5–386 млн лет. Значительное изменение картины погружения произошло в позднем эйфеле (рис. 4). Продолжительности этого и предшествовавшего этапа являются близкими (5.5 и 6.5 млн лет). Амплитуды максимального погружения (120 и 150 м) также близки, а скорости погружения почти одинаковы: 22 и 23 м/млн лет. Вместе с тем погружение на величину ≥ 70 –80 м заняло более обширную территорию,

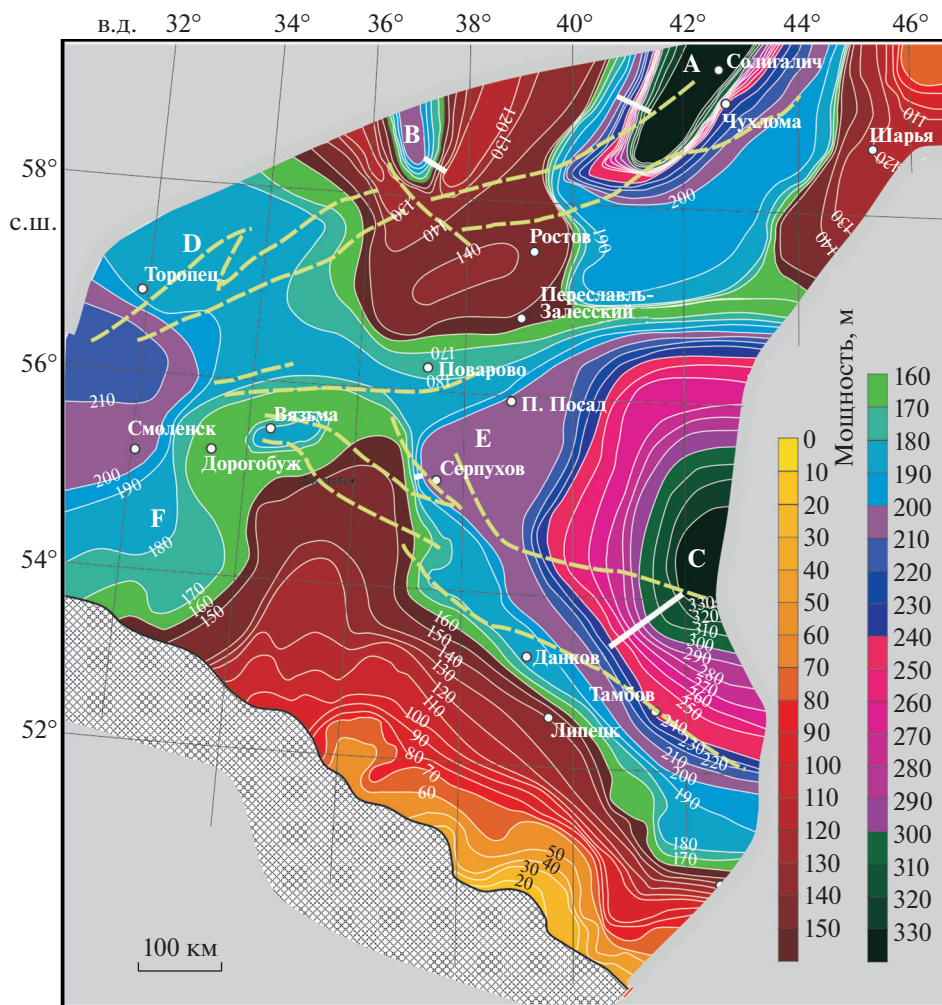


Рис. 5. Карта мощностей верхнего живета–нижнего франа (воробьевский, ардаатовский, муллинский, пашийский и тиманский гооризонты) ([6], с изменениями).

что особенно четко проявлено в западной части синеклизы. Так, в районе Торопца, где на предыдущем этапе погружение составило 60–70 м, в позднем эйфеле оно увеличилось до 110 м.

Существенно, что, как и на предыдущем этапе (см. рис. 3), распределение погружения в поздней эйфельское время сильно неоднородно на площади. Контрастность погружения, однако, снизилась. Так, для областей, расположенных между Вязьмой, Серпуховом и Тулой, а также между Павловым Посадом и Шатурой, градиенты изменения мощностей ослабевают. В то же время в областях более однородного погружения коры западнее Серпухова и к юго-западу от Плавска фиксируются локальные палеодепрессии глубиной около 20–30 м.

Поздний живет – ранний фран, 384.5–380.5 млн лет. Продолжительность интервала – 4 млн лет меньше двух предыдущих (6.5 и 5.5 млн лет). Амплитуда погружения увеличилась в несколько раз –

до 330 м. Средняя скорость погружения возросла в 3.5–4 раза (рис. 5), что отражено в цветовой визуализации шкалы мощностей. Максимальная скорость погружения, 80 м/млн лет, характерна уже не для континентальных платформ, а для тектонически активных областей и пассивных окраин континентов на начальной стадии их развития [2].

Помимо резкого ускорения погружения, сильно изменилось и его распределение на площади. На двух предыдущих временных интервалах (см. рис. 3 и 4) оно имело, скорее, субширотный характер. В северной и южной части синеклизы погружение было небольшим или умеренным, а на севере отдельные изолированные палеоструктуры еще оставались не погруженными. Для центральной полосы было характерно более интенсивное погружение, особенно широко проявившееся в западной части синеклизы.

В позднем живете и в начале франа (384.5–380.5 млн лет) наиболее крупные погружения

произошли уже на севере и на востоке синеклизы (см. рис. 5). При этом в ее северной части в области Чухломы и Солигалича, где ранее происходило умеренное погружение, быстро сформировалась узкая палеодепрессия (А) глубиной около 330 м. Она расположена над Солигаличским грабеном в фундаменте синеклизы, ориентирована под углом к его оси и ограничена крутыми склонами высотой $h = 130$ м и шириной $L = 50-70$ км. К западу от нее располагается южная часть другой узкой палеодепрессии В глубиной 200 м со склонами высотой $h = 80$ м и шириной $L \approx 23$ км. В пределах карты расположена также западная часть обширной изометричной палеодепрессии С глубиной 330 м. Она образовалась в центральной части синеклизы севернее Пачелмского авлакогена, выделяющегося в фундаменте.

На рассматриваемом интервале времени сильная неоднородность погружения наблюдается и в ряде других мест. В самой юго-восточной части карты (см. рис. 5) погружение коры изменяется на $h = 100$ м на расстояниях $L = 70-80$ км. К западу от Серпухова величина погружения изменяется на $h = 40$ м на расстоянии $L = 23$ км. Как и для предшествующих интервалов времени наблюдаемая в ряде мест сильная латеральная неоднородность погружения указывает на то, что уплотнение пород происходило в пределах земной коры.

Несмотря на то что для большей площади Московской синеклизы были характерны высокие градиенты величины погружения коры, за то же время несколько блоков размером 100–200 км испытали крупные погружения без значительных деформаций. Сюда относятся, например, область D, ограниченная изолиниями погружения 180 и 190 м к востоку и северо-востоку от Торопца, область E к востоку и северо-востоку от Серпухова между изолиниями 200 и 210 м, а также область F к югу от Смоленска между изолиниями 170 и 190 м.

ПОГРУЖЕНИЕ КОРЫ, СИЛЬНО НЕОДНОРОДНОЕ НА ПЛОЩАДИ, И ЕГО ВОЗМОЖНЫЕ ПРИЧИНЫ

Погружения коры, показанные на рис. 3–5, для всех трех интервалов времени сильно неоднородны на площади. Во многих местах наблюдаются большие градиенты мощностей осадков. Как отмечалось, это указывает на то, что погружения были обусловлены уплотнением пород в нижней части коры в результате проградного метаморфизма, обусловленного поступлением в нее флюида-катализатора из мантии.

Одной из причин сильной неоднородности погружения коры на площади могла быть неоднородность состава нижней коры, обеспечивавшая разную интенсивность проявления метаморфизма при одном и том же объеме и составе по-

ступившего мантийного флюида. Для каждого из рассмотренных интервалов времени можно было бы, в принципе, допустить и выделение флюида из мантийной литосферы, неоднородное на площади. Литосфера Московской синеклизы сформировалась, однако, за ≥ 1000 млн лет до начала девона, и продуцировать существенные объемы флюида она уже не могла.

Погружения коры, показанные на рис. 3 и 4, разделены интервалами времени ≈ 6 млн лет, однако картина погружения на них существенно различается. Еще более сильное различие наблюдается между картами на рис. 4 и 5. Эти данные свидетельствуют о том, что в среднем девоне в Московской синеклизе за относительно небольшие отрезки времени (4–6 млн лет) происходила резкая перестройка режима погружения. За такие времена свойства древней земной коры и мантийной литосферы существенно измениться не могли. В этих условиях резкие изменения картины погружения за короткое время могли быть обусловлены только изменениями интенсивности и распределения на площади притока флюидов в литосферу из более глубоких частей мантии. Изменяться мог и состав глубинных флюидов.

О глубинном источнике флюида свидетельствует девонский кимберлитовый магматизм на платформе, а также широкое проявление извержений взрывного характера (см. ссылки в [9]). Образование большого количества кимберлитовых магм обычно относят к глубинам ≥ 150 км. На поступление флюида со значительных глубин может указывать и большой размер области девонской активизации тектономагматических процессов на Восточно-Европейской платформе. Поперечник платформы (~ 2500 км) намного больше толщины докембрийской литосферы (~ 200 км). Для субсинхронного проявления однотипных процессов в области такого размера требовался источник, расположенный значительно ниже подошвы литосферы.

Следует отметить, что по мере подъема флюидов в мантийной литосфере их состав мог изменяться. Это могло происходить, например, в результате реакций с неоднородно распределенными объемами породных комплексов, испытавших метасоматоз в более ранние эпохи. Такая возможность связана, однако, с особенностями строения мантийной части литосферы, которое за короткое время изменяться не могло.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В мантии Земли функционируют десятки флюидных систем разных типов ([5] и др.). Их компонентами являются как отдельные элементы, O, H, C, N, S, Cl, F, Si и др., так и их соединения. При температурах, характерных для ман-

тии и нижней части континентальной коры, флюиды находятся в надкритическом состоянии. Состав флюидов или рассолов, которые могут катализировать метаморфические реакции, представляет серьезную проблему. Этому вопросу посвящен ряд исследований, в том числе экспериментальных ([1] и др.). В настоящей работе не рассматривается возможный состав мантийных флюидов, которые катализировали метаморфизм с уплотнением пород в коре. Мы обсуждаем лишь свойства этих флюидов, необходимые для обеспечения особенностей режима погружения, происходившего в синеклизе.

В среднем девоне картина погружения коры в Московской синеклизе была весьма неустойчивой на коротких промежутках времени в 4–6 млн лет. Это указывает на быстрые изменения притока в кору мантийного флюида, катализировавшего метаморфизм с уплотнением пород. За такие же времена, или еще быстрее, должен был изменяться и приток в литосферный слой глубинного флюида. Чтобы эти изменения приводили к соответствующим изменениям режима погружения коры, флюид должен был проходить через мантийную литосферу не более, чем за несколько миллионов лет.

Характер флюидного режима и физико-химические свойства флюида. В современных геодинамических построениях обычно предполагается, что подъем в литосферном слое значительных объемов флюидов происходит главным образом вдоль крупных глубинных разломов или протяженных зон, включающих системы разломов. В фундаменте Восточно-Европейской платформы эти структуры хорошо известны и образуют авлакогены ([4, 8] и др.). Под Московской синеклизой проходят ось Средне-Русского авлакогена (в ее северной части) и Пачелмский авлакоген на юго-западе. В позднем эмсе и раннем эйфеле ярко выраженное погружение коры до 120–150 м проявилось над северо-западной частью Пачелмского авлакогена на участке между Вязьмой, Серпуховом и Тулой (см. рис. 3). На северо-востоке в узком палеожелобе над Средне-Русским авлакогеном мощность осадков на несколько десятков метров выше, чем в прилегающих областях. На остальной части площади синеклизы расположение разломов не согласуется с изолиниями мощностей позднего эмса–раннего эйфеля, и какая-либо связь погружения с авлакогенами не прослеживается.

В позднем эйфеле и живете разломы в фундаменте уже практически не влияли на погружение (см. рис. 4). Поступление в кору флюида через мантийную литосферу не контролировалось линейными структурами и имело площадной характер. Так, на рис. 5 наиболее крупной палеоструктурой является впадина С глубиной более 300 м.

Ее изометрическая форма и большой размер (~600 км) исключают возможность связи с линейной системой разломов. Желоб А с такой же глубиной на северо-востоке области пересекает Средне-Русский авлакоген под большим углом, а ось палеоструктуры В перпендикулярна к его простиранию.

В ненарушенных массивах пород нижней коры и мантийной литосферы миграция флюидов происходит крайне медленно за счет диффузии, и флюиды оказываются там как бы законсервированными. В таких условиях за пределами авлакогенов можно было бы ожидать отсутствия заметного погружения коры. В действительности погружение происходило по всей площади синеклизы. Влияние глубинных разломов сказывалось только на начальной стадии погружения (см. рис. 3), но даже в это время оно проявлялось лишь вблизи разломов. Это означает, что в среднем девоне инфльтрация в литосферу мантийных флюидов происходила по всей площади Московской синеклизы. Судя по тому, что конфигурация погружения сильно изменялась за 4–6 млн лет, за такие времена флюиды должны были проникать через не нарушенные разломами участки мантийной литосферы толщиной ~150 км и достигать подошвы коры. По геологическим меркам это исключительно быстрый процесс, который не мог быть обеспечен диффузией.

Быстрое прохождение флюидов через мантийную литосферу по всей площади синеклизы было возможно только в том случае, если находившиеся в надкритическом состоянии флюиды эффективно смачивали зерна породообразующих силикатов. В терминологии академика П.А. Ребиндера это означает, что флюиды были поверхностно-активными. Смачивание зерен показывает, что молекулы флюидов притягивались друг к другу слабее, чем к зернам минералов, слагающих парагенезисы мантийной литосферы. Находясь в тех же *PT*-условиях, что и окружающая порода, флюиды в виде тончайших пленок расплывались по поверхности кристаллических зерен, достигая коры за несколько миллионов лет.

В мантийной литосфере распространение флюидов происходило преимущественно в вертикальном направлении. Об этом свидетельствуют высокие градиенты погружения коры, наблюдаемые в ряде мест на картах рис. 3–5. При равномерном распространении флюида во всех направлениях такие неоднородности были бы более расплывчатыми.

Отсутствие крупного мантийного плюма под Восточно-Европейской платформой в девоне. Одним из главных видов мантийных течений считается подъем мощных струй нагретого материала — плюмов ([17, 20] и др.). Связь с этим явлением девонского магматизма на Восточно-Европейской

платформе уже предполагалась ранее (см., например, ссылки в [9]). В таком случае поступление в литосферу Московской синеклизы поверхностно-активных флюидов можно было бы объяснить их выделением из мантийного плюма. Учитывая большие размеры платформы (2500–3000 км), плюм должен был быть крупным и подниматься из области вблизи подошвы нижней мантии.

В настоящее время большинство исследователей полагают, что источником крупных плюмов служат обширные провинции пониженных скоростей поперечных волн в низах нижней мантии (Large Low Shear Velocity Provinces, LLSVP). Одна из них расположена под Африканским континентом и прилегающими к нему областями, другая — под южной частью Тихого океана. Предполагается, что из краевых частей этих провинций в отдельные эпохи в вышележащую мантию проникают струи легкого горячего материала — плюмы, достигающие подошвы литосферы ([20] и др.). Рассматривается также возможность подъема плюмов из расположенных в самой нижней части мантии менее крупных, но очень ярко выраженных провинций с повышенной плотностью и резко пониженными скоростями упругих волн (Ultra Low Velocity Zones, ULVZ). Для относительно небольших плюмов допускается их образование вблизи границы верхней и нижней мантии.

Древние мантийные плюмы обнаруживаются в первую очередь по их проявлению на поверхности ([13] и др.). При подходе к подошве литосферы головка крупного плюма растекается вдоль этой границы, образуя мощную линзу горячего и легкого материала размером ~1000 км. Из-за этого на поверхности возникает сводовое поднятие высотой ~1 км, а на его склонах формируется радиальный рой крупных даек.

В результате частичного, или полного, замещения плюмом более плотной мантийной литосферы поднятие коры на поверхности может существовать ≥10 млн лет. На его периферии происходят мощные излияния базальтов с формированием больших магматических провинций площадью ~1 млн км² (Large Igneous Provinces, LIP). Мощность образовавшихся в них траппов измеряется километрами, достигая 6 км в Восточной Сибири и в Гренландии. Время, за которое осуществляются эти огромные излияния, невелико и обычно оно составляет ~1 млн лет.

Никаких свидетельств подобных явлений в девонских разрезах Восточно-Европейской платформы нет. Прежде всего на ней не было крупного сводового поднятия. Его можно было бы ожидать в первую очередь на месте Московской синеклизы, расположенной в центральной части платформы. Однако в среднем девоне здесь происходило не поднятие коры, а ее погружение. Нисходящие движения продолжались и в позд-

нем девоне, охватив эпоху продолжительностью более 40 млн лет ([6] и др.). Крупных сводовых поднятий не было в девоне и на остальной части платформы. Не формировались на ней и системы радиальных даек размером ~1000 км.

Магматизм на Восточно-Европейской платформе проявлялся в девоне во многих местах ([9] и др.). На преобладающей части площади суммарная мощность лавовых покровов не превышает, однако, нескольких десятков метров. Лишь местами, как на Тимане и в Кировско-Саратовском прогибе, мощность лавовых покровов достигала 150–200 м. Суммарный объем девонских эффузивов на платформе на два порядка меньше общего объема траппов в крупных магматических провинциях. Более того, в разных областях магматические процессы проявлялись на платформе в разное время и были растянуты на 10–30 млн лет, как, например, вдоль периферии Воронежского кристаллического массива, на Тимане и на Кольском полуострове.

Совокупность приведенных данных, прежде всего отсутствие крупного сводового поднятия и весьма умеренное проявление магматизма, исключает поступление в девоне крупного мантийного плюма к литосфере Восточно-Европейской платформы.

Данные о развитии погружения коры в Московской синеклизе не удается объяснить и воздействием на подошву литосферы крупномасштабных течений, связанных с общемантийной конвекцией. Это явление детально рассмотрено в классических монографиях и во множестве журнальных статей. Как отмечалось, общее девонское погружение коры на 1 км нельзя связать с затягиванием литосферы вниз нисходящими мантийными течениями. После их прекращения кора поднялась бы к начальному уровню, и к настоящему времени девонские осадки были бы уже размыты. Наблюдавшиеся в синеклизе сильные изменения картины погружения за несколько миллионов лет трудно также связать с воздействием на литосферу крупных конвективных ячеек в мантии, характерное время существования которых обычно оценивается как ~100 млн лет.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное рассмотрение показало, что погружение земной коры в Московской синеклизе в среднем девоне было сильно неоднородным на площади. На литосфере мощностью 200 км такое погружение могло произойти только в результате уплотнения пород в нижней части корового слоя вследствие проградного метаморфизма, катализированного инфильтрацией мантийных флюидов. За несколько миллионов лет интенсивность погружения коры на древней литосфере и карти-

на его распределения на площади синеклизы сильно изменялись. Это свидетельствует о том, что флюиды поступали в литосферу из более глубоких частей мантии, и за такие времена они проходили к коре через мантийную литосферу мощностью ~150 км.

Возможность поступления в литосферу флюидов из мантии, а возможно, и из земного ядра, неоднократно обсуждалась как нами ([2, 3] и др.), так и многими другими авторами ([5] и др.). Чаще всего, с этой целью привлекались данные о магматических продуктах глубинного происхождения, таких как кимберлиты, лампроиты и меймечиты ([7] и др.). Они чрезвычайно быстро проникали в мантийную литосферу и в земную кору вдоль глубинных разломов, над которыми вблизи поверхности в отдельных местах формировались взрывные диатремы.

В настоящей работе на основе анализа детальных данных о развитии в среднем девоне погружения коры в Московской синеклизе обнаружено явление совершенно иного типа. На протяжении 18 млн лет по всей площади синеклизы, ~1 млн км², в литосферный слой из глубины поступали мантийные флюиды. Их приток был сильно неоднородным на площади. Более того, за времена в несколько миллионов лет интенсивность притока флюидов в литосферу и его площадное распределение сильно изменялись. За такие же времена, быстро проникая в мантийную литосферу, флюиды достигали коры по всей площади синеклизы. Отсюда следует, что флюиды обладали свойствами, присущими классу поверхностно-активных веществ. Их конкретный состав остается пока неясным. Судя по исключительно высокой скорости инфильтрации, одним из компонентов глубинных флюидов мог быть, например, водород.

Погружением коры без растяжения во внутриплитных областях было сформировано множество осадочных бассейнов, современных и древних ([2–4] и др.). Ряд из них являются нефтегазонасыщенными. Предлагаемый в настоящей работе механизм погружения коры может быть использован и по отношению к другим внутриплитным бассейнам.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены в рамках госзаданий Минобрнауки России для ИФЗ РАН на 2019–2021 гг., № 0144-2019-0002 и МГУ им. М.В. Ломоносова (рег. № АААА-А16-116042010088-5).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аранович Л.Я. Роль рассолов в высокотемпературном метаморфизме и гранитизации // Петрология. 2017. Т. 25. № 5. С. 491–503.

2. Артюшков Е.В. Физическая тектоника, М. Наука, 1993, 457 с.
3. Артюшков Е.В., Беляев И.В., Казанин Г.С., Павлов С.П., Чехович П.А., Шкарубо С.И. Механизмы образования сверхглубоких прогибов: Северо-Балтийская впадина. Перспективы нефтегазоносности // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 5–6. С. 821–846.
4. Гарецкий Р.Г., Нагорный М.А. Главные этапы развития Московской синеклизы // Литосфера. 2006. № 2 (25). С. 14–24.
5. Летников Ф.А. Глубинные флюиды континентальной литосферы / Флюидный режим эндогенных процессов континентальной литосферы. Мат. все-росс. сов. Иркутск: Институт земной коры СО РАН. 2015. С. 11–22.
6. Родионова Г.Д., Умнова В.Т., Кононова Л.И., Овнатанова Н.С., Ржонсеницкая М.А., Федорова Т.И. Девон Воронежской антеклизы и Московской синеклизы. МПР РФ Центральный региональный геологический центр. М.:1995, 265 с.
7. Соболев А.В., Соболев С.В., Кузьмин Д.В., Малич К.Н., Петрунин А.Г. Механизм образования сибирских меймечитов и природа их связи с траппами и кимберлитами // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 12. С. 1293–1334.
8. Чамов Н.П. Тектоно-седиментационная история Среднерусского авлакогена и Московской синеклизы // Литология и полезные ископаемые. 2017. № 6. С. 78–98.
<https://doi.org/10.7868/S0024497X17060076>
9. Юткина Е.В., Носова А.А., Сазонова Л.В., Ларионова Ю.О., Кондрашов И.А., Шумлянский Л.В., Альбеков А.Ю., Савко К.А. Девонские вулканиты Воронежского кристаллического массива, Восточно-Европейская платформа: эволюция расплавов и особенности коровой контаминации // Петрология. 2017. Т. 25. № 3. С. 233–264.
10. Artemieva I.M. The Lithosphere. 2011, Cambridge University Press. 794 p.
11. Artemjev M.E., Artyushkov E.V. Structure and Isostasy of the Baikal Rift and the Mechanism of Rifting // J. Geophys. Res. 1971. V. 76. P. 1197–1211.
12. Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatshev R., Kheraskova T.N., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Volozh Yu.A. The East European Craton (Baltica) before and during the Assembly of Rodinia // Precambrian Res. 2008. V. 160. No 1–2. P. 23–45.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.04.024>
13. Ernst R.E., Buchan K.L. Recognizing Mantle Plumes in the Geological Records // Annu. Rev. Earth Planet Sci. 2003. 31. 31469–523.
<https://doi.org/10.1146/annurev.earth.31.100901.145500>
14. Huxby W.F., Turcotte D.L., Bird J.M. Thermal and Mechanical Evolution of the Michigan Basin // Tectonophysics. 1976. V. 36. P. 57–75.
15. Jamtveit B., Petley-Ragan A., Incel S., Dunkel K. G., Aupart C., Austrheim H., et al. The Effects of Earthquakes and Fluids on the Metamorphism of the Lower Continental Crust // Journal of Geophysical Research:

- Solid Earth. 2019. 124. P. 7725–7755.
<https://doi.org/10.1029/2018JB016461>
16. *McKenzie D.* Some Remarks on the Development of Sedimentary Basins // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1978. V. 40. P. 25–32.
17. *McNamara A.K.* A Review of Large Low Shear Velocity Provinces and Ultra-low Velocity Zones // *Tectonophysics*. 2019. V. 760. P 199–220.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.04.015>
18. *Semprich J., Simon N.S.C., Podladchikov Yu.Yu.* Density Variations in the Thickened Crust as a Function of Pressure, Temperature, and Composition // *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*. 2010.
<https://doi.org/10.1007/s00531-010-0557-7>
19. *Spear F.S.* Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-temperature-time Paths // *Miner. Soc. Amer. Monograph*. 1993. 799 p.
20. *Torsvik T.H., Burke K., Steinberger B., Webb S.J., Lewis D., Ashwal L.D.* Diamonds Sampled by Plumes from the Core–mantle Boundary // *Nature*. V. 466. 15 July 2010.
<https://doi.org/10.1038/nature09216>

NON-UNIFORM CRUSTAL SUBSIDENCE: EVIDENCE FOR INFILTRATION OF MANTLE FLUIDS. A CASE STUDY OF MOSCOW SYNECLISE IN THE MIDDLE DEVONIAN

Academician of the RAS **E. V. Artyushkov^a** and **P. A. Chekhovich^{a,b,#}**

^a*Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^b*Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russian Federation*

[#]*E-mail: p.chekhovich@gmail.com*

The sedimentary basin of the Moscow Syncline is located in the central part of the East European Platform. The basin was intensively drilled, and it is characterized by a very high level of information. In Devonian time, after a long period of denudation, the crustal subsidence began which was very non-uniform in space. On a thick Precambrian lithosphere, such a mode of subsidence could be produced only by contraction of rocks in the lower crust due to prograde metamorphism catalyzed by infiltration of surface-active mantle fluids. The inflow of mantle fluids into the lithosphere of the East European Platform is also evidenced by the widespread manifestation of basitic and kimberlite magmatism in the Devonian. The distribution of subsidence over the syncline area has changed greatly over times of several million years. This indicates corresponding changes in the rate of inflow of deep surface-active fluids into the lithospheric layer. This property of the fluids ensured their rapid infiltration into the mantle lithosphere and then into the crust over the entire syncline area. The long-term inflow of deep fluids into the continental lithosphere, which often varied in time and space, is a new phenomenon unrelated to large-scale convection in the mantle and the rise of large mantle plumes. It may be the cause of formation of many intraplate sedimentary basins on the continents.

Keywords: intraplate tectonics, crustal subsidence, deep metamorphism, rocks contraction, lower crust, eclogite, deep surface-active fluids, Devonian, Moscow Syncline