

В.В. Гордиенко

Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, Киев

О ВЯЗКОСТИ ВЕЩЕСТВА ТЕКТОНОСФЕРЫ КОНТИНЕНТОВ И ОКЕАНОВ

Цель. Проверить корреляцию параметров для твердых и частично расплавленных пород тектоносферы Земли.

Методика. Моделирование распределения вязкости по глубине для регионов с основными типами эндогенных режимов континентов и океанов.

Результаты. Сформулировано представление о распределении вязкости в тектоносфере континентов и океанов, которое учитывает реальные значения дифференциальных напряжений и скоростей деформации, влияние на этот параметр температуры и давления, появления расплава и др.

Научная новизна. Предложена схема оценки вязкости пород мантии по скоростному разрезу.

Практическая значимость. Автор считает, что развитый в данной работе подход и накопление соответствующего материала могут привести к значительному уточнению в определении вязкости вещества тектоносферы.

Ключевые слова: динамическая вязкость, верхняя мантия, скоростные модели.

Введение

Тектоносфера Земли в данной работе включает земную кору и верхнюю мантию, в пределах которых происходят глубинные процессы, находящие отражение в геологических явлениях приповерхностной зоны (т.е. доступных для непосредственного изучения). Переходная область (интервал глубин около 450–650 км) между верхней и нижней мантией также отнесена к тектоносфере, но информация о свойствах пород в ее пределах оценивалась отдельно, на основе принципиально менее достоверных данных.

При рассмотрении тепломассопереноса в тектоносфере представляется принципиально важным учет вязкости (как правило — динамической — η). Поэтому автор неоднократно обращался к разным методам ее оценки в течение примерно 40 лет [1–3 и др.], используя литературные данные и элементы разрабатываемой в тот же период адвекционно-полиморфной гипотезы (АПГ) глубинных процессов. В последнее время появилось много новых результатов экспериментов и расчетов, позволяющих учесть влияние на вязкость состава пород, размера зёрен, температуры (T), давления (P), дифференциальных напряжений, расплава и флюида, скорости де-

© В.В. ГОРДИЕНКО, 2017

формации, вибрации и пр. По-новому могут быть оценены и многие давно известные данные. Произошли и некоторые изменения в представлениях автора о перемещении вещества в ходе активных фаз геологической истории. Есть смысл дополнить использовавшиеся прежде оценки вязкости, ограниченные практически только диффузионной составляющей, т.е. расчет был ориентирован на максимальную величину η .

Все последующие рассуждения предполагают высказанные в работе [15] представления о сверхпластической деформации, основа которой — зернограничное скольжение в сочетании с диффузной аккомодацией. Конечно, нельзя полностью исключать и влияние внутризерновых дислокаций. Такая конструкция заставляет обратиться прежде всего к экспериментальным данным. Таковыми ниже считались сведения из двух источников: 1) результаты оценки вязкости среды по информации о смещениях поверхности после снятия ледниковой нагрузки или крупного землетрясения; 2) результаты лабораторных экспериментов в доступном интервале скоростей деформации (и соответствующих дифференциальных напряжений). При использовании последних экстраполяция параметров в область геологически реальных условий проводилась по обычным выражениям для вязкости [11 и др.]. Используемые в настоящее время уравнения «...моделируют реологические свойства мантийного субстрата, который при низких напряжениях характеризуется диффузионной ползучестью, а при высоких — дислокационной». [11, стр. 542]. «Хотя понимать реологию мантии весьма важно, для построения качественно верной картины течения в мантии нет особой необходимости различать реологические уравнения с $n = 1$ и $n = 3$с точки зрения влияния на мантийные течения намного более существенной является одинаковая для обоих видов ползучести зависимость коэффициента вязкости от температуры и давления, а не та или иная возможная зависимость от напряжения» [11, с. 536].

По работам, анализирующим многие стороны проблемы [10, 11, 17, 25 и др.], можно наметить последовательность учета факторов, влияющих на результат предпринимаемой работы. Имеется в виду не иерархическая структура, а подход, предполагающий вначале закрепление параметров среды, вариации которых маловероятны или мало изучены, затем — переход к тем, влияние которых изучено лучше и по-разному сказывается в разных интервалах глубин. В качестве результата предполагается получить модель распределения вязкости в верхней мантии неактивной докембрийской платформы, наметить значения параметра для коры и переходной зоны к нижней мантии, а также — способ учета в величине η на различных глубинах верхней мантии влияния изменений условий при подготовке и в ходе активного процесса тепломассопереноса. Предпринята также попытка наметить возможность оценки вязкости по скоростному разрезу мантии.

Сведения об используемых параметрах

Перечислим некоторые практически общепризнанные свойства пород тектоносферы, используемые в расчетах.

Содержание воды в породах нижней коры и верхней мантии, установленное разными методами в пределах 0,05–0,2% [7 и др.], влияет на вязкость не радикально, но вполне заметно. Результаты, полученные для сухих пород, нуждаются в коррекции. Это касается и нижнекоровых, и мантийных образований. «Диапазон вязкостей нижнекоровых пород, полученный по геодезическим исследова-

ниям в районах снятой нагрузки (10^{19} – 10^{20} Па·с), может быть согласован с преобладанием плагиоклаз-пироксеновых пород в условиях присутствия воды. Экстраполяция лабораторных данных показывает, что сухие породы без расплава имеют вязкость больше 10^{20} Па·с при скорости деформации, равной приблизительно 10^{-12} с⁻¹, за исключением самых нагретых – выше 900⁰С. Микросодержание H₂O порядка 0,05–0,1% достаточно для снижения вязкости, но не обеспечивает заметного плавления габбро. Значительно более низкая вязкость (10^{16} – 10^{17} Па·с) получена в моделях тонких каналов в нижней коре, породы которых содержат кварц, флюидопроницаемы, частично расплавлены, но они не могут быть изучены геодезическими исследованиями» [17, стр. 556]. Отметим, что в нижней коре распространены не габбро, а основные гранулиты (значительная часть из них – гранатовые), именно они при T около 900⁰С еще не плавятся [13].

Размер зёрен пород играет существенную роль в восстановлении палеонапряжений (σ). По данным о структуре ксенолитов, выносимых из нижней континентальной коры или верхней мантии, можно сказать, что размер зёрен в их составе варьирует в широких пределах [17, 41, 42], С другой стороны, обосновано мнение о распространении крупных кристаллов только в зонах над очагами магмы, составляющих в разрезе верхней мантии не более 10% [5 и др.]. Со временем такие образования распадаются на меньшие (но заменяются сходными при повторном возникновении очагов). Эти эволюции не связаны с дифференциальными напряжениями. Поскольку при перемещениях пород основную роль играют параметры вещества в ослабленных зонах типа милонитов и т.п., речь идет о гораздо меньших размерах: 0,005–0,3 мм, в редких случаях – первых миллиметрах. Размер зерен учитывается при расчете пород низов коры по соотношениям для плагиоклаза и пироксена [41], верхов мантии – для пироксена и оливина [42]. Скорее всего, получаемые таким образом результаты должны быть близки: по комплексу геолого-геофизических данных, в низах континентальной коры – до 30% ультраосновных пород [4 и др.]. В экспериментах не превышена температура плавления фаялита, т.е. влияние включений магмы на результат исключено. Рассматриваются последствия перекристаллизации (по плотности дислокаций) с изменением стресса при всесторонних давлениях и температурах, примерно отвечающих условиям вблизи границы Мохо в активизированном районе. Полученная оценка типичных напряжений – $10 \div 50$ МПа [18, 20, 29 и др.]. Отметим, что она довольно близка к оценкам напряжений, снимаемых при землетрясениях независимо от глубин очагов, сейсмических моментов и смещений – $1 \div 10$ МПа [14 и др.]. Различие на один порядок едва ли стоит расценивать как определенное указание на принадлежность групп данных к различным процессам. Допуски каждой оценки в первой группе напряжений часто достигают нескольких десятков МПа.

Корреляция скорости деформации (ϵ , с⁻¹) и дифференциальных напряжений рассмотрена для мантийных пород [15, 19 и др.]. Её можно примерно охарактеризовать линейной зависимостью $\lg \epsilon = \lg \epsilon_0 + 3 \lg(\sigma - 1)$, где $\lg \epsilon_0 = 0,01$ Г – 27. Скорость деформации, отвечающая таким напряжениям, составляет в рассматриваемом интервале глубин (несколько выше и ниже раздела Мохо) $10^{-11} \div 10^{-13}$ с⁻¹. Им отвечает принятый механизм дислокаций (т.е. ползучесть определяется не только диффузией).

Для пород нижней части коры при 800–900⁰С вязкость в связи со скоростью деформации в диапазоне $10^{-15} \div 10^{-10}$ с⁻¹ меняется от $5 \cdot 10^{20}$ до $5 \cdot 10^{17}$ Па·с. В ман-

Рис. 1. Связь $\lg\Delta\eta$ с перепадом температуры в мантии. 1 – экспериментальные данные, 2 – расчетные данные

тийных породах вязкость при тех же условиях (давлении, отвечающем глубине 30–35 км) примерно на порядок выше.

Влияние температуры значительно: её увеличение на 500⁰С соответствует сокращение η на 2,0–2,5 порядка (рис. 1).

Экспериментальные точки на рис. 1 получены при сравнении литературных сведений о вязкости, установленной в мантии разных регионов, с тепловыми моделями [3 и др.].

Влияние давления изучено хуже, чем температуры, в основном приходится ориентироваться на расчетные результаты [15, 39, 40 и др.]. Экспериментальные данные им не противоречат, но и не уточняют их, так как сосредоточены в небольшом диапазоне параметров. Среднее возрастание вязкости с давлением составляет примерно 1.5 порядка на 100 км в диапазоне глубин 50–450 км.

Результаты определения вязкости пород мантии на глубине примерно 50 км в разных регионах были пересчитаны для температуры 500⁰С (рис. 2) и использованы как наиболее вероятные для верхней точки расчетной кривой вязкости пород верхней мантии под неактивизированной докембрийской платформой. Часть этих данных упоминалась выше, к ним добавлены сведения из работ [16, 31, 35, 43 и др.].

Концентрация магмы, которая может сохраняться в тектоносфере без сегрегации, образования подвижных скоплений и отвода в направлении всплывания, оценивается разными авторами весьма по-разному [6, 32, 34, 36 и др.]: от 0,2 до 5%. Возможно, различия связаны с учетом и неучетом стресса (на порядки меняющего проницаемость среды) и влияния флюидов на вязкость. Во всяком случае, имеющиеся данные не позволяют сколько-нибудь длительного существования в тектоносфере объектов с концентрацией расплава более первых процентов. С глубины около 200–250 км плотность расплава превышает плотность твердой породы того же состава, поэтому его течение для разных составов и глубин может оказаться разным.

При низких концентрациях воды в расплаве связь его вязкости с температурой может быть в упрощенном виде представлена как $\lg\eta = 15 + 0,013(1000 - T)$ [8, 12, 28]. Считая температуру расплава близкой к солидусу [3 и др.], определим максимальное значение на глубине от 50 до 450 км в астеносфере как $\lg\eta = 14,4 + 0,013(0,0037H^2 - 3,914H)$, где H – глубина в километрах. К нижней части верхней мантии рассчитанная таким образом вязкость расплава сокращается до 10–20 Па·с. Влияние давления изучено очень слабо. На глубине порядка 70 км рост составляет около порядка, но с увеличением температуры этот эффект может сокращаться [8]. Измерение вязкости реальных

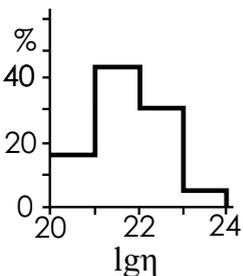
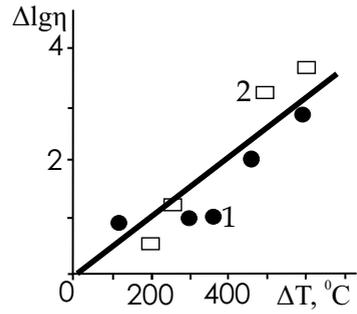


Рис. 2. Гистограмма распределения значений динамической вязкости пород мантии на глубине 50 км при температуре 500⁰С

лав в месте истока (при температуре 1000-1100⁰С) дает величины 10³–10⁵ Па·с, плохо сопоставимые с приведенными выше. Впрочем, часть изученных лавовых потоков содержала заметное количество флюида.

При появлении расплава радикально меняется эффективная вязкость всей среды [8, 30 и др.]. Для небольших концентраций степень влияния изучена недостаточно, но для 5% можно использовать формулу Роско [8] $\eta_c = \eta_{ж}/C_{ж}^{2,5}$, где C – концентрация, индексы «с» и «ж» означают смесь и жидкость соответственно. Используя приведенные выше величины вязкости расплава, получаем даже в верхней части мантийного разреза значения, на много порядков ниже реальных. Например, в работе [44] под Гавайями на глубинах 70–100 км обнаруживается слой с содержанием магмы 6.6% (т.е. формула Роско формально применима) при температуре около 1550⁰С с вязкостью 3,5·10¹⁹ Па·с. Расчетная величина – 10¹²–10¹³ Па·с.

Сравнивая показатели степени в формулах Роско и Гатчека (последняя – для C 10% и более) можно предположить, что с уменьшением концентрации расплава показатель достигает по крайней мере 5 (экспериментальные данные по понятным причинам в этом диапазоне отсутствуют). С другой стороны, вязкость флиша, оцененная по скорости его деформаций, составляют 10¹⁷ Па·с при наличии в породах первых процентов воды с $\eta = 0,001$ Па·с [22 и др.]. Из этого следует показатель степени в формуле расчета вязкости смеси на уровне 10.

Пожалуй, в имеющейся ситуации следует остановиться на немногочисленных эмпирических данных. Например, в работе [21] установлено, что при небольшом количестве расплава ($\leq 3\%$), образующего пленки на границах зерен, вязкость уменьшается в 10 раз. Согласно [37], при переходе от астеносферы к вмещающей мантии вязкость растет на полтора порядка. Эта величина кажется несколько более обоснованной.

Расчетные вязкостные модели тектоносферы

Рассмотренные данные позволяют провести вычисления значений lgh для мантии в регионах с разными эндогенными режимами. Для этого использованы тепловые модели, построенные в связи с представлениями АПГ [3 и др.]. В таблице результаты расчета сопровождаются сведениями о распределении скоростей продольных сейсмических волн в верхней мантии, приведенные частично в указанной работе, а также в [27]. Это дополнение сделано для возможности оценки качества расчетов путем сравнения независимо определяемых параметров – вязкости и скорости (см. ниже). Распределение скорости в мантии молодого континентального рифта приведено по осредненным результатам для Центрального массива Франции и Провинции бассейнов и хребтов Североамериканских Кордильер [33, 38].

Следует сделать еще одно замечание по поводу данных, приведенных в таблице. Для глубины 50 км под океанической котловиной использована температура (соответственно – расчетная вязкость), отличающаяся от приведенной в работе [27], где зафиксировано расхождение между экспериментальным и расчетным значениями V_p . Оно объяснялось неучетом в тепловой модели современной активизации на большей части изученных котловин в Атлантическом и Тихом океанах. Процесс сопровождался магматизмом из очагов на глубинах от нескольких десятков до 70–80 км. Соответственно расчетные скорости оказывались завышенными. При дополнении глубинного процесса элементом активизации экспериментальные и расчетные скорости продольных сейсмических волн уравнились.

Температура, вязкость и скорость продольных сейсмических волн (V_p) пород верхней мантии в зонах с разными эндогенными режимами континентов и океанов

Глубина, км	Платформа				Альпийская геосинклиналь			Молодой континентальный рифт			Океаническая котловина			Срединно-океанический хребт			Окраины моря				
	T	T _c	lgη	V _p	T*	начало (гипотет.)		T	lgη	V _p	T	lgη	V _p	T	lgη	V _p	T	lgη	V _p		
						современное состояние	современное состояние														
50	520	1200	22.0	8.15	650	21.4	1200	17.4	7.74	1130	17.8	7.95	1200	17.4	7.70	1240	17.3	7.77	1230	17.6	7.75
100	940	1370	20.8	8.32	1200	19.6	1550	16.6	7.98	1410	17.2	7.95	1370	18.2	7.90	1550	16.6	7.89	1410	17.2	8.00
150	1220	1510	20.3	8.39	1450	19.3	1480	19.2	8.25	1520	17.5	8.17	1500	18.4	8.10	1540	17.4	8.00	1440	19.4	8.23
200	1460	1650	20.0	8.45	1670	18.4	1370	20.5	8.36	1480	20.0	8.29	1600	19.4	8.29	1610	17.9	8.13	1550	19.7	8.33
250	1660	1760	19.4	8.52	1880	17.4	1500	20.6	8.55	1460	20.8	8.35	1700	19.7	8.50	1680	19.1	8.32	1710	19.7	8.59
300	1820	1850	19.9	8.56	1990	17.6	1810	19.9	8.78	1570	21.0	8.50	1760	20.1	8.60	1570	21.0	8.52	1800	19.9	8.77
350	1920	1930	19.5	8.64	2090	17.9	1830	20.6	8.93	1630	21.5	8.70	1800	20.7	8.65	1560	21.8	8.82	1750	21	8.90
400	2000	1980	19.0	8.70	2150	18.4	1880	21.1	9.02	1710	21.8	8.88	1810	21.4	8.70	1730	21.8	9.09	1710	21.9	9.02
450	2060	2020	19.7	8.76	2200	18.7	2000	20.6	9.15	2080	21.0	9.15	1950	22.0	9.18	1950	22.0	9.33	1950	22	9.12

T – температура, °C; T_c – температура солидуса; lgη – вязкость, Па·с; V_p – скорость подводных сейсмических волн, км/с; T* – температура перед началом геосинклинального процесса; lgη* – вязкость перед началом геосинклинального процесса; * – включение в расчет модели распределения температуры и вязкости в регионе (гипотетическом, соответствующий ему реальный объект пока указать нельзя), где только предстоит геосинклинальная активизация, сделано для рассмотрения условий начала процесса тепломассопереноса.

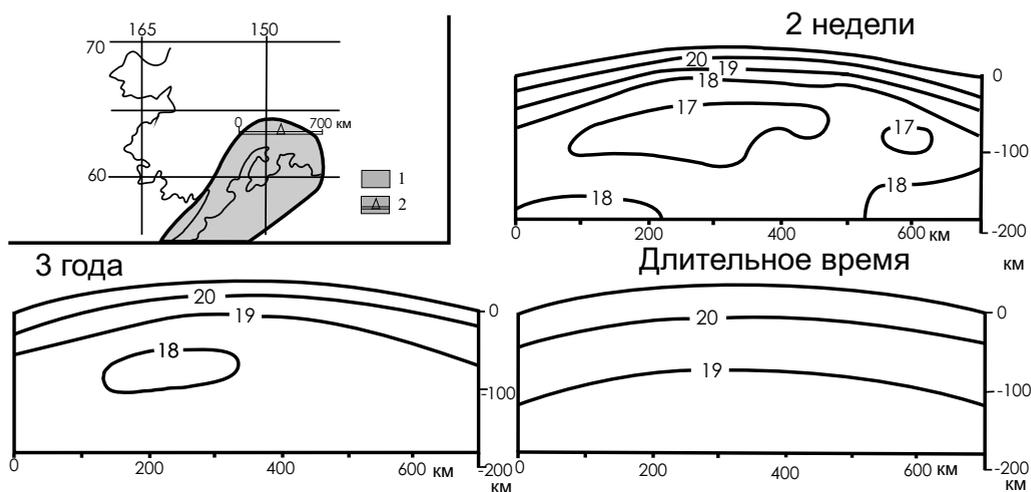


Рис. 3. Распределение вязкости ($\lg \eta$) в коре и верхней мантии южной Аляски в зависимости от времени, прошедшего после землетрясения 2002 г. На врезке: 1 – район сейсмичности, 2 – эпицентр землетрясения и профиль, вдоль которого построены разрезы [17, 23]

Для полноты картины необходимо упомянуть еще один фактор влияния на эффективную вязкость – сейсмичность. Термин «эффективная» здесь использован потому, что нет уверенности в совпадении механизмов смещений в условиях наличия и отсутствия сейсмичности.

В принципе относительные перемещения элементов геологической среды присутствуют всегда, достаточно напомнить о ежедневных «неидеальноупругих» твердых приливах. Считается, что при длительности процессов $1-10^4$ с. мантия ведет себя практически как упругое тело [11]. Но если влияние приливов на вязкость и имеется, то оно косвенным образом учитывается в экспериментальных данных первого рода (см. Введение). Ситуация с землетрясениями иная [17, 23, 24]. Это наглядно демонстрирует рис. 3, на котором показано воздействие на вязкость сильного (магнитудой 7,9, с глубиной гипоцентра около 50 км) землетрясения в южной части Аляски.

Очевидно, что вскоре после землетрясения происходит существенное (до 2,0–2,5 порядков) понижение вязкости, заметный уровень которого сохраняется в течение первых лет. Это, конечно, не геологический масштаб времени, но на Аляске и в других активных районах землетрясения происходят часто, пусть и не столь интенсивные. В южной полосе региона (рис. 3, врезка) за 50 лет произошло 75 землетрясений магнитудой 5 и выше. Три из них были особенно интенсивными, с магнитудами 9,3; 7,1 и 7,9. Гипоцентры располагались на глубинах 1–128 км.

Примеров обнаружения изменений вязкости в связи с землетрясениями можно привести уже довольно много, хотя в других регионах это явление менее подробно изучено. Например, у берегов Явы длительно фиксировавшая вязкость после сильного землетрясения изменилась на уровне $5 \cdot 10^{19}$ до $5 \cdot 10^{17}$ Па·с [17].

Кора [19, 20, 21, 31, 43 и др.] непосредственно над разделом М, т.е. практически при тех же давлениях и температурах, имеет вязкость примерно на порядок меньше, чем мантия под ним. В отсутствие осадочного слоя вязкость приповерхностных кристаллических пород на 2,5 порядка выше, чем образований низов

коры. В платформенной консолидированной коре щитов $\lg \eta$ сокращается с глубиной от 23 до 20,5. В осадочном слое мощностью примерно до 10 км [3 и др.] вязкость ниже, чем в более глубокой части коры. Как отмечено выше, флиш (средний по вязкости элемент осадочного слоя) имеет $\lg \eta$ на уровне 17. Примерно к 10 км вязкость, вероятно, достигает значений, характерных для кристаллических пород при соответствующей температуре. Исключения представлены молодыми породами, геологически очень быстро сформировавшими мощный осадочный слой и еще не прошедшими значительного катагенеза.

Переходная зона между верхней и нижней мантией представлена породами с вязкостью на три порядка больше характерной для выше расположенных образований. Практически при всех активных процессах здесь не достигается температура солидуса (превышаемая только под подошвой зоны, на глубине более 700 км), поэтому уже на небольшой глубине под кровлей вязкость достигает 10^{24} Па·с и продолжает увеличиваться книзу.

Тепломассоперенос в верхней мантии

Разница в тепловых моделях между неактивизированной платформой и регионом, предшествующим геосинклинальной активизации (таблица), указывает на погружение поверхности зоны полиморфных преобразований вещества примерно на 30 км. Смещение связано с ростом температуры, особенно заметным в низах верхней мантии, под действием радиогенного тепла в условиях отсутствия его конвективного выноса. Процесс идет медленно, поэтому на поверхности не сопровождается поднятием, эрозия успевает его нивелировать. Но развитие Рэлей-Тейлоровской неустойчивости несомненно: наступает момент, когда подъемная сила облегченного на 8% ($0,3 \text{ г/см}^3$) блока превышает прочность пород, и начинается движение, сопровождаемое сейсмичностью. Тепловое разуплотнение в стартовых условиях такого рода не играет заметной роли: оно составляет только $0,01 \text{ г/см}^3$ (рис. 4). В сложившейся ситуации вполне можно ожидать вибрационного понижения вязкости на порядок на начальном отрезке пути астенолита — до 10^{18} Па·с.

Объекты пониженной вязкости, формируемые сейсмичностью, имеют в плане размеры в диапазоне 130–250 км, толщину — около 60 км, т.е. согласуются с размерами квантов тектонического действия — КТД [3]. Таких сведений мало, поэтому совпадение может оказаться и случайным, но все же можно предположить, что сейсмичность — одна из причин формирования квантов, и именно та-

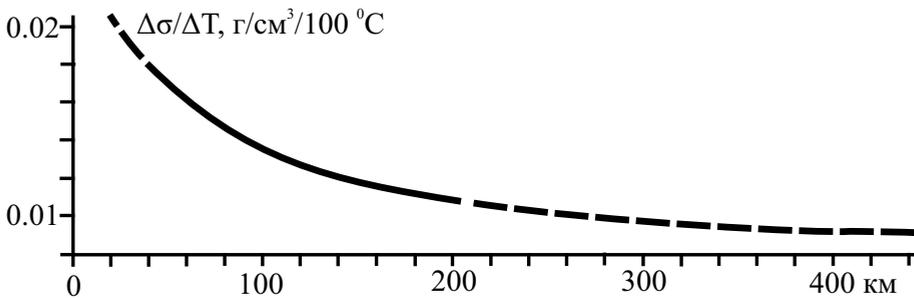


Рис. 4. Зависимость влияния температуры на плотность пород мантии от глубины. Штриховая линия — результат экстраполяции известных данных

кими будут размеры тел, включающихся в движение. В этом случае их средняя аномальная плотность составит около $0,15 \text{ г/см}^3$.

Оценим скорость всплывания единичного кванта по формуле Стокса ($v = 1,5 \Delta\sigma \cdot g \cdot r^2 / \eta$, где $\Delta\sigma$ – аномалия плотности, g – ускорение силы тяжести, r – полуразмер движущегося объекта). Она составит около 600 м/год . При перемещении в среду на глубину над средним в регионе положением кровли зоны полиморфного перехода величина разуплотнения сократится в 15 раз, но вязкость сократится почти на порядок, а при дальнейшем движении вверх плотностной контраст будет расти вплоть до $0,06 \text{ г/см}^3$ у кровли астеносферы. Таким образом, время перемещения до глубин, на которых знак плотностного перепада между жидкостью и твердым веществом мантии меняется, займет порядка 100 лет. Естественно считать, что будет реализовано именно это геологически мгновенное адвективное поднятие, а не медленная замкнутая тепловая конвекция, для которой скорость ($v^2 = a \cdot g \cdot \beta \cdot \sigma \cdot \Delta T \cdot \Delta H / 9\eta$, где a – температуропроводность, β – коэффициент теплового расширения, ΔH – мощность конвектирующего слоя) ниже по крайней мере на 2 порядка. К такому же результату приводит и численное моделирование процесса [9, 25, 26 и др.].

Отметим, что приведенная скорость конвекции, несмотря на ее незначительность по сравнению с адвективной, все же слишком велика для заметного охлаждения толстой литосферной плиты при перемещении от зоны спрединга к зоне субдукции. Для такого «путешествия» ей понадобятся несколько сотен тысяч лет.

Роль описанного выше перемещения астенолита в общем процессе тепло-массопереноса в активные периоды геологической истории не очевидна. При построении схем движения вещества в тектоносфере, позволяющих наиболее полно моделировать геологические явления в континентальных геосинклиналях и рифтах, пришлось, в частности, вводить разные последовательности поднятий порций перегретых и частично расплавленных пород мантии на глубины менее 200 км. Поскольку мощная астеносфера (200–450 км) (таблица) предполагается перед геосинклинальным типом эндогенного режима, можно считать подъем первого астенолита (и опускание компенсирующего объема вещества) начальным этапом перемешивания частично расплавленных пород, предваряющих формирование КТД, который поднимется выше 200 км.

Оценка аномалий вязкости по аномалиям скорости сейсмических волн в верхней мантии

Оба параметра в существенной мере зависят от температуры, поэтому логично предположить их корреляцию. Она может быть использована в форме, в которой авторы рассчитывали скоростные разрезы верхней мантии, сопоставленные затем с установленными сейсмическим методом [27 и др.]: 1. в качестве базового принимался разрез неактивизированной докембрийской платформы; 2) на каждой глубине вносились поправки, определяемые разницей тепловых моделей платформы и изучаемого региона. В рассматриваемой постановке задачи предпринимается попытка тепловые модели заменить скоростными, по ним рассчитать вязкостные.

По данным, приведенным в таблице, вычислены различия скорости и вязкости на каждой глубине для моделей платформы и альпийской геосинклинали, СОХ, океанических котловин, окраинных морей [27] и континентальных рифтов

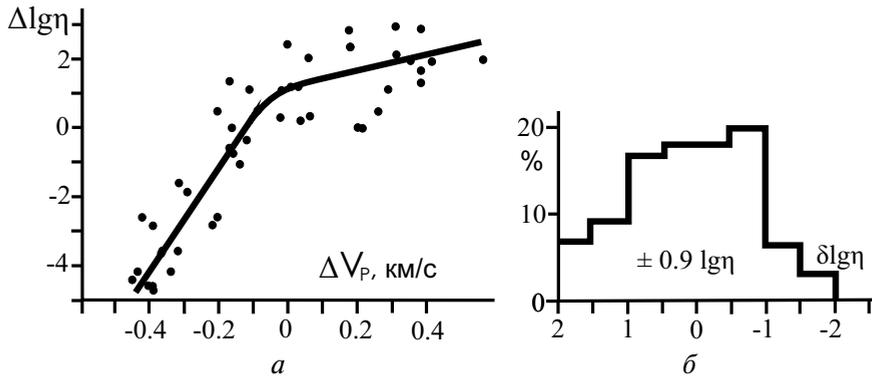


Рис. 5. Корреляция аномалий вязкости и скорости продольных сейсмических волн в мантии разных регионов по отношению к этим параметрам мантии докембрийской платформы (а). Гистограмма распределения отклонений вязкости от выявленных линейных связей (б)

[33, 38]. Результаты представлены на рис. 5. На нем не видны различия в разбросе точек для интервалов глубин с зонами частичного плавления мантийных пород и вне них. Можно предположить, что построенные распределения вязкости достаточно полно отражают влияние частичного плавления на параметр. Для скоростных моделей это влияние довольно хорошо изучено, его учет позволяет согласовать «сейсмологические» распределения V_p с полученными по тепловым моделям в рамках погрешностей [27].

Была предпринята попытка использовать, кроме приведенных в таблице, и значения скоростей Р-волн, определенные по тепловым моделям для всей верхней мантии под условным регионом, предшествующим геосинклинальной активизации. Однако при таком подходе из рассмотрения выпадает независимо изученная скоростная модель верхней мантии региона, кроме того, полученные величины ΔV_p оказались в узком диапазоне, их сопоставление с $\Delta \lg \eta$ заметно не добавляет информации к представленным на рис. 5 данным.

Очевидно, что значения вязкости по конкретным скоростным разрезам верхней мантии необходимо определять отдельно для скоростей выше и ниже платформенных. Соответствующие линейные зависимости в изученном диапазоне параметров выглядят так: $\Delta \lg \eta = 1 + 2,5 \Delta V_p$ при $\Delta V_p > 0$ и $\Delta \lg \eta = 1 - 14,2 \Delta V_p$ при $\Delta V_p < 0$. Отраженные гистограммой (рис. 5) отклонения значений $\Delta \lg \eta$ от осредняющей линии составляют в среднем 0,9, т.е. вязкость определяется с ошибкой примерно в 8 раз. Гистограмма резко не отличается от отвечающей нормальному распределению. Величина разброса выглядит вполне естественно, поскольку различие между значениями скорости продольных сейсмических волн по экспериментальным и расчетным (по температуре мантии) данным — около 0,11 км/с. В случае равенства ошибок каждого из методов они составляют около 0,07–0,08 км/с, что эквивалентно разбросу значений $\Delta \lg \eta$ около $0,6 \pm 0,6$ только из-за неточности ΔV_p . Судя по приведенным выше данным, сопоставимая погрешность может быть вызвана ошибками в базовой вязкостной модели. Прежде всего это касается неопределенности в оценке влияния на вязкость частичного плавления мантийных пород.

Проведенное обобщение фиксирует достигнутую стадию изучения проблемы и естественно предполагает последующее пополнение базы данных и пере-

смотреть результатов. Можно надеяться, что удастся сократить погрешность определения вязкости мантийного вещества, используя предлагаемый вид связи ее со скоростью продольных сейсмических волн.

Заключение

Проделанная работа позволила на основании литературных материалов и собственных данных автора сформулировать представление о распределении вязкости в тектоносфере континентов и океанов, которое учитывает реальные значения дифференциальных напряжений и скоростей деформации, влияние на этот параметр температуры и давления, появления расплава и др. Далеко не все факторы могут быть оценены с должной достоверностью, но в целом можно констатировать, что эффективная вязкость пород верхней мантии заметно ниже, чем это принято во многих современных работах, моделирующих тепло-массоперенос. Соответственно скорость движения неустойчивых объектов оказывается на порядки выше, она практически несовместима с представлением о замкнутой тепловой конвекции, в процессе которой перемещающийся материал существенно охлаждается в горизонтальной части течения.

Предложена схема оценки вязкости пород мантии по скоростному разрезу. Она пока еще несовершенна, действует со значительными ошибками, подразумевает разные виды связи параметров для диапазонов скоростей, ниже и выше характерных для мантии неактивизированной платформы. Но автору представляется, что накопление соответствующего материала может привести к ее значительному уточнению в будущем.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гордиенко В.В. Тепловые аномалии геосинклиналей. Киев: Наук. думка. 1975. 142 с.
2. Гордиенко В.В. Глубинные процессы в тектоносфере Земли. Киев: ИГФ НАНУ. 1998. 85 с.
3. Гордиенко В.В. Процессы в тектоносфере Земли. (Адвекционно-полиморфная гипотеза). Saarbrücken: LAP. 2012. 264 с.
4. Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В. и др. Украинский щит (геофизика, глубинные процессы). Киев: Корвін пресс. 2005. 210 с.
5. Гордиенко В.В., Усенко О.В. О геолого-геофизических критериях глубин магматических очагов в верхней мантии. *Геофиз. журнал*. 2007. 4. С. 31–38.
6. Добрецов Н.Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука. 1980. 199 с.
7. Коваленко В.И., Наумов В.Б., Гирнис А.В. и др. Оценка средних содержаний H_2O , Cl, F, S в деплетированной мантии на основе составов расплавленных включений и закалочных стекол срединно-океанических хребтов. *Геохимия*. 2006. 3. С. 243–266.
8. Персиков Э.С. Вязкость магматических расплавов. М.: Наука. 1984. 160 с.
9. Перчук Л.Л. Геотермобарометрия и перемещение кристаллических пород в коре и верхней мантии Земли. *Соросовский образовательный журнал*. 1997. 7. С. 64–72.
10. Полухин П.И. Физические основы пластической деформации. М.: Наука. 1982. 584 с.
11. Тёркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. Геологические приложения физики сплошных сред. М.: Мир. 1985. 2. 730 с.
12. Трубицин В.П., Рыков В.В., Трубицин А.П. Конвекция и распределение вязкости в мантии. *Физика Земли*. 1997. 3. С. 3–10.
13. Юханян А.К., Геншафт Ю.С. Экспериментальное изучение плавления ксенолитов из лав Гегамского нагорья в условиях базальтового слоя земной коры. *Изв. АН АрмССР*. 1985. 1. С. 39–44.
14. Яновская Т.Б. Основы сейсмологии. СПб.: ВВМ. 2006. 288 с.
15. Ashby M., Verall R. Micromechanisms of flow and fracture and their relevance to the rheology of the upper mantle. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* 1977. 288A. P. 59–95.

15. Barnhoorn A., van der Wal W., Drury M. Upper mantle viscosity and lithospheric thickness under Iceland. *Journal of Geodynamics*. 2011. **52**. 3–4, P. 260–270.
16. Barnhoorn A., van der Wal W., Vermeersen B., Drury M. Lateral, radial and temporal variations in upper mantle viscosity and rheology under Scandinavia. *Geochemistry, geophysics, geosystems*. 2011. **12**. 1. P. 1–19.
17. Вьргманн R., Dresen G. Rheology of the Lower Crust and Upper Mantle: Evidence from Rock Mechanics, Geodesy and Field Observations. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2008. **36**. P. 531–567.
18. Chen S., Hiraga T., Kohlstedt D. Water weakening of clinopyroxene in the dislocation creep regime. *Geophys. Res.* 2006. **111**: B08203. URL: <http://dx.doi.org/10.1029/2005JB003885>.
19. Chen, X., Lin, C., Shi, L. Rheology of the lower crust beneath the northern part of North China: Inferences from lower crustal xenoliths from Hannuoba basalts, Hebei Province, China. *Science in China Series D: Earth Sciences*. 2007. **50**, **8**. P. 1128–1141.
20. Dimanov A, Dresen G. Rheology of synthetic anorthite-diopside aggregates: implications for ductile shear zones. *J. Geophys. Res.* 2005. **110**. B07203. URL: [doi:10.1029/2004JB003431](http://dx.doi.org/10.1029/2004JB003431)
21. Dimanov A, Wirth R, Dresen G. The effect of melt distribution on the rheology of plagioclase rocks. *Tectonophysics*. 2000. **328**. P. 307–327.
22. Encyclopedia of Geology. Ed. Selley R., Cocks L., Plimer I. *Elsevier Academic Press*. I–V. 2005.
23. Freed A, Вьргманн R., Calais E. et al. Stress-dependent power-law flow in the upper mantle following the 2002 Denali, Alaska, earthquake. *Earth Planet. Sci. Lett.* 2006. **252**. P.481–489.
24. Freed A., Вьргманн R., Calais E., et al. Implications of deformation following the 2002 Denali, Alaska, earthquake for postseismic relaxation processes and lithospheric rheology. *J. Geophys. Res.* 2006. **111**: B08203. URL: <http://dx.doi.org/10.1029/2005JB003885>.
25. Gerya T.V. Introduction to Numerical Geodynamic Modelling. *Cambridge University Press*. 2010. 345 p.
26. Gerya T.V., Yuen D.A. Robust Characteristics Method for Modeling Multiphase Visco-Elasto-Plastic Thermo-Mechanical Problems. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2007. **163**. P. 83–105.
27. Gordienko L., Gordienko V. P-wave velocities in the upper mantle beneath oceans. *NCGT Newletters*. 2016. **3**. P. 389–405.
28. Hack A., Thompson A. Density and Viscosity of Hydrous Magmas and Related Fluids and their Role in Subduction Zone Processes. *Journal of Petrology*. 2011. **52**. №7&8. P.1333–1362
29. Hirth G, Kohlstedt D. Rheology of the upper mantle and the mantle wedge: view from the experimentalists. Inside the Subduction Factory, Geophys. Monogr. 138. Washington, DC: Am.Geophys. Soc. 2003. P. 83–105.
30. Husson D., Edwards P., Johnson S. et al. Crustal structure of the Peru-Chili trench: 80–120S Latitude. *The geophysics of Pacific Ocean basin and its margin*. 1976. **19**. P. 71–85.
31. Kenner S., Segall P. Lower crustal structure in northern California: implications from strain-rate variations following the 1906 San Francisco earthquake. *J. Geophys. Res.* 2003. **108**. P. 2011–2023.
32. Levin V., Kim W., Menke W. Seismic velocities in shallow crust of western New England and northern New York. *Bull. Seis. Soc. Of Am.* 1996. **85**, 1. P. 207–219.
33. Parsons T. The Basin and Range Province In Continental Rifts: Evolution, Structure and Tectonics. Olsen, K., ed., Amsterdam, Elsevier. 1995. P. 277–324.
34. Peltonen P., Kinnunen K., Huhma H. Petrology of two diamondiferous eclogite xenoliths from the Laqhtojoki kimberlite pipe, eastern Finland. *Lithos*. 2002. **63**. №3–4. P. 151–164.
35. Sacek V., Ussami N. Upper mantle viscosity and dynamic subsidence of curved continental margins. *Nature Communications*. 2013. № 4. Article number: 2036.
36. Schmeling H. Partial melting and melt segregation in a convecting mantle. in: Physics and Chemistry of Partially Molten Rocks. *Kluwer Academic Publisher*. Dordrecht, 2000, P. 1–25.
37. Scoppola B., Boccaletti D., Bevis M. et al. The Westward Drift of the Lithosphere: A rotational drag. *Geological Society of America Bulletin*. January/February. 2006. P. 199–209.
38. Sobolev, S., Zeyen, H., Stoll, G. et al. Upper mantle temperatures from teleseismic tomography of French Massif Central. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1996. № 139. P. 147–163.
39. Syono Y., Manghnani M. Rheological Structure of a Subduction Zone: Application of High P-T Viscous and Anelastic Properties of Mantle Rocks. Tokyo. TERRAPUB. 1992. DOI: 10.1029/GM067p 0263.

40. Tackley P., Ammann M., Brodholt J. et al. Mantle Dynamics in Super-Earths: Post-Perovskite Rheology and Self-Regulation of Viscosity. *EGU General Assembly 2012 Geophysical Research Abstracts*. **14**. EGU2012-6579. 2012.
41. Twiss R. Theory and applicability, of a recrystallized grain size paleopiezometer. *Pure Appl. Geophys.* 1977. **115**. P. 227–244.
42. Van der Wal D., Chopra P., Drury M. et al. Relationships between dynamically recrystallized grain size and deformation conditions in experimentally deformed olivine rocks. *Geophys. Res. Lett.* 1993. **20**. P. 1479–1482.
43. Wang K. Elastic and viscoelastic models of crustal deformation in subduction earthquake cycles. *The Seismogenic Zone of Subduction Thrust Faults*. New York: Columbia Univ. Press. 2007. P. 540–575.
44. Watson S., McKenzie D. Melt Generation by Plumes: A Study of Hawaiian Volcanism. *Journal of Petrology*. 1990. **32**. №3. P. 501–537.

Статья поступила 26.10.2016

В.В. Гордієнко

ПРО В'ЯЗКІСТЬ РЕЧОВИНИ ТЕКТОНОСФЕРИ КОНТИНЕНТІВ І ОКЕАНІВ

Мета. Перевірити кореляцію параметрів для твердих і частково розплавлених порід тектоносфери Землі.

Методика. Моделювання розподілу в'язкості по глибині для регіонів з основними типами ендегенних режимів континентів і океанів.

Результати. Сформульовано уявлення про розподіл в'язкості в тектоносфері континентів і океанів, яке враховує реальні значення диференціальних напруг і швидкостей деформації, вплив на цей параметр температури і тиску, появи розплаву тощо.

Наукова новизна. Запропоновано схему оцінки в'язкості порід мантії зі швидкісного розрізу

Практична значимість. Автор вважає, що розвинений в даній роботі підхід і накопичення відповідного матеріалу можуть привести до значного уточнення у визначенні в'язкості речовини тектоносфери.

Ключові слова: динамічна в'язкість, верхня мантія, швидкісні моделі.

V.V. Gordienko

ABOUT VISCOSITY TECTONOSPHERE SUBSTANCES OF CONTINENTS AND OCEANS

Purpose. Check correlation parameters for solid and partially molten rocks of the Earth's tectonosphere.

Methods. Simulation of the depth distribution of viscosity for regions with the main types of endogenous regimes of continents and oceans.

Findings. The concept of the viscosity distribution in the tectonosphere of continents and oceans is formulated, which takes into account the real values of the differential stresses and strain rates, the influence of temperature and pressure on this parameter, the appearance of a melt.

Originality. A scheme is proposed for estimating the viscosity of rocks of the mantle along the velocity section.

Practical implications. The author believes that the approach developed in this paper and the accumulation of the corresponding material can lead to a significant refinement in the determination of the viscosity of the tectonosphere substance.

Key words: dynamic viscosity, upper mantle, velocity models.