

Изучение особенностей напряжённого состояния коры в области внедрения крупных интрузий методом численного моделирования

Мягков Д. С.

Институт физики Земли имени О. Ю. Шмидта РАН (ИФЗ РАН), Москва, dsm@ifz.ru

Аннотация. В работе рассматривается вопрос об особенностях напряжённо-деформированного состояния Земной коры в области внедрения крупной интрузии. Исследование ведётся методом численного моделирования. Представлена модель интрузии с геометрией типа дайки в плане, протяжённость интрузии составляет 20 км, литостатическое напряжённое состояние задано для глубины 5 км. При формировании интрузии образуются области горизонтального сжатия вдоль боковых поверхностей дайки и области растяжения близ концевых участков. Показана амплитуда аномалий в давлениях и касательных напряжениях и распределение геодинамических типов напряжённого состояния на различных стадиях развития интрузии.

Ключевые слова: Магматизм, геодинамика, математическое моделирование, дайка, тектонофизика.

The crust stress state features study in the area of introduction of large intrusions by the numerical modeling method

Myagkov D. S.

Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Moscow, dsm@ifz.ru

Abstract. The article considers the issue of the peculiarities of the stress-strain state of the Earth's crust in the area of the introduction of a large intrusion. The study is conducted using numerical modeling. A model of an intrusion with a dyke-type geometry in plan is presented, the length of the intrusion is 20 km, the lithostatic stress state is specified for a depth of 5 km. During the formation of the intrusion, areas of horizontal compression are formed along the lateral surfaces of the dyke and areas of extension near the end sections. The amplitude of anomalies in pressures and tangential stresses and the distribution of geodynamic types of stress state at different stages of intrusion development are shown.

Key words: Magmatism, geodynamics, mathematical modeling, dike, tectonophysics.

Введение

Важнейшей задачей тектонофизики является выявление геодинамических процессов, ответственных за формирование надлитостатических напряжений Земной коры. Важнейшим геодинамическим фактором является тектонический, именно со сменой тектонических режимов связывается возможность активизации или затухания магматических процессов. Однако формирование крупных интрузивных тел приводит к нагрузке на вмещающие породы и само по себе способно сгенерировать напряжения, по уровню сопоставимые с тектоническими. В данном исследовании изучается этот процесс методом прямого численного моделирования. Актуальность изучения нагружения Земной коры интрузивными телами объясняется существованием нерешённых в тектонофизике проблем. Первая связана с тем, что современные тектонофизические реконструкции и сейсмологические данные (о сброшенных напряжениях (Allmann, Shearer, 2009)) показывают превышение на порядок уровня аномальных напряжений в коре эпиплатформенных орогенов (50–100 бар) над напряжениями в зонах субдукции (10–50 бар). Эта закономерность не может быть объяснена тектоническим нагружением удалённых от субдукционных зон областей, следовательно существует иной фактор нагружения, которым может быть магматический. Также существует проблема наличия аномальных напряжений горизонтального сжатия в континентальной коре (Ребецкий и др., 2017). Эти напряжения могут быть связаны с проникновением крупных интрузий, так как при формировании линейно-вытянутых магматических поясов вдоль вертикальной поверхности крупных интрузий необходимо возникнет дополнительное горизонтальное сжатие. С учётом выявленной взаимосвязи магматизма и сейсмичности (Ребецкий, Стефанов, 2022), моделирование воз-

никновения индуцированных магматизмом напряжений направлено также на приложение к проблемам тектонофизики субдукционных зон.

В данном исследовании рассматривается модель крупной одиночной интрузии с геометрией типа дайки (интрузия по магмопроводящему разлому). Целью исследования является изучение уровня аномальных напряжений в области формирования интрузивного тела, в первую очередь – дополнительного горизонтального сжатия, создаваемого боковыми поверхностями дайки. В отличие от моделей, где задача решается в упругой постановке (Gudmundsson, 2006; Massaferrì et al., 2010), текущая модель строится в упруго-пластической, что позволяет корректно описывать напряжённо-деформированное состояния в дальней зоне влияния интрузии (Мягков, 2024).

Методика моделирования и постановка задачи

Для построения численной модели применяется методика Ю. П. Стефанова (2025), которая является адаптированной для геомеханических расчётов методикой Уилкинса (Wilkins, 1972). Модель строится с применением явной конечно-разностной схемы в упруго-пластической постановке. Закон пластичности задаётся по модели Друккера-Прагера-Николаевского (неассоциированный закон пластического течения). Важной особенностью модели является наличие пластической дилатансии. Подробно уравнения методики, а также алгоритм создания модели представлен в (Ребецкий и др., 2018).

Задача считается в двумерной постановке, модель строится в плане. При этом тип напряжённого состояния – плоская деформация. Это позволяет задать нормальное вертикальное напряжение в качестве начального условия и, далее пересчитывать его при дилатансионных деформациях. Таким образом, в качестве начальных условий (НУ) можно задать все 3 главных напряжения $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$. В представленных ниже отчётах принималась глубина 5 км. Давление магмы в дайке задавалось из расчёта глубины первичного очага – 40 км. Ниже приведена сводная таблица параметров модели и НУ (табл. 1).

Таблица 1. Начальные условия и параметры модели
Table 1. Initial conditions and model parameters

Параметры вмещающих пород					
ρ , г/см ³	v_p , км/с	v	Y , КБар	α	V_{dil}
2.67	6.7	0.25	0.1	0.05	0.15
Начальные условия и параметры магмы					
σ_h , МПа	σ_H , МПа	σ_v , МПа	p_m , МПа	ρ_m , г/см ³	
-123	-123	-135	147	2.65	

Начальные напряжения подобраны для усреднённой континентальной коры и глубины 5 км. Уровень литостатического давления равен 127 МПа, нормальные горизонтальные напряжения составляют 123 МПа – 0.91 % от вертикальных (135 МПа), что соответствует допущению о том, что среда находится в закритическом состоянии (за счёт псевдопластичности). Давление магмы равно 147 МПа, $p_m = 1.16 p_l$, где p_l – литостатическое давление. Флюид фактор непосредственно в модель не вводится, но коэффициент угла внутреннего трения α эффективно занижен до значения 0.05 для учёта влияния флюида. Модель состоит из 62500 ячеек, в начальном состоянии ячейки имеют квадратную форму размером 200 × 200 м. Интрузия задаётся в центре модели (рис. 1) размером 20 × 0.4 км. Отметим, что модель описывает именно крупные интрузии по магмопроводящим разломам (в т. ч. транскоровым), но особенности напряжённо-деформированного состояния могут быть перенесены и на обычную дайку с учётом масштабирования аномальных напряжений. Нагружение модели состоит из 2 процессов – плавления пород дайки (сопровождающимся занулением девиаторных напряжений) и повышением давления в относящихся к интрузии ячейках до уровня давления магмы. При внедрении интрузии возникает дополнительная нагрузка по контуру интрузии –

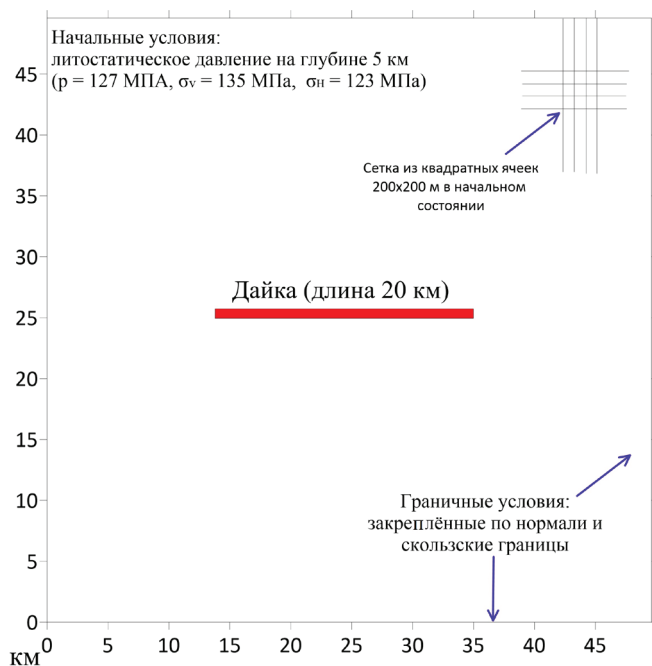


Рис. 1. Общая схема модели
Fig. 1. General model scheme

преимущественно вдоль боковых областей. Повышение уровня давления идёт до уровня $p_d(z) = p_{оч} - \rho_m g(h-z)$, где p_m – давление магмы в интрузии, $p_{оч}$ – в очаге, а ρ_m – плотность магмы, что соответствует условию сообщения интрузии с первичным очагом на границе Мохо.

Результаты моделирования

Результаты моделирования представлены на рис. 2–5. На рис. 2–4 представлены стадии нагружения модели, на которых давление в дайке вырастает от литостатического до максимального (давления магмы на 5 км), однако эти стадии можно рассматривать в качестве финального нагружения для моделей с пропорционально меньшим давлением магмы. Именно: стадии 1–6 соответствуют уровню в 17, 37, 59, 79, 92, 100 % аномального (относительно литостатики) давления магмы соответственно. Отметим, что на-

гружение на рис. 2.2 можно рассматривать как конечный результат для модели с давлением магмы в дайке 134.5 МПа. Поэтому далее опишем стадии 6, а предыдущие стадии по времени рассмотрим как вариации по амплитуде давления магмы.

На рис. 2 показано распределение давления (в виде первого инварианта тензора напряжений, соответствующего давлению с противоположным знаком) после нагрузки. Зелёным цветом выделен уровень в 127 МПа, соответствующий начальному литостатическому давлению. Большая часть модели, после внедрения дайки, перешла в состояние с повешенным давлением, при уровне в 147 МПа (рис. 2.6) в интрузии, в области близ боковой поверхности на удалении от неё до 5 км сформировалась особенно нагруженная область с давлениями свыше 140 МПа (на 13 МПа выше p_l). В целом же вплоть до границ модели перпендикулярными дайке и проходящими через её концы линиями выделяется область с существенно повышенными давлениями (от 133 МПа, на 5 МПа выше p_l). В самых отдалённых от интрузии точках давление равно 130 МПа, т. е. интегрально давление в модели возросло. Отметим, что для бесконечно протяжённой дайки и для изометричной интрузии это было бы также, т. е. существует экстремум по длине интрузии, при котором влияние снижения давления на концевых участках относительно общего роста максимально. В текущей модели минимум давления близ концов дайки составляет 97 МПа (меньше p_l на 30 МПа). Область, где произошло непосредственное снижение давления, сравнительно мала и занимает эллипс с большим диаметром 8 км, «нанизанным» на концевую точку интрузии. Амплитуда понижения давления быстро падает при удалении от концевой точки и на 3 км от неё составляет 4 МПа. Можно отметить, что величина данной области растёт с увеличением давления дайки слабо, и, начиная со стадии 2, достаточно стабильна.

Далее рассмотрим касательные напряжения. на рис. 3 представлено распределение максимального касательного напряжения (τ_{max}) в модели. Начальный уровень $\tau_{max} = 5$ МПа. Боковая поверхность дайки создаёт дополнительное нормальное напряжение в перпендикулярном (вертикальном в плоскости рис. 3) направлении, однако, за счёт пластичности, разница между ним и нормальным горизонтальным напряжением в направлении вдоль дайки будет определяться не коэффициентом Пуассона, а значительно ниже, их отношение составляет порядка 91 % при текущих параметрах (табл. 1), поэтому вдоль дайки не обязательно формируется повышение уровня τ_{max} , в данном случае уровень даже несколько (на 0.2 МПа) снизился, так как дополнительные нормальные напряжения

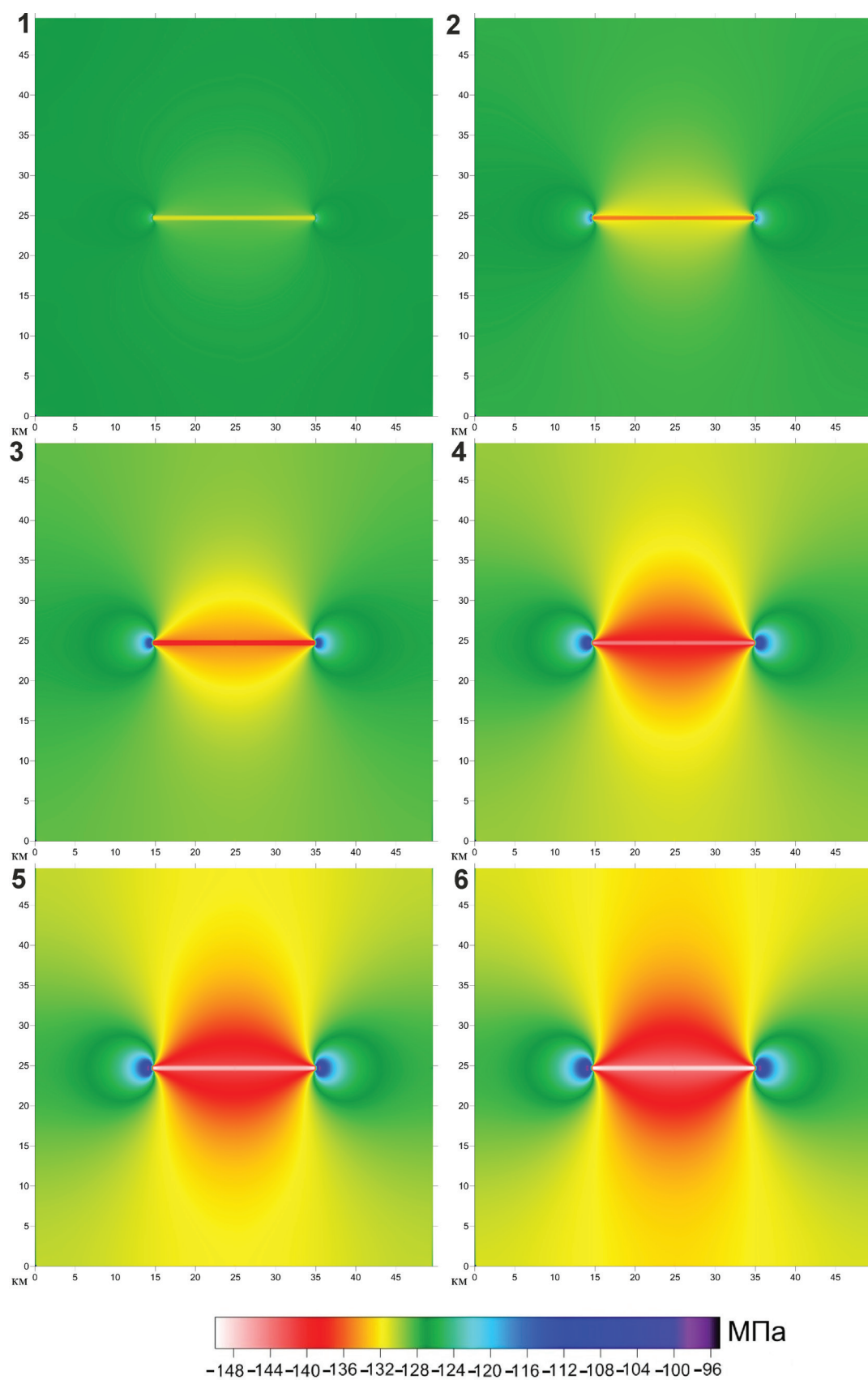


Рис. 2. Поле первого инварианта тензора напряжений в модели. Стадии 1–6 соответствуют этапам нагрузки 17, 37, 59, 79, 92, 100 %.

Fig. 2. First invariant of the stress tensor field in the model. Stages 1–6 correspond to load stages 17, 37, 59, 79, 92, 100 %.

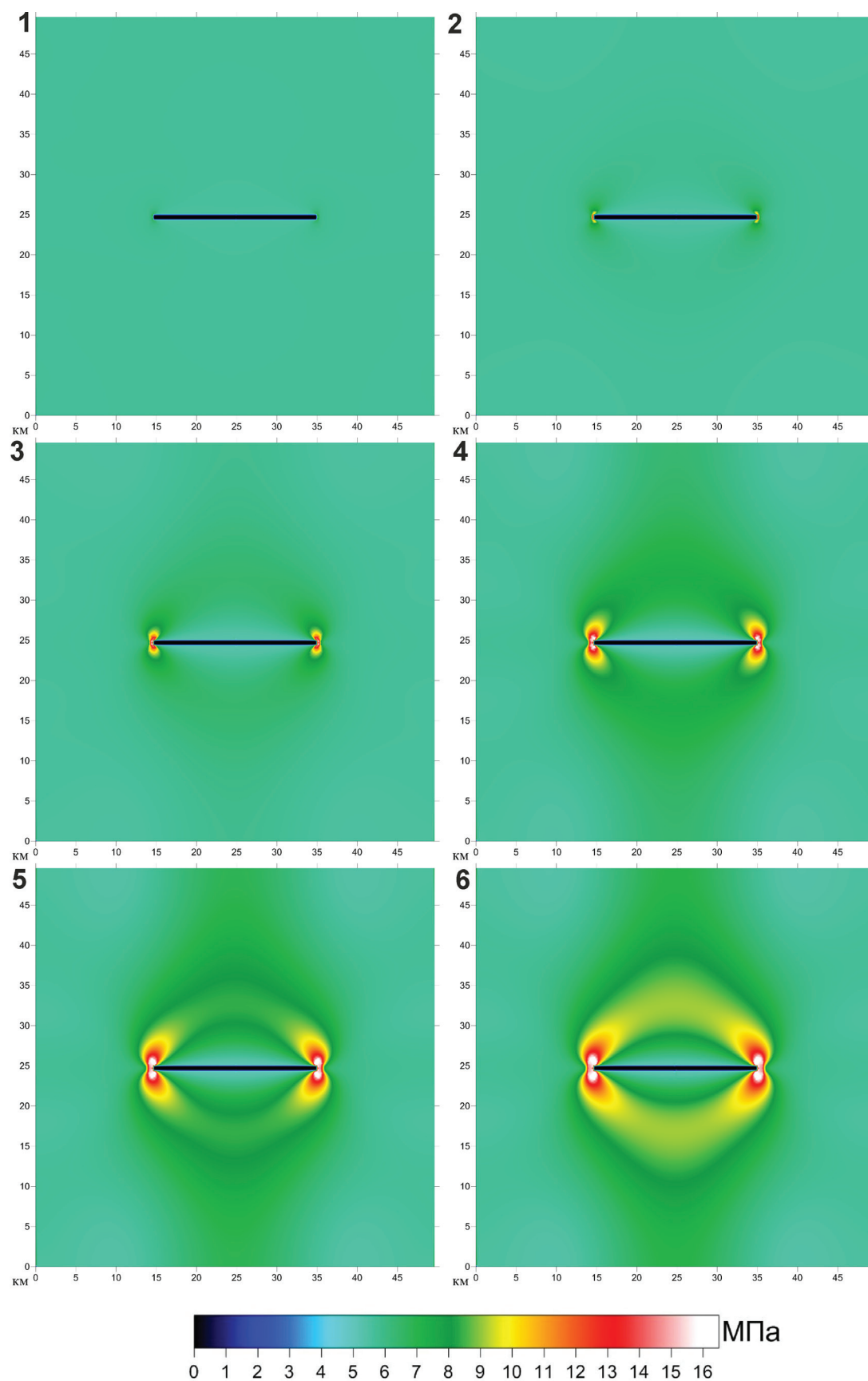


Рис. 3. Поле максимального касательного напряжения модели. Стадии 1–6 соответствуют этапам нагрузки 17, 37, 59, 79, 92, 100 %

Fig. 3. Maximum shear stress field in the model. Stages 1–6 correspond to load stages 17, 37, 59, 79, 92, 100 %

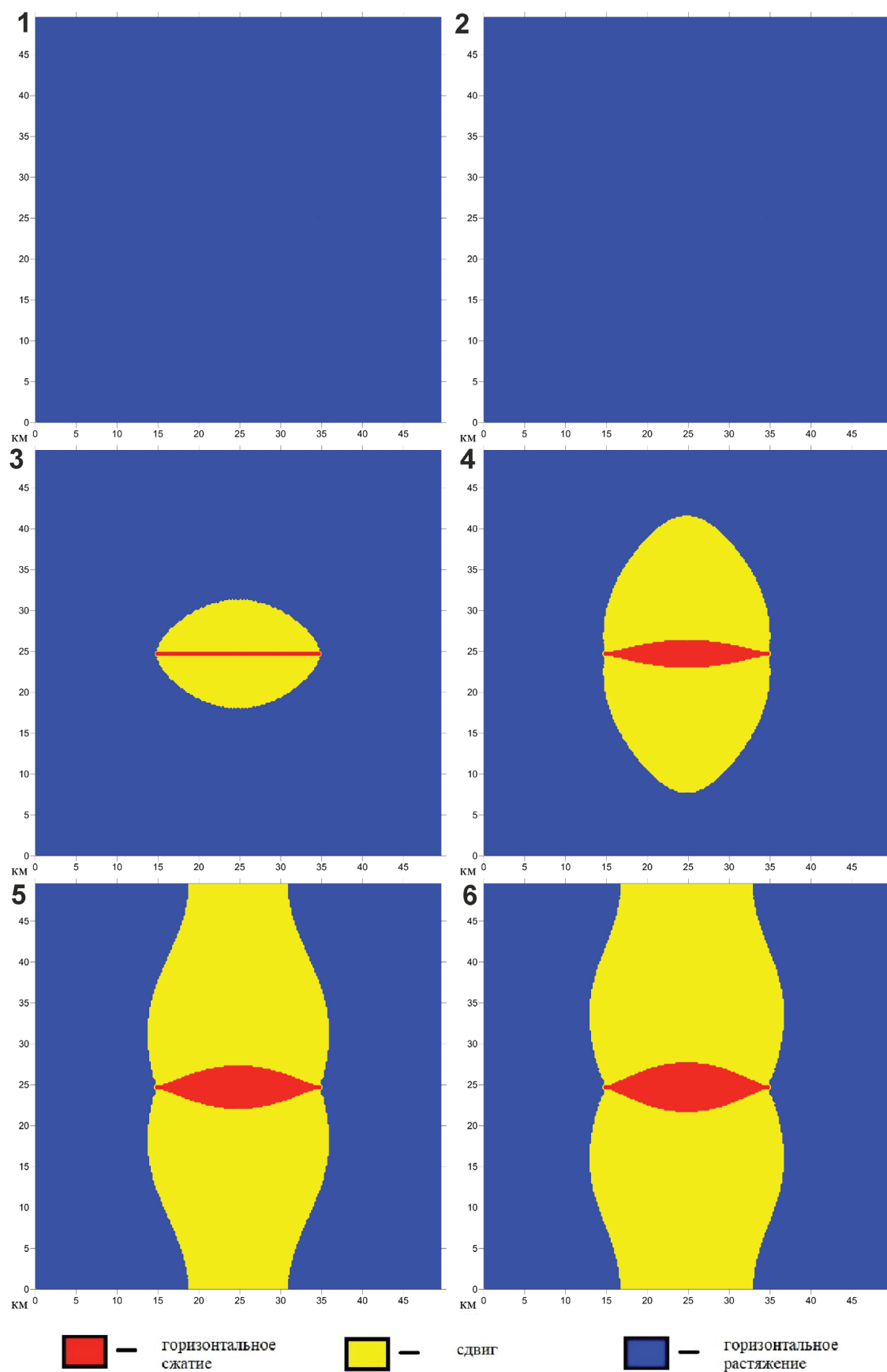


Рис. 4. Распределение геодинамических типов напряжённого состояния в модели. Стадии 1–6 соответствуют этапам нагрузки 17, 37, 59, 79, 92, 100 %

Fig. 4. Geodynamic types of model stress state. Stages 1–6 correspond to load stages 17, 37, 59, 79, 92, 100 %

не превысили σ_v на большую величину, чем σ_v , в свою очередь, превышала σ_h . Однако, при большем уровне давления в дайке, это произошло бы. Основной максимум касательных напряжений формируется в концевых участках дайки (см. рис. 3.6). Уровень аномальных $\tau_{\max} = 11$ МПа, общий – 16 МПа. Область повышенных $\tau_{\max}$ простирается от концов дайки в перпендикулярном ей направлении на 5 км, после чего 2 концевые аномалии сливаются в одну, что показывает взаимодействие концевых аномалий дайки (при длине значительно более 20 км этот эффект не наблюдался бы). В направлении вдоль дайки аномалия быстро затухает на расстоянии 1–2 км.

Особый интерес вызывает распределение геодинамического типа напряжённого состояния (рис. 4). При уровне напряжений, соответствующему стадиям 1–2 модель ни в одной точке не переходит из гравитационного состояния вертикального сжатия в иное. Начиная со стадии 3 (рис. 4.3), вокруг дайки формируется область горизонтального сдвига (так как σ_h всё ещё меньше σ_v). На последней стадии (рис. 4.6) вдоль боковых поверхностей формируется зона горизонтального сжатия диаметром около 10 км. Далее, вплоть до границ модели, среда находится в напряжённом состоянии с геодинамическим типом горизонтальный сдвиг. Часть среды на удалении от дайки, где давление возросло, осталась в состоянии вертикального сжатия (горизонтального растяжения), по причине описанной выше. При этом близ концов дайки формируется горизонтальное растяжение, которое не заметно на общем фоне (также растяжения), однако если бы дайка развивалась в начальном сдвиговом поле напряжений, в этой области горизонтальное растяжение возникло бы как аномалия. Конкретное соотношение вышеописанных зон изменится при увеличении давления магмы – тогда зона сжатия, относительно зоны сдвига, расширится. При уменьшении длины интрузии уменьшится размер зоны сдвига. На рис. 5 представлены результаты для аналогичной модели, но с длиной интрузии 10 км (рис. 5 а) и 5 км (рис. 5 б). Получено, что с уменьшением длины дайки, ширина зоны горизонтального сдвига резко падает, причём уменьшается её удельная ширина (относительно длины дайки). При уменьшении длины до равной по порядку ширине дайки величины, мы получим поле напряжений для интрузии типа «магмоподводящий канал» или шток, которая будет создавать вложенные друг в друга шаровые зоны сдвига и горизонтального сжатия.

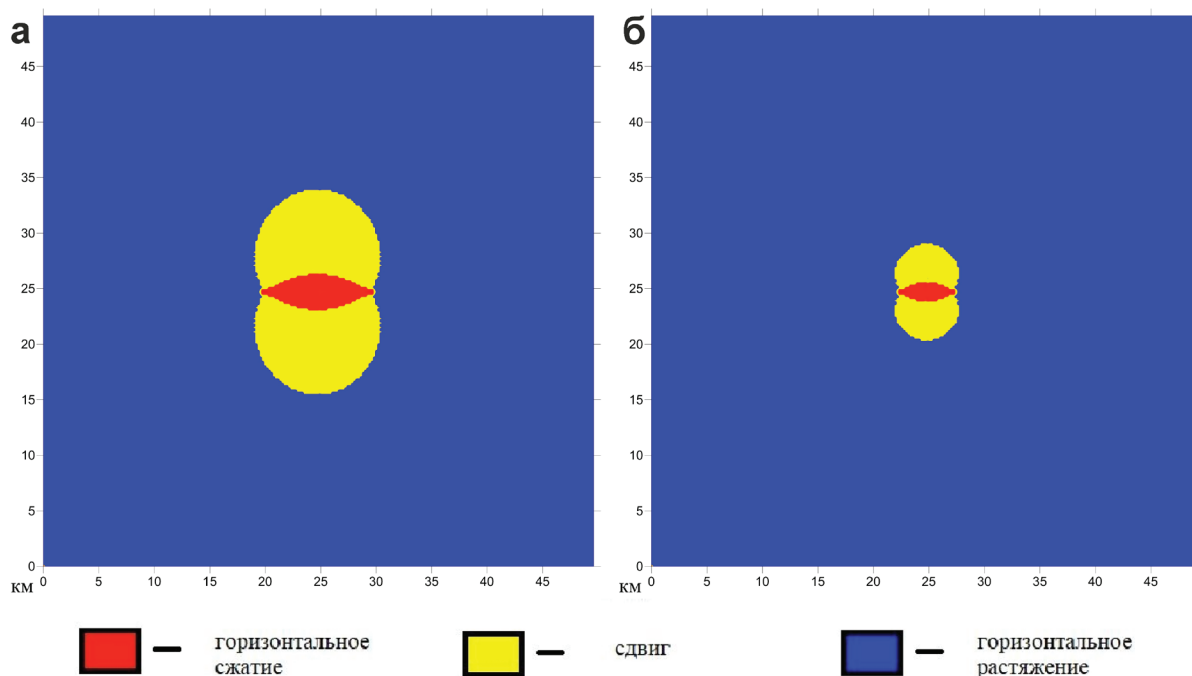


Рис. 5. Распределение геодинамических типов напряжённого состояния в моделях с различной длиной интрузии. В Модели а задана дайка длиной 10 км, в модели б – 5 км

Fig. 5. Distribution of geodynamic types of model stress state s with different intrusion lengths. Model a specifies a dyke 10 km long, model б specifies a dyke 5 km long

Наконец, рассмотрим ориентацию оси максимального горизонтального сжатия (в зонах сжатия и сдвига, см. рис. 4.6, это будет ось максимального сжатия σ_3 , а в зоне растяжения – промежуточная ось σ_2). Распределение σ_H дано на рис. 6 поверх поля давления. Необходимо сразу заметить, что, за исключением зон растяжения близ концов дайки, величина σ_H не намного меньше по модулю σ_H , из-за чего поворот оси σ_H может вызвать сравнительно малое возмущение. Как и следовало ожидать, в перпендикулярном стенке дайки направлении оси σ_H также перпендикулярны дайке, вплоть до границы модели. При обобщённом описании можно сказать, что вокруг зон растяжения оси σ_H образуют замкнутые концентрические фигуры. При детальном описании, в секторе 30–45° относительно конца дайки оси испытывают поворот вплоть до параллельной дайке ориентации, затем снова разворачиваются, описывая дугу окружности вокруг окончания дайки, вплоть до линии, на которой лежит интрузия, дальше ситуация развивается симметрично.

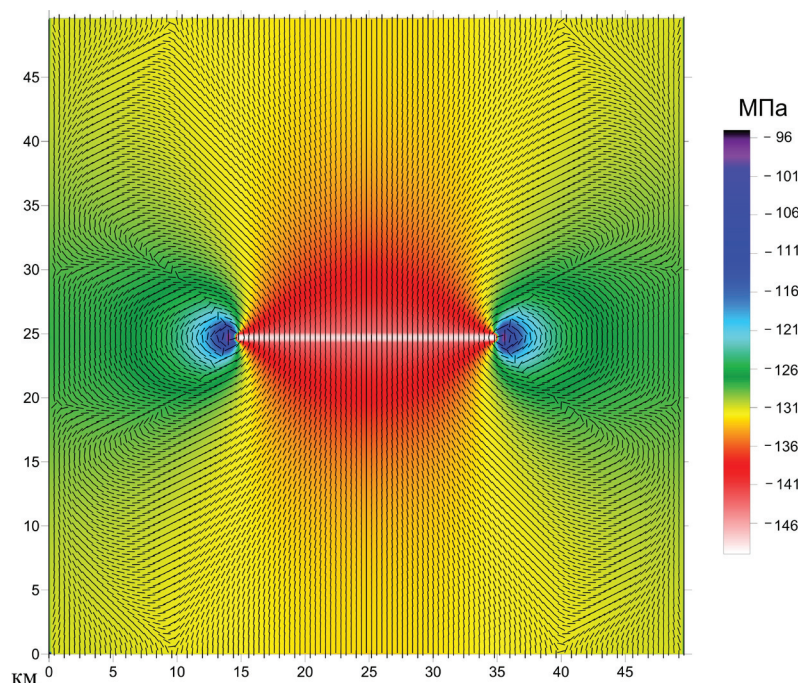


Рис. 6. Распределение ориентации осей максимального горизонтального сжатия в модели, нанесённое поверх поля первого инварианта тензора напряжений

Fig. 6. Maximum horizontal compression axes orientation distribution in the model, plotted over the first invariant of the stress tensor field

Выводы

В работе представлена структура напряжённо-деформированного состояния Земной коры в области внедрения интрузии по магмоподводящему разлому, механизм нагружения определяется тем, что магматический расплав оказывает давление на вмещающие породы. Результаты моделирования показали, что даже единичная интрузия длиной в первые десятки км способна перестроить напряжённое состояние коры на большом от неё удалении. При этом напряжённое состояние в области нагружения может иметь геодинамический тип как горизонтальное сжатие, так и горизонтальный сдвиг и растяжения, в зависимости от удаления и ориентации интрузии. Зоны нагрузки чередуются с зонами разгрузки, последние приурочены к концевым участкам дайки. Величины аномальных напряжений рассчитаны на глубине 5 км, при уровне литостатического давления порядка 130 МПа, аномалии нормальных напряжений после внедрения интрузии составили 30 МПа, что сопоставимо с уровнем тектонических напряжений. Таким образом, магматический фактор формирования надлитостатических напряжений должен рассматриваться в качестве одного из основных наряду с тектоническим при создании геодинамических региональных моделей.

Благодарности

Исследование выполнено в рамках госзадания ИФЗ РАН.

Литература

1. Мягков Д. С. Особенности затухания поля напряжений в находящейся в закритическом состоянии среде на примерах различных геодинамических моделей // Материалы II Всероссийской научной конференции «Геотектоника и геодинамика сейсмоактивных районов», посвященной 300-летию Российской академии наук. Москва, ИФЗ РАН. 22–24 октября 2024 г. М. Изд-во: ИФЗ РАН, 2024 а. С. 247–250.
2. Ребецкий Ю. Л., Стефанов Ю. П. О механизме взаимодействия сильных землетрясений и вулканизма в зонах субдукции // Вестник Камчатской региональной ассоциации «Учебно-научный центр». Серия: Науки о Земле. 2022. Т. 4, № 56. С. 41–58.
3. Ребецкий Ю. Л., Сим Л. А., Козырев А. А. О возможном механизме генерации избыточного горизонтального сжатия рудных узлов Кольского полуострова (Хибины Ловозеро, Ковдор) // Геология рудных месторождений. 2017. Т. 59, № 4. С. 263–280.
4. Ребецкий Ю. Л., Погорелов В. В., Мягков Д. С., Ермаков В. А. О генезисе напряжений в коре островной дуги по результатам численного моделирования // Вестник КРАУНЦ. 2018. № 3. С. 54–73.
5. Стефанов Ю. П. Некоторые особенности численного моделирования поведения упруго-хрупко-пластичных материалов // Физ. мезомех. 2005. Т. 8, № 3. С. 129–142.
6. Allmann B. P., Shearer P. M. Global variations of stress drop for moderate to large earthquakes // Journal of Geophysical Research. 2009. V. 114. B 01310. doi:10.1029/2008JB005821.
7. Gudmundsson A. How local stresses control magma-chamber ruptures, dyke injections, and eruptions in composite volcanoes // Earth-Science Reviews. 2006. V. 79, No. 1–2. P. 1–31. doi:10.1016/j.earscirev.2006.06.00.
8. Maccaferri F., Bonafede M., Rivalta E. A numerical model of dyke propagation in layered elastic media // Geophysical Journal International, 2010. V. 180. P. 1107–1123.
9. Wilkins M. L. Computer Simulation of Fracture // Lawrence Livermore Laboratory, Rept. UCRL-75246. 1972.