ISSN 0016-853X

Академия наук СССР

IMOTHICALINA

3

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА-1983

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГЕОТЕКТОНИКА

журнал основан в 1965 году

выходит 6 РАЗ В ГОД

май — июнь

MOCKBA

№ 3, **1983**

СОДЕРЖАНИЕ

Кучай В. К. Трансформация тектонических движений.	3
(учай В. К. Трансформация тектонических дылисиии	15
Буш В. А. Системы трансконтинентальных линеаментов Евразии	
Марков Г. А. О происхождении и закономерностях проявления напряжений гори- зонтального сжатия в массивах горных пород в верхней части земной коры	32
кузнецов Г. А. Об изменении тектонической активности земной коры на примере	42
Сибири	-10
Щербаков С. А. Складчатые деформации ультраосновных тектонитов вонкаро-	47
Слепакова Г. И. Погребенные грабенообразные структуры Прикаспийской впа-	60
дины	69
Руженцев С. В., Соколов С. Д. Тектоника Северо-Нуратинской сутуры	บฮ
Христов Е. В., Миколайчук А. В. О догеосинклинальном основании коры ферган-	76
Рогожин Е. А., Яковлев Ф. Л. Опыт количественной оценки морфологии склад-	87
чатости Тфанской зоны Большого Кавказа	0,
Аносов Г. И., Ильев А. Я., Суворов А. А., Аргентов В. В., Неверов Ю. А., Жиль-	
нов Э. Г., Патрикеев В. Н. Особенности геологического строения зоны сочле-	99
нения желобов Тонга и Кермадек	99

О Издательство «Наука», «Геотектоника», 1983

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

GEOTECTONICS

MAY — JUNE MOSCOW № 3, 1983-

CONTENTS

Kuchai V. K. Transformation of tectonic movements	3
Bush V. A. Systems of transcontinental lineaments of Eurasia	15
Markov G. A. On origin and regularities of manifestation of horizontal compression	
stresses in massifs of mountain rocks in the Earth crust upper part	32
Kuznetsov G. A. On alteration of the Earth crust tectonic activity on the example of Siberia	42:
Shcherbakov S. A. Folded deformations of ultrabasic tectonites of the Voikar-Syniin	
massif (Polar Urals)	47
Slepakova G. I. Buried graben-like structures of the Caspian depression	60
Ruzhentsev S. V., Sokolov S. D. Tectonics of the North Nuratin suture	69
Khristov E. V., Mikolaichuk A. V. On pre-geosynclinal base of the crust of the Fer-	
gana-Kokshaal hercynides	76
Rogozhin E. A., Yakovlev F. L. Experience in qualitative evaluation of morphology	
of the Greater Caucasus Tfan zone	87
Anosov G. I., Iliev A. Ya., Suvorov A. A., Argentov V. V., Neverov Yu. A., Zhilt-	
sov E. G., Patrikeev V. N. Peculiarities of the geological structure of the joint	
zone of the Tonga and Kermadec trenches	99

УДК 551.241

КУЧАЙ В. К.

ТРАНСФОРМАЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

Рассмотрены закономерности трансформации тектонических движений в обстановке горизонтального сжатия как за счет блоковых помещений, так и путем вязкого выдавливания горных масс. Получены формулы, определяющие горизонтальное сокращение литосферы в процессе скучивания, на основании данных о вдавленности и выдавленности блоков. На примере зоны перехода от Памира к Тянь-Шаню показано, что молодой левый сдвиг в зоне Дарваз-Каракульского разлома со скоростью смещения 1,5—1,6 см/год является трансформационным и вызван горизонтальным движением Памира в азимуте 320° со скоростью 0,135 см/год. Определены условия существования системы вдавленных и выдавленных блоков Средней Азии. Показано, что коэффициент сухого трения в зоне Дарваз-Каракульского разлома не превосходит 0,04.

Проблема трансформации тектонических движений — одна из кардинальных в современной тектонике. Связано это с тем, что закономерности смещений по разрывам в зависимости от ориентировки последних уже давно используются для восстановления кинематики движения блоков [9, 33, 25, 34—36] или их напряженного состояния [5, 6, 27—29]. Наиболее полное развитие этот подход нашел в фундаментальных работах А. В. Лукьянова [23], который осуществил «парагенетический» анализ структур и показал, что для такого анализа следует выделять естественные парагенезисы, включающие как разрывные, так и складчатые структуры, и изучать взаиморасположение парагенезисов, определяющее структурный рисунок региона. Особенности структурных рисунков позволили охарактеризовать горизонтальные и вертикальные движения, оценить трансформацию тектонических движений, определить роль «блоковых» и «рассеянных» (т. е. вязких) перемещений и течений горных пород при формировании структуры региона.

Достоинства парагенетического подхода несомненны. Однако существует ряд важных вопросов, без решения которых дальнейший прогресс в интерпретации результатов парагенетического анализа невозможен. В первую очередь речь идет о механизме трансформационных движений и количественных соотношениях смещений по разломам разной ориентировки.

В последние годы в ряде работ высказывались предположения о возможности горизонтальных перемещений масс как в результате вязкого истечения материала в стороны от сильно сжимаемых зон [9, 22, 32, 34], так и в процессе латерального выдавливания [22], подобного вертикальному выдавливанию блоков [11—14]. Выяснить соотношения блоковых смещений и вязких деформаций земной коры как при латеральных, так и при вертикальных смещениях— значит дать ответ на вопрос о механизме трансформационных движений.

Другой важный вопрос — соотношение трансформационных движений с движениями, их породившими. Иногда в явном или неявном виде предполагается, что величина трансформационного сдвига тем больше, чем ближе вектор перемещения основного блока к простиранию разлома. Именно на основании таких посылок строятся упрощенные кинематические картины, предполагающие наличие надвигов во фронтальной части блока и сдвигов на его флангах. В то же время знакомство с натурным геологическим материалом свидетельствует о том, что в природе далеко не всегда имеет место соответствие с такой простой и наглядной схемой, которую в дальнейшем будем называть «упрощенной».

Например, факты, указывающие на субмеридиональное движение Памирского блока, многочисленны [3, 4, 7, 20, 34]. Если руководствоваться упрощенной моделью, то во фронтальной северной части блока следовало бы ожидать надвиговые смещения, а максимальные сдвиги должны иметь место на меридиональных западном и восточном ограничениях. В действительности надежно установленный молодой левый сдвиг наблюдается лишь на небольшом участке разлома, имеющем не меридиональное, а северо-западное простирание между верховьями р. Возгина (на западе) и кишлаком Сагирдашт (на востоке). В рамках упрощенных представлений остается непонятной причина резкого исчезновения левосдвиговых смещений в зоне Дарваз-Каракульского разлома, ограничивающего Памирский блок, при неизменности его ориентировки восточнее кишлака Сагирдашт.

Такие несоответствия между ожидаемыми и наблюденными смещениями привели некоторых исследователей к тому, что не отрицая наличия самих сдвигов в интервале верховья р. Возгина — кишлак Сагирдашт и не предлагая альтернатив, они вообще высказали сомнение в существовании горизонтальных движений Памирского блока [1, 30].

Предлагаемая работа посвящена геометрическому анализу некоторых моделей трансформационных движений. Это исследование дало, в частности, ключ к оценкам in situ коэффициентов трения зон разломов и позволило объяснить некоторые, на первый взгляд парадоксальные, явления тектоники. Для решения поставленных задач вначале исследуем аналитически закономерности трансформационных движений в двух идеализированных моделях: 1— при выдавливании блока земной коры как единого целого и 2— при вязком истечении материала. Упрощенная модель в таком изучении не нуждается— трансформационное смещение в ней определяется по очевидной формуле $r = h \cos \alpha$, где r— величина трансформационного смещения; h— вектор движения блока; α — угол атаки между вектором h и сместителем разлома, которому принадлежит вектор r.

ТРАНСФОРМАЦИОННЫЕ ДВИЖЕНИЯ ПРИ ВЫДАВЛИВАНИИ БЛОКОВ

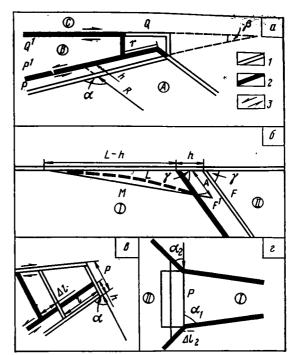
Сама возможность существования трансформационных движений при движении блока как единого целого обусловлена реологической неоднородностью земной коры. Специально проведенные исследования [15, 18] показали, что современная земная кора представляет собой ансамбль высоковязких блоков, разделенных зонами с аномально-низкой вязкостью. Данные Е. И. Паталахи [31] дают основание считать, что такая вязкостная неоднородность была присуща и более древним эпохам тектонической жизни Земли. Ее (вязкостной неоднородности) следствием является то, что под действием сжимающих напряжений осуществляется не только медленное сплющивание и утолщение земной коры, но и в силу низкой вязкости зон разломов наблюдается выдавливание блоков как единых малодеформируемых тел [11—14, 16]. В силу этого мы принимаем, что при рассмотрении блоковых трансформационных движений, по крайней мере для интервалов времени 10⁵⁻⁶ лет, в первом приближении блоки земной коры и литосферы можно рассматривать как жесткие недеформируемые тела, а зоны разломов — как зоны аномально-низкой вязкости, или зоны с сухим трением.

Остановимся вначале на особенностях латерального выдавливания блоков.

Пусть три блока A, B и C разделены вертикальными разломами P и Q. Положим, что разломы прямолинейны и расположены по отношению друг к другу под углом β (назовем β -углом схождения разломов). Допустим, блок A совершает горизонтальное смещение в направлении \overrightarrow{R} со скоростью \overrightarrow{V} . Блок C будем считать неподвижным. Тогда за время t в направлении \overrightarrow{R} блок A сместится на величину $\overrightarrow{h} = Vt$ (рис. 1, a).

Рис. 1. Механизмы трансформационных тектонических движений

а — трансформация за счет выдавливания жесткого блока трапециевидной формы; трансформация в результате изгиба краевой части блока; в — трансформация в процессе вязкого истечения материала; г — трансформационные щения в месте контакта частей блока с различными углами схождения их краев. Положение границ блоков: 1 - исходное; 2 - конечное, после трансформации движений; 3 - трансформационные сдвиги



С учетом допущения о жесткости блоков, такое смещение из геометрических соображений приводит к сдвигам на контактах блоков, численно равным для разлома *Р*

$$r = h \sin(\alpha + \beta)/\sin\beta,$$
 (1)

где: α — угол атаки вектора \overrightarrow{R} на разлом P (α — исчисляется от разлома против часовой стрелки).

Соответственно для скорости сдвига в зоне разлома Р имеем

$$\omega = V \sin(\alpha + \beta) / \sin \beta. \tag{2}$$

Нетрудно видеть, что при $\beta \to 0$ и $\alpha \to \frac{\pi}{2}$, $r \to \infty$. Иными словами, сдвиги на контактах блоков могут быть во много раз больше горизонтальных движений, их породивших. Тем не менее, как очевидно, скорости сдвига не могут расти до бесконечности, поскольку при $\beta = 0$ выражения (1) и (2) не имеют смысла. Из физических соображений это понятно, поскольку возрастание скоростей сдвига при уменьшении угла β обусловлено эффектом клина, а при $\beta = 0$ грани блока β параллельны и выдавливание блока в сторону невозможно. Сами сдвиговые смещения в зонах разломов могут быть реализованы лишь при вполне определенных физических условиях.

Если блок A движется по направлению \overrightarrow{R} , то это значит, что к блоку A приложена сила, коллинеарная \overrightarrow{R} ,— обозначим ее через \overrightarrow{F} .

Приложение силы \vec{F} на разломах P и Q, ограничивающих блок, вызывает сдвигающую силу, равную

$$F_{\tau} = F(\cos \alpha - \cos(\alpha + \beta)). \tag{3}$$

Положим, что в зонах разлома действует только сила сухого трения, пропорциональная коэффициенту трения k и нормальной компоненте силы F_N .

Тогда сила трения в зоне разломов P и Q равна

$$F_N = kF(\sin\alpha + \sin(\alpha + \beta)). \tag{4}$$

Из (3) и (4) сдвижение блока В относительно А и С возможно при

$$\operatorname{tg}\frac{\beta}{2} > k. \tag{5}$$

Определив по натурным наблюдениям минимум $\lg \frac{\beta(z)}{2}$ для точек, в которых наблюдаются сдвиговые смещения, оценим сверху величину коэффициента сухого трения разлома in situ. До сих пор способ получения таких оценок не был известен.

Допустим теперь, что неизвестен вектор смещения блока A — вектор \vec{R} , но на двух участках разлома, имеющего различные величины сдвиговых смещений (точки 1 и 2), определены соответственно величины r(1), $\beta(1)$ и r(2), $\beta(2)$. Тогда совместным решением двух уравнений (2) для точек 1 и 2 находим угол атаки вектора \vec{R} по отношению к разлому в точке 1:

$$\alpha_{1} = \operatorname{arcctg}\left(\frac{1}{\sin(\Delta\alpha + \beta(2) - \beta(1))}\left(\frac{r(2)\sin\beta(2)}{r(1)\sin\beta(1)} - \cos(\Delta\alpha + \beta(2) - \beta(1))\right) - \beta(1),$$
(6)

здесь Δα — угол схождения разлома между точками 1 и 2.

Зная α_1 , и подставляя в формуле (2) значение r(1) и $\beta(1)$, находим модуль вектора \vec{V} .

Йонятно, что горизонтальные движения при наклонных границах блоков порождают не только сдвиги, но и вертикальные движения, образуя систему вдавленных и выдавленных блоков [13, 14].

Основываясь на тех же геометрических соображениях, что и при выводе формул (1) и (2), получаем

$$V^{\rightarrow} = \frac{V^{\uparrow} \sin \mu}{\sin \alpha \sin \gamma \sin (\gamma + \mu)}, \qquad (7)$$

где: V^{\uparrow} — скорости вертикального перемещения блоков друг относительно друга; V^{\rightarrow} — скорость горизонтального смещения блоков; γ — угол падения разлома; μ — угол схождения разломов, выкраивающих блок в вертикальном сечении, нормальном к сместителю разлома.

На основании имеющегося опыта известно, что вертикальное вдавливание и выдавливание осуществляется не только рассмотренным выше путем для блоков в целом, но это возможно и для их краевых частей [13, 14]. Как очевидно, в этом случае вдавленный (выдавленный) блок испытывает изгиб (рис. 1, δ) и формулы, описывающие соотношения трансформационных движений с движениями, их породившими, будут отличаться от полученных ранее формул (1)—(7).

Пусть в момент времени $t=t_0$ имеем два блока I и II, контактирующие по разлому F, падающему под углом γ (рис. 1, δ). Оба блока подстилаются субстратом, допускающим их вдавливание и выдавливание ¹. Допустим, в момент времени t=t блок II сместился на величину h (величина горизонтального сближения блоков). Если для простоты положим, что при этом будет иметь место только вдавливание блока I, то за счет сближения блоков на величину h край блока II изогнется и опустится. В силу чего на разломе F' реализуется смещение с амплитудой A.

Стало быть, в результате горизонтального сжатия и вдавливания мы имеем вертикальный треугольник с двумя прямолинейными сторонами (L-h и A) и одной криволинейной стороной, длиной L. Сторона L противолежит углу $\pi-\gamma$ (рис. 1, δ). Соединим концы криволинейной стороны L прямой, длина которой M. Нам известны стороны L-h, M, A и угол γ . Из решения косоугольного треугольника имеем

$$(L-h)^{2} + 2A(L-h)\cos\gamma + A^{2} - M^{2} = 0.$$
 (8)

¹ В рамках модели расслоенной литосферы таким субстратом могут быть астенолинзы внутри литосферы и собственно вещество астеносферы.

Разрешая (8) относительно h, получаем

$$h = L + A\cos\gamma \pm \sqrt{M^2 - A^2\sin^2\gamma}.$$
 (9)

Для определения соотношения между вертикальными и горизонтальными компонентами тектонических движений в (9) необходимо произвести замену $A = H/\sin \gamma$, где H -амплитуда вертикального смещения по разлому.

Тогда при ү<л/2

$$h = L + H \operatorname{ctg} \gamma \pm \sqrt{M^2 - H^2}. \tag{10}$$

Формула (10) так же, как и (7), дает ключ к определению по данным о вертикальных движениях величин горизонтального сокращения земной коры в процессе блоковых движений. Вторая компонента, связанная с сокращением земной коры вследствие ее сплющивания, определяется другим способом [12—14, 16].

ТРАНСФОРМАЦИОННЫЕ ДВИЖЕНИЯ, ВЫЗВАННЫЕ ВЯЗКИМ ИСТЕЧЕНИЕМ МАТЕРИАЛА ЗЕМНОЙ КОРЫ

Во всех работах, в которых упоминается механизм вязкого выдавливания, указывается, что истечение материала происходит из сильно сжатых участков в сторону менее сжатых. Поэтому рассмотрим деформации объема горных масс, имеющего в плане трапециевидную форму, с коротким основанием длиной p (рис. 1, a). Как и прежде, β — угол схождения разломов, ограничивающих блок, α — угол атаки. Будем решать плоскую задачу, полагая, что среда несжимаема и в рассматриваемом блоке имеет единичную мощность. Положим, что эта единичная толщина с течением времени остается неизменной.

Будем полагать также, что в процессе деформаций короткая сторона трапеции *р* остается неподвижной, а выдавливание деформируемого материала осуществляется в сторону расширения сторон трапеции так, что соответствующие стороны деформированной и исходной трапеций остаются параллельными.

В момент времени $t=t_{0}$ объем рассматриваемого блока-трапеции равен

$$S = pl \sin \alpha + \frac{1}{2} l^2 \sin \alpha (\cos \alpha - \operatorname{ctg} (\alpha + \beta)), \tag{11}$$

где *l* — сторона трапеции.

Допустим, за время $t-t_0$ в результате горизонтального сжатия края блока-трапеции сблизились на величину h (рис. l, s). Стало быть, малое основание p трапеции в момент t=t имеет длину p-h, а сторона трапеции l увеличилась на величину Δl , численно равную величине трансформационного сдвига за счет вязкого истечения материала. В этом случае

$$S = (p - h)(l + \Delta l)\sin\alpha + \frac{1}{2}(l + \Delta l)^2\sin\alpha(\cos\alpha - \cot\alpha + \beta). \tag{12}$$

В силу условия несжимаемости в рамках принятых допущений ρ = const. Тогда, приравнивая правые части уравнений (11) и (12) и приведя подобные, приходим к следующим уравнениям: $\sin \alpha = 0$ и

$$(\cos \alpha - \operatorname{ctg}(\alpha + \beta)) \Delta l^2 + 2(p - h + l(\cos \alpha - \operatorname{ctg}(\alpha + \beta)) \Delta l - hl = 0. \quad (13)$$

Первое уравнение ввиду его тривиальности для нас не представляет интереса. Разрешая (13) относительно Δl , получаем искомую величину трансформационного сдвига, вызванного вязким истечением материала

$$\Delta l = \frac{1}{S} \left(-Q \pm \sqrt{Q^2 + h l S} \right), \tag{14}$$

где

$$Q=p-h+l(\cos\alpha-\operatorname{ctg}(\alpha+\beta)); S=\cos\alpha-\operatorname{ctg}(\alpha+\beta).$$

В реальных условиях в различных частях деформируемых блоков величины α и β не остаются неизменными. В этом случае необходимо разбить исследуемый блок на участки, в которых $\alpha_i \approx \text{const}$ и $\beta_i \approx \approx \text{const}$, определить для каждого i-го участка блока значения Δl_i за счет вязкого истечения материала в пределах i-го участка. Совокупность значений Δl_i дает воэможность определить трансформационные смещения в любой части сплющиваемого блока.

Пусть имеем две смежные секции вязкодеформируемого блока — более сжатая секция I и менее сжатая секция II (рис. 1, ϵ). Не уменьшая общность решения, для простоты положим, что углы атаки α_i для обоих разломов, ограничивающих блок, в каждой секции одинаковы. Допустим также, что граница между секциями I и II — p коллинеарна вектору атаки (рис. 1, ϵ). Тогда если из секций I за счет вязкого истечения в более широкую секцию II поступает выдавливаемый материал, то в рамках принятых ограничений его объем равен (рис. 1, ϵ)

$$S = p\Delta l \sin \alpha_i, \tag{15}$$

где Δl — величина трансформационного сдвига в конце секции I, α — угол атаки.

Объем S после выдавливания распределяется в секции II, и он находится по формуле

$$S = p\Delta \bar{l}_2 \sin \alpha_1 + \Delta l_2^2 \sin \alpha_2 \cos \alpha_2, \tag{16}$$

где $\Delta \dot{I}_2$ — величина трансформационного сдвига секции II за счет истечения материала из секции I; α_2 — угол атаки для секции II.

С учетом несжимаемости деформируемого материала и неизменности его мощности правые части равенства (15) и (16) можно приравнять. После чего находим искомую величину

$$\Delta \bar{l}_2 = \frac{-p \sin \alpha_2 \pm \sqrt{p^2 \sin^2 \alpha_2 + 2p\Delta l \sin 2\alpha_2 \sin^2 \alpha_1}}{\sin 2\alpha_2}.$$
 (17)

Зная Δl_i и $\Delta \overline{l}_i$ для всех выделенных секций блока, величину трансформационного сдвига в конце любой k-й секции найдем по формуле

$$\Delta \tilde{l}_k = \Delta l_k + \sum_{l=2}^{R} \Delta \tilde{l}_k. \tag{18}$$

Итак, формулы (1)—(10) позволяют рассчитать эпюры сдвига за счет выдавливания блоков, формулы (11)—(18) приводят к распределению сдвиговых смещений при вязком истечении сжимаемого материала. Наконец, равенство

$$r = h \cos \alpha \tag{19}$$

(h — вектор смещения блока, α — угол атаки; r — величина трансформационного смещения) определяет закон трансформации в соответствии с упрощенными представлениями.

Расчеты теоретических эпюр трансформационных смещений и их сопоставление с независимыми натурными наблюдениями могут служить критерием в выборе модели трансформации тектонических движений. Эту работу осуществим на материалах зоны перехода от Памира к Тянь-Шаню на примере сдвиговых смещений в зоне Дарваз-Каракульского разлома.

ТРАНСФОРМАЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ В ЗОНЕ ПЕРЕХОДА ОТ ПАМИРА К ТЯНЬ-ШАНЮ

Главнейшими структурными элементами зоны перехода от Памира к Тянь-Шаню являются: Северо-Памирское и Южно-Тяньшаньское новейшие поднятия и разделяющая их Таджикская депрессия (рис. 2). Для Северного Памира и Южного Тянь-Шаня в течение всего новейшего времени характерен режим устойчивых восходящих движений. В Тад-

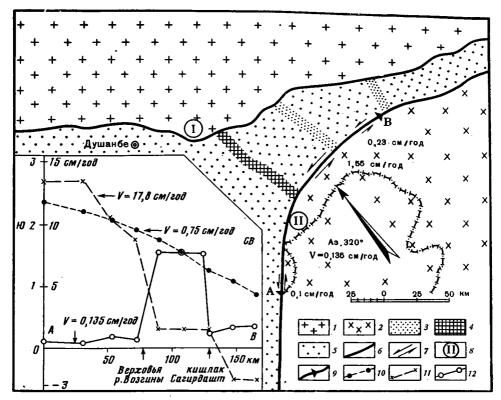


Рис. 2. Трансформационные сдвиги в зоне сочленения Памира с Таджикской депрессией (на экспликации теоретические эпюры сдвиговых смещений в зоне Дарваз-Каракульского разлома по профилю AB для различных механизмов трансформации движений)

I — Южно-Тяньшаньское поднятие;
 2 — Памирское поднятие;
 3 — зоны растяжения в тылу латерально выдавливаемых блоков;
 4 — зона сжатия во фронтальной части латерально выдавливаемого блока;
 5 — Таджикская депрессия;
 6 — разломы первого порядка;
 7 — трансформационные сдвиги;
 8 — номера разломов первого порядка (І — Гиссаро-Кокшаальский;
 I I — Дарваз-Каракульский);
 9 — границы профиля АВ (см. экспликацию).
 Эпюры сдвиговых перемещений вдоль профиля АВ (экспликация), порожденных различными механизмами трансформации движений;
 10 — вязкое истечение материала;
 11 — проекция вектора горизонтального движения Памирского блока на сместитель Дарваз-Каракульского разлома (упрощенная модель);
 12 — латеральное выдавливание блоков Таджикской депрессии

жикской депрессии, по-видимому, до конца плиоцена существовала область седиментации, после чего и здесь преобладающими стали восходящие движения. Границы между перечисленными структурными формами разрывные: Дарваз-Каракульский разлом отделяет Памир от Таджикской депрессии, а Гиссаро-Кокшаальский — депрессию от Южного Тянь-Шаня [3].

В плане границы Таджикской депрессии к западу от меридиана 71° выкраивают фигуру типа расширяющегося на запад клина. Восточнее меридиана 71° Гиссаро-Кокшаальский и Дарваз-Каракульский разломы параллельны. Следовательно, если руководствоваться упрощенными представлениями (при соответствующих углах атаки), сдвиги могут быть реализованы в любой части Дарваз-Каракульского разлома, согласно же моделям как вязкого истечения, так и выдавливания блока, латеральная трансформация тектонических движений возможна только западнее меридиана 71°. Поэтому исследуем теоретические эпюры сдвиговых трансформаций тектонических движений западнее упомянутого меридиана и сопоставим эти эпюры с наблюденным распределением сдвигов в зоне Дарваз-Каракульского разлома. При этом расчеты будем вести таким образом, чтобы теоретическая величина левосдвиговых смещений в интервале верховья р. Возгина — кишлак Сагирдашт была равна 1,55 см/год. Основанием к этому служит тот факт, что именно на

этом участке, начиная с первого сообщения А. Х. Кафарского в середине 50-х годов нашего столетия, примерно такая величина левосдвигового смещения фиксируется подавляющим большинством исследователей [1, 8, 20, 30].

Для решения поставленной задачи в нашем случае необходимо знать вектор горизонтального движения Памирского блока. По сейсмологическим данным при современных тектонических условиях Памирский блок смещается по азимуту 320° [17, 21]. Этим единичным вектором мы и воспользуемся в своих расчетах.

В рамках упрощенных представлений по формуле (19) при движении Памира по азимуту 320° сдвиг в 1,55 см/год в интервале кишлак Сагирдашт — верховья р. Возгина может возникнуть, если среднегодовая скорость движения Памира в этом азимуте равна 17,5 см. Южнее же верховий р. Возгина в меридиональной части Дарваз-Каракульского разлома величина левосдвиговых смещений при этом должна достигать 15 см/год (см. рис. 2). Совершенно очевидно, что голоценовые и современные сдвиги с такой грандиозной скоростью, если бы они имели место в действительности, нашли бы свое отражение в структуре и рельефе. Поскольку этого нет, то такое несовпадение теоретической эпюры натурным наблюдениям позволяет отвергнуть упрощенный механизм трансформации движений как совершенно неправдоподобный.

Ближе к натуре механизм вязкого истечения материала. В этом случае левосдвиговые смещения западнее кишлака Сагирдашт со скоростью 1,55 см/год имеют место при горизонтальном движении Памира по азимуту 320° со среднегодовой скоростью 0,75 см (см. рис. 2). В отличие от эпюры упрощенного механизма, согласно которой восточнее Сагирдашта возможен правый сдвиг со скоростью до 3 см/год, при вязком истечении западнее меридиана 71° возможны только левосдвиговые трансформационные подвижки, монотонно возрастающие в направлении с востока на запад и юг. При этом в меридиональной части разлома в месте его пересечения афганской границей теоретическая величина левосдвиговых смещений достигает 2,48 см/год. В действительности, как об этом уже говорилось выше, левые сдвиги зафиксированы только в интервале верховья р. Возгина — кишлак Сагирдашт и в меридиональной части разлома, где, согласно рассматриваемой модели, сдвиги должны достигать максимума, они отсутствуют. Следовательно, и этот механизм не дает удовлетворительного объяснения наблюденной картине сдвиговых деформаций вдоль северной и западной границ Памирского блока.

И только следствия последнего из рассматриваемых механизмов — механизма латерального выдавливания трапециевидного в плане блока — находятся в прекрасном соответствии с полевыми геологическими наблюдениями (см. рис. 2). В этом случае левый сдвиг между кишлаком Сагирдашт и верховьями р. Возгина со скоростью 1,55 см/год порожден горизонтальным смещением Памирского блока в азимуте 320° со скоростью 0,135 см/год. Особенностью этой эпюры является то, что восточнее рассматриваемого участка теоретическая скорость левосдвиговых смещений резко падает до 0,23 см/год, а южнее — до 0,1 см/год. Таким образом, теоретическая и наблюденная эпюры трансформационных движений в зоне Дарваз-Каракульского разлома практически совпадают, что дает основание считать предпочтительным механизм трансформации тектонических движений, связанный с латеральным выдавливанием блоков Таджикской депрессии.

Другим интересным следствием этой модели является то, что в тыловой части сдвигающегося участка Таджикской депрессии, где происходит увеличение сдвига с 0,23 до 1,55 см/год, должна иметь место зона растяжения, пересекающая Таджикскую депрессию с юго-востока на северо-запад (такая же зона должна быть и в районе меридиана 71°, поскольку восточнее скорость левого сдвига равна нулю), а во фронтальной части сдвигаемого участка логично ожидать область аномального сжатия (см. рис. 2). И действительно, с тыловой частью смещаемо-

то блока совпадает ветвь Хингоуского разлома, установленного геоморфологическими наблюдениями [14, 26]. Здесь же, по данным дешифрирования космических снимков, проходит один из крупнейших в Средней Азии линеаментов [24], а геодезическими наблюдениями определены значительные деформации удлинения [19]. Если же к этому добавить, что расчетный вектор трансформационного движения блока Таджикской депрессии 230°, а определенный высокоточными и геодезическими измерениями — 220° [2], то можно смело утверждать, что и в этом случае теоретические результаты полностью подтверждаются независимыми наблюдениями. С фронтальной же частью смещаемого блока связано резкое поперечное по отношению к Таджикской депрессии падение высот современных хребтов-поднятий Таджикской депрессии, что можно рассматривать как косвенное свидетельство существования зоны аномального сжатия в этом месте (рис. 2).

Определение предельных значений коэффициента сухого трения зоны Дарваз-Каракульского разлома по формуле (5) свидетельствует о его малой величине — коэффициент эффективного сухого трения этого разлома менее 0,04.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Трансформация тектонических движений является одним из ведущих способов тектонического перераспределения масс земной коры и литосферы. Как показано выше, механизмы и результаты такого перераспределения могут быть различными. В частности, чрезвычайно важна, на наш взгляд, возможность формирования сдвигов максимальной амплитуды, намного превосходящих амплитуды движений блоков, их породивших, именно во фронтальной части блока, как это имеет место в случае Дарваз-Каракульского разлома. Как очевидно, использование в этом случае упрощенной модели или невозможно, или оно приводит к неверным заключениям. Таким образом, как для кинематических реконструкций, так и при восстановлении поля тектонических напряжений, в первую очередь необходимо установить, каким же реализуется трансформация тектонических движений. Можно полагать, что не существует какого-то одного жестко фиксированного механизма. В соответствии с принципом наименьшего действия в конкретных условиях из всех возможных способов трансформаций в природе реализуется именно тот, который при заданных краевых условиях требует минимальных энергозатрат.

При таком подходе, например, упрощенная модель предпочтительнее в условиях субдукции или обдукции плит, но она малоприемлема для объяснения тектонического перераспределения вещества в обстановке скучивания. Для этого последнего случая механизм вязкого латерального истечения материала между сближающимися блоками также в подавляющем большинстве случаев энергетически невыгоден (вообще для его реализации нужны какие-то совершенно экзотические условия). Представление о том, что в процессе горизонтального сжатия и сплющивания земной коры выдавливание материала осуществляется только по восходящей вертикали, «до тех пор пока гравитационная нагрузка полностью не уравновесит направленные вверх усилия и материал сможет выдавливаться только по горизонтали» [9, с. 20], основано на недоразумении. В действительности, с учетом изостатических явлений работа по преодолению силы тяжести осуществляется только выше свободной поверхности мантии [13, 14]. Понятно, что в этом случае из-за наличия свободной поверхности Земли энергетически более выгодно именно вертикальное выдавливание, нежели латеральное. Можно полагать, что и поперечная складчатость Южно-Каспийского региона истечением материала [9], а деформациями чехла во фронтальной части латерально выдавливаемых достаточно жестких блоков фундамента.

Оценки соотношения величин вязкого сплющивания земной коры и вертикального выдавливания жестких блоков, полученные на средне-азиатских материалах, свидетельствуют о том, что скорости вертикаль-

ных блоковых смещений знакопеременны и на порядок выше скоростей необратимых вязких деформаций [13, 14]. Следовательно, трансформационные движения за счет вязких деформаций могут иметь место, но они достигают значимых величин за достаточно длительные интервалы времени. Так, например, в пределах Памирского синтаксиса большая мощность земной коры и большие высоты гор в восточной части Таджикской депрессии по отношению к западной вызваны аномально-высоким сжатием этого участка в процессе сближения Памира и Тянь-Шаня [12]. Возникающий при этом левый сдвиг на меридиальном отрезке Дарваз-Каракульского разлома по механизму упрощенный и его амплитуда за поздний плейстоцен — голоцен может достигать 10 км [12]. Однако эти сдвиговые смещения по своему механизму не имеют никакого отношения к рассмотренным ранее голоцен-позднеплейстоценовым сдвигам между р. Возгина и кишлаком Сагирдашт.

Как известно, для современной орогенной структуры Средней Азии характерны достаточно крутые разломы. Рассмотрим, каковы должны быть напряжения, обеспечивающие существование вдавленных и выдавленных блоков, а затем дадим оценки величин горизонтального движения блоков, породивших наблюденные в натуре вертикальные смещения по крупнейшим разломам Средней Азии. Для примера оценим напряжения в выдавленном блоке.

Как и прежде при рассмотрении блоковых движений будем полагать, что в первом приближении блоки земной коры (литосферы) можно считать жесткими недеформируемыми телами, а разломы, ограничивающие блоки, представим либо в виде плоскостей с сухим трением, либо в виде крайне маломощных плоскостей тел с аномально-низкой вязкостью. Тогда для симметричного поперечного сечения земной коры единичной ширины сдвигающая сила, стремящаяся вернуть выдавленный блок в состояние изостатического равновесия, F_{τ} на разломах, ограничивающих блок, равна

$$F_{\tau} = \frac{\sin \gamma}{2} \int_{S} (H_{\kappa} (\rho_{M} - \rho_{K}) - \hbar \rho_{M}) g dS, \qquad (20)$$

где H_{κ} — мощность блока от свободной поверхности S до поверхности Мохоровичича или разломов, ограничивающих блок; \hbar — мощность блока выше свободной поверхности мантии; γ — угол падения разломов, выкраивающих выдавленный блок; ρ_{κ} и $\rho_{\rm M}$ — соответственно средние плотности земной коры и верхней мантии.

Реакция связи, удерживающая блок в выдавленном состоянии, распределена по ограничивающим блок разломам. Если углы падения үразломов близки, то эта сила равна

$$-F_{\tau} = \operatorname{tg} \gamma \int_{H_{K}} \sigma_{x}(H_{K}) dH_{K}, \qquad (21)$$

где σ_{x} — напряжения горизонтального сжатия.

В условиях горизонтального сжатия система выдавленных и вдавленных блоков находится в равновесии, если

$$\int_{H_{K}} \sigma_{x} (H_{K}) dH_{K} = \frac{\sin \gamma}{2} \int_{S} (H_{K} (\rho_{M} - \rho_{K}) - \hbar \rho_{M}) g dS. \tag{22}$$

Разрешая (22) относительно γ или σ_x при $\partial \sigma_x/\partial H_\kappa = 0$, приходим к следующим уравнениям:

$$\sigma_{x} = \frac{\sin^{2} \gamma}{2H_{\kappa} \cos \gamma} \int_{S} (H_{\kappa} (\rho_{M} - \rho_{\kappa}) - \hbar \rho_{M}) g dS$$
 (23)

$$\gamma = \arccos\left(\frac{-H_{K}\sigma_{x} \pm \sqrt{H_{K}^{2}\sigma_{x}^{2} + \left(\int_{S} (H_{K}(\rho_{M} - \rho_{K}) - \hbar\rho_{M}) g dS\right)^{2}}}{\int_{S} (H_{K}(\rho_{M} - \rho_{K}) - \hbar\rho_{M}) g dS}\right), \quad (24)$$

которые и определяют условия существования выдавленных блоков.

Для примера рассмотрим выдавленный блок Южного Тянь-Шаня. Полагая мощность земной коры блока постоянной и равной 50 км [10], ширину, равной 100 км, $\hbar=8$ км, $\rho_{\kappa}=2.8$ г/см³, $\rho_{\rm M}=3.3$ г/см³, $\sigma_{\rm z}\approx \approx 10^3$ кг/см² [13, 14], приходим к выводу, что равновесное состояние вдавленных и выдавленных блоков сохраняется, если падение разломов, выкраивающих блоки, не превосходит 86—88°, т. е. геометрия разломов практически не накладывает ограничений на процесс трансформации движений путем вертикального вдавливания и выдавливания.

Рассчитаем теперь величину сближения Чаткало-Кураминского и Южно-Тяньшаньского поднятий, обеспечившего вдавливание Ферганского блока, и определим также величину смещения на север Киргизского поднятия, приведшего к вдавливанию южного края Чуйской депрессии. При расчетах амплитуду вдавливания и выдавливания оценим по разности высот поверхности напряженной мантии в выдавленных и вдавленных блоках.

Если положить, что разломы, ограничивающие Ферганский блок, имеют падение 80° , то по формуле (7) наблюденное смещение поверхности напряженной мантии, равное 6-7 км [13, 14], вызвано сближением Чаткало-Кураминского и Южно-Тяньшаньского поднятий на 2,47 км. Если допустить, что углы падения разломов равны 85° , это сближение равно 1,22 км. Для Чуйской депрессии при угле падения разлома между Чуйской депрессией и Киргизским поднятием в 80° и амплитудой выдавливания и вдавливания этих структур 5 км, положив L-h=30 км, L=M=31 км, на основании (10) получаем, что наблюденные вертикальные смещения на контактах Чуйского и Киргизского блоков вызваны смещением на север Киргизского блока на 1,29 км.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Механизмы трансформации тектонических движений разнообразны. Конечные результаты трансформаций, реализованных различными способами, настолько различны, что при интерпретации результатов парагенетического анализа структур следует специально изучать и учитывать механизм трансформации. В конкретных условиях в соответствии с принципом наименьшего действия из всех теоретически возможных механизмов реализуется только тот, который при заданных условиях требует минимальных энергозатрат. При этом из-за особенностей геометрии выдавливаемых блоков далеко не всегда вектор подвижки по сместителю разлома будет совпадать с вектором максимальных касательных напряжений в плоскости разлома, как это нередко предполагается а priori [5, 6]. Аналитические результаты, полученные в настоящей работе, позволяют по данным натурных наблюдений осуществлять отбор механизмов трансформации тектонических движении и производить ориентировочные оценки коэффициентов трения разломов in situ, что открывает новые перспективы в разработке корректных геодинамических моделей.

Литература

1. Бельский В. А. Новейшая тектоника зоны сочленения Северного Памира и Таджикской депрессии. Душанбе: Дониш, 1978. 254 с.

2. Буланже Ю. Д., Гусева Т. В., Певнев А. К., Улашина С. А. Характер современных горизонтальных движений в зоне перехода от Памира к Тянь-Шаню.— Докл. АН СССР, 1980, т. 254, № 3, с. 587—589.

 Губин И. Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 464 с.

 Буртман В. С., Гурарий Г. З. О природе складчатых дуг Памира и Тянь-Шаня (по палеомагнитным данным). — Геотектоника, 1973, № 12, с. 62—67.

- Гущенко О. И. Кинематический принцип реконструкции направлений главных напряжений (по геологическим и сейсмологическим данным). — Докл. АН СССР, 1975. т. 225, № 3, c. 557—560.
- 6. Гущенко О. И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений. — В кн.: Поля напряжений и деформа-
- ций в литосфере. М.: Наука, 1979, с. 7—25.
 7. Захаров С. А. Стратоструктуры мезо-кайнозоя Таджикской депрессии.— Тр. Ин-та. геологии АН ТаджССР, 1958, т. 95. 229 с.
- Захаров С. А. О природе Дарвазского разлома.— Докл. АН СССР, 1967, т. 167.
- № 3, с. 893—896. 9. *Копп М. Л.* Горизонтальное выдавливание при сжатии орогенических поясов Бюл.
- МОИП. Отд. геол., 1981, т. 56, вып. 2, с. 14—28. 10. Кулагина М. В., Лукк А. А., Кулагин В. К. Блоковое строение земной коры Таджикистана. В кн.: Йоиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М.: Наука, 1974, с. 70—84.
- 11. Кучай В. К. Потенциальная энергия деформации объема и условия возникновения сильных землетрясений Киргизии: Тр. III Всесоюзного симпозиума по сейсмическому режиму. Ч. 1. Новосибирск, 1969, с. 57-69.
- 12. Кучай В. К. О возможном механизме Среднеазиатского орогена. Докл. АН. ТаджССР, 1971, т. 14, № 11, с. 28-31.
- 13. Кучай В. К. Поле тектонических напряжений, поверхность свободной мантии, сейсмичность и орогенез.— В кн.: Геофизические поля и сейсмичность. М.: Наука, 1975. 14. Кучай В. К. Зонный орогенез и сейсмичность. М.: Наука, 1981. 164 с. 15. Кучай В. К., Гусева Т. В., Улашина С. А. К геодинамике разломов.— Изв. АН
- СССР. Сер. геол., 1981, № 8, с. 45—56. 16. Кучай В. К., Вессон Р. Л. Фиксированные горячие зоны, типы орогенеза и кайно-
- зойская тектоника запада США. Геотектоника, 1980, № 2, с. 49—62.
- 17. Кучай В. К., Кучай О. А. Поле тектонических напряжений и векторы горизонтальных движений блоков земной коры. — В кн.: Геодинамика и полезные ископаемые. М.: ВИНИТИ, 1976, с. 48—51.
- 18. Кучай В. К., Певнев А. К., Гусева Т. В. О характере современных тектонических
- движений в зоне Вахшского надвига.— Докл. АН СССР, 1978, т. 240, № 3. 19. Кучай В. К., Певнев А. К., Гусева Т. В. Деформации приповерхностных частей земной коры по данным геодезических измерений (на примере зоны перехода от Памира к Тянь-Шаню).— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1979, № 8, с. 36—44.
 20. Кучай В. К., Трифонов В. Г. Молодой левый сдвиг в зоне Дарваз-Каракульского
- разлома.— Геотектоника, 1977, № 3, с. 91—105. 21. Кучай О. А. Механизм очагов землетрясений и некоторые особенности тектонических движений земной коры Памира и южной части Таджикской депрессии. В кн.: Результаты комплексных геофизических исследований в сейсмоопасных зонах. М.: Наука, 1978, с. 159—180.
- 22. Лукк А. А., Нерсесов И. Л., Певнев А. К., Юнга С. Л. Современные движения западной части хребта Петра Первого по геодезическим и сейсмологическим данным.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1980, № 5, с. 32—41.
- 23. Лукьянов А. В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, т. 136. М.: Наука, 1965. 212 с. 24. Макаров В. И., Скобелев С. Ф. и др. Глубинная структура земной коры на косми-
- ческих изображениях. В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология. Т. 2. М.: ВИНИТИ, 1974, с. 9-42.
- 25. Муди Дж., Хилл М. Сдвиговая тектоника.— В кн.: Вопросы современной зарубеж-
- ной тектоники. М.: Изд-во иностр. лит., 1960, с. 265—333.
 26. Нерсесов И. Л., Пономарев В. С., Кучай В. К. Особенности пространственного распределения сейсмического фона.— В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М.: Наука, 1974, с. 119-131.
- 27. Николаев П. Н. Методика статистического анализа трещин и реконструкций полей тектонических напряжений.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1977, № 12, с. 103—115.
- 28. Николаев П. Н. Системный анализ тектонических напряжений и деформаций.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1978, № 5, с. 106—116.
- 29. Николаев П. Н. Напряженное состояние и механизм деформаций земной коры альпийской складчатой области.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1979, № 11.
- 30. Никонов А. А. Голоценовые и современные движения земной коры. М.: Наука, 1977.
- 31. Паталаха Е. И. Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. Алма-Ата: Наука, 1970. 216 с.
- 32. Певнев А. К., Одинев Н. Н., Гусева Т. В. и др. О движениях земной поверхности на территории Гармского геодинамического полигона. — В кн.: Современные движения земной коры. Теория, методы, прогноз. М.: Наука, 1980, с. 179—184. 33. *Пейве А. В.* Геология сегодня и завтра.— Природа, 1977, № 7, с. 3—7.
- 34. Трифонов В. Г. Позднечетвертичные разрывные нарушения западной и центральной: Азии по данным дешифрирования аэрокосмических снимков и наземным наблюдениям.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1976, № 11, с. 54—63.
- 35. Molnar P., Tapponnier P. The collision between India and Eurasia. Sci. Amer., 1977,
- v. 236, № 4, p. 30-41.

 36. Tapponnier P., Molnar P. Slip-line field theory and large-scale continental tectonics.— Nature, 1976, v. 264, № 5584, p. 319—324.

Институт геологии АН ТаджССР, Душанбе

№ 3

Май — Июнь

1983

УДК 551.24.02

БУШВ.А.

СИСТЕМЫ ТРАНСКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ЛИНЕАМЕНТОВ ЕВРАЗИИ

С помощью дешифрирования космических снимков и анализа геологогеофизических материалов в восточной половине Северного полушария выделена сеть крупнейших линеаментов, пересекающих границы основных литосферных плит (глобальные или трансплитные липеаменты) и границы крупнейших мегаблоков континентальной коры (трансконтинентальные линеаменты). Кратко описаны геологическое выражение, возраст и динамика движений по основным линеаментам, образующим тектонические зоны длиной от 3000 до 6000 км и шириной от первых десятков до 200-300 км. Они характеризуются единством типа тектонических движений в определенные промежутки времени на всем своем протяжении, что указывает на реальность их существования как единых структурных элементов. Секущие линеаменты располагаются закономерно по отношению к оси вращения Земли, образуя две системы: ортогональную (меридиональные и широтные структуры) и диагональную (северо-западные, северо-восточные и дугообразные структуры). Сеть трансконтинентальных секущих линеаментов предполагается фиксированной в основном объеме мантии и не изменяющей своего положения относительно оси вращения Земли. Напротив, литосферные плиты и мегаблоки земной коры относятся к структурам менее глубинного уровня и могут изменять как свое взаимное расположение, так и положение по отношению к полюсам.

Представление о линейных структурах, которые пересекают целые континенты и вдоль которых группируются складчатые или разрывные дислокации и крупные палеогеографические или современные рельефа (горные хребты, речные долины, озера, заливы, проливы, берега морей), заложил М. Бертран в 1892 г. В дальнейшем такие структуры были названы линеаментами. Ранее М. Бертрана их описывали А. П. Карпинский [14] и Э. Зюсс; в последующие годы (применяя термин «линеамент» или не применяя его) эти структуры выделяли: Г. Штилле [39, 40] — зону Средиземное море — Мъёса и др.; Р. Фюрон — Урало-Оманский линеамент; Н. С. Шатский [38] — Транскавказскую зону глубинных дислокаций; В. Е. Хаин [35] — Норгидо-Нигерийский пояс; Д. П. Резвой, Р. Н. Гарецкий и др. В большинстве случаев такие линеаменты связываются со скрытыми или проявленными на дневной поверхности глубинными разломами, что и нашло отражение в толковании этого термина в «Геологическом словаре». 1

Однако в последние десятилетия, когда была выяснена ведущая роль горизонтальных тектонических движений в формировании земной коры, существование линеаментов стали подвергать сомнению, поскольку эти структуры традиционно интерпретировались сугубо с фиксистских позиций. Вместе с тем геологическое дешифрирование материалов космических съемок показало [3, 6, 7, 11, 17, 20, 22 и др.], что многиелинеаменты, описанные ранее в литературе, находят свое отражение на космических снимках.

Наиболее полно крупнейшие линеаменты, пересекающие территорию СССР, откартированы при составлении «Космогеологической карты линейных и кольцевых структур территории СССР» м-ба 1:5000000 [18] при участии автора. Сопоставление карт линеаментов с картами глубинных разломов территории СССР [4, 15, 28], составленными по независимым геофизическим данным, показало высокую степень их сходства и достаточную надежность дешифрирования как метода изучения

Геологический словарь. Т. 1. М.: Недра, с. 392.

- 5. Гущенко О. И. Кинематический принцип реконструкции направлений главных напряжений (по геологическим и сейсмологическим данным). — Докл. АН СССР, 1975. т. 225, № 3, с. 557—560.
- 6. Гущенко О. И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений. — В кн.: Поля напряжений и деформа-
- ций в литосфере. М.: Наука, 1979, с. 7—25.
 7. Захаров С. А. Стратоструктуры мезо-кайнозоя Таджикской депрессии.— Тр. Ин-та. геологии АН ТаджССР, 1958, т. 95. 229 с.
- 8. Захаров С. А. О природе Дарвазского разлома. Докл. АН СССР, 1967, т. 167,
- № 3, с. 893—896. 9. *Копп М. Л.* Горизонтальное выдавливание при сжатии орогенических поясов Бюл. МОИП. Отд. геол., 1981, т. 56, вып. 2, с. 14-28.
- 10. Кулагина М. В., Лукк А. А., Кулагин В. К. Блоковое строение земной коры Таджикистана. В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М.: Наука, 1974, с. 70-84.
- 11. Кучай В. К. Потенциальная энергия деформации объема и условия возникновения сильных землетрясений Киргизии: Тр. III Всесоюзного симпозиума по сейсмическому режиму. Ч. 1. Новосибирск, 1969, с. 57-69.
- 12. Кучай В. К. О возможном механизме Среднеазиатского орогена.— Докл. АН. ТаджССР, 1971, т. 14, № 11, с. 28—31.
- 13. Кучай В. К. Поле тектонических напряжений, поверхность свободной мантии, сейсмичность и орогенез.— В кн.: Геофизические поля и сейсмичность. М.: Наука, 1975. 14. Кучай В. К. Зонный орогенез и сейсмичность. М.: Наука, 1981. 164 с. 15. Кучай В. К., Гусева Т. В., Улашина С. А. К геодинамике разломов.— Изв. АН
- СССР. Сер. геол., 1981, № 8, с. 45—56. 16. Кучай В. К., Вессон Р. Л. Фиксированные горячие зоны, типы орогенеза и кайно-
- зойская тектоника запада США. Геотектоника, 1980, № 2, с. 49—62.
- 17. Кучай В. К., Кучай О. А. Поле тектонических напряжений и векторы горизонтальных движений блоков земной коры. — В кн.: Геодинамика и полезные ископаемые. М.: ВИНИТИ, 1976, с. 48-51.
- 18. Кучай В. К., Певнев А. К., Гусева Т. В. О характере современных тектонических движений в зоне Вахшского надвига.— Докл. АН СССР, 1978, т. 240, № 3.

 19. Кучай В. К., Певнев А. К., Гусева Т. В. Деформации приповерхностных частей зем-
- ной коры по данным геодезических измерений (на примере зоны перехода от Памира к Тянь-Шаню).— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1979, № 8, с. 36—44.
- Кучай В. К., Трифонов В. Г. Молодой левый сдвиг в зоне Дарваз-Каракульского-разлома.— Геотектоника, 1977, № 3, с. 91—105.
 Кучай О. А. Механизм очагов землетрясений и некоторые особенности тектониче-
- ских движений земной коры Памира и южной части Таджикской депрессии. В кн.: Результаты комплексных геофизических исследований в сейсмоопасных зонах. М.: Наука, 1978, с. 159—180.
- 22. Лукк А. А., Нерсесов И. Л., Певнев А. К., Юнга С. Л. Современные движения западной части хребта Петра Первого по геодезическим и сейсмологическим данным.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1980, № 5, с. 32—41.
- 23. Лукьянов А. В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры.-
- Тр. Геол. ин-та АН СССР, т. 136. М.: Наука, 1965. 212 с. 24. Макаров В. И., Скобелев С. Ф. и др. Глубинная структура земной коры на космических изображениях.— В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология. Т. 2. М.: ВИНИТИ, 1974, с. 9—42.
- 25. Муди Дж., Хилл М. Сдвиговая тектоника. В кн.: Вопросы современной зарубеж-
- ной тектоники. М.: Изд-во иностр. лит., 1960, с. 265—333.
 26. Нерсесов И. Л., Пономарев В. С., Кучай В. К. Особенности пространственного распределения сейсмического фона.— В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М.: Наука, 1974, с. 119—131.
- 27. Николаев П. Н. Методика статистического анализа трещин и реконструкций полей. тектонических напряжений.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1977, № 12, с. 103—115.
- Николаев П. Н. Системный анализ тектонических напряжений и деформаций.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1978, № 5, с. 106—116.
- 29. Николаев П. Н. Напряженное состояние и механизм деформаций земной коры альпийской складчатой области.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1979, № 11. 30. Никонов А. А. Голоценовые и современные движения земной коры. М.: Наука, 1977.
- 31. Паталаха Е. И. Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. Алма-Ата: Наука, 1970. 216 с.
- 32. Певнев А. К., Одинев Н. Н., Гусева Т. В. и др. О движениях земной поверхности на территории Гармского геодинамического полигона. — В кн.: Современные движения земной коры. Теория, методы, прогноз. М.: Наука, 1980, с. 179—184. 33. *Пейве А. В.* Геология сегодня и завтра.— Природа, 1977, № 7, с. 3—7.
- 34. Трифонов В. Г. Позднечетвертичные разрывные нарушения западной и центральной. Азии по данным дешифрирования аэрокосмических снимков и наземным наблюдениям.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1976, № 11, с. 54-63.
- 35. Molnar P., Tapponnier P. The collision between India and Eurasia. Sci. Amer., 1977,
- v. 236, No 4, p. 30-41.
 36. Tapponnier P., Molnar P. Slip-line field theory and large-scale continental tectonics.— Nature, 1976, v. 264, № 5584, p. 319—324.

Институт геологии АН ТаджССР, Душанбе

Май — Июнь

УДК 551.24.02

БУШВ.А.

СИСТЕМЫ ТРАНСКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ЛИНЕАМЕНТОВ **ЕВРАЗИИ**

С помощью дешифрирования космических снимков и анализа геологогеофизических материалов в восточной половине Северного полушария выделена сеть крупнейших линеаментов, пересекающих границы основных литосферных плит (глобальные или трансилитные липеаменты) и границы крупнейших мегаблоков континентальной коры (трансконтинентальные линеаменты). Кратко описаны геологическое выражение, возраст и динамика движений по основным линеаментам, образующим тектонические зоны длиной от 3000 до 6000 км и шириной от первых десятков до 200-300 км. Они характеризуются единством типа тектонических движений в определенные промежутки времени на всем своем протяжении, что указывает на реальность их существования как единых структурных элементов. Секущие линеаменты располагаются закономерно по отношению к оси вращения Земли, образуя две системы: ортогональную (меридиональные и широтные структуры) и диагональную (северо-западные, северо-восточные и дугообразные структуры). Сеть трансконтинентальных секущих линеаментов предполагается фиксированной в основном объеме мантии и не изменяющей своего положения относительно оси вращения Земли. Напротив, литосферные плиты и мегаблоки земной коры относятся к структурам менее глубинного уровня и могут изменять как свое взаимное расположение, так и положение по отношению к полюсам.

Представление о линейных структурах, которые пересекают целые континенты и вдоль которых группируются складчатые или разрывные дислокации и крупные палеогеографические или современные рельефа (горные хребты, речные долины, озера, заливы, проливы, берега морей), заложил М. Бертран в 1892 г. В дальнейшем такие структуры были названы линеаментами. Ранее М. Бертрана А. П. Карпинский [14] и Э. Зюсс; в последующие годы (применяя термин «линеамент» или не применяя его) эти структуры выделяли: Г. Штилле [39, 40] — зону Средиземное море — Мьёса и др.; Р. Фюрон — Урало-Оманский линеамент; Н. С. Шатский [38] — Транскавказскую зону глубинных дислокаций; В. Е. Хаин [35] — Норгидо-Нигерийский пояс; Д. П. Резвой, Р. Н. Гарецкий и др. В большинстве случаев такие линеаменты связываются со скрытыми или проявленными на дневной поверхности глубинными разломами, что и нашло отражение в толковании этого термина в «Геологическом словаре». 1

Однако в последние десятилетия, когда была выяснена ведущая роль горизонтальных тектонических движений в формировании земной коры, существование линеаментов стали подвергать сомнению, поскольку эти структуры традиционно интерпретировались сугубо с фиксистских позиций. Вместе с тем геологическое дешифрирование материалов космических съемок показало [3, 6, 7, 11, 17, 20, 22 и др.], что многие линеаменты, описанные ранее в литературе, находят свое отражение на космических снимках.

Наиболее полно крупнейшие линеаменты, пересекающие территорию СССР, откартированы при составлении «Космогеологической карты линейных и кольцевых структур территории СССР» м-ба 1:5000000 [18] при участии автора. Сопоставление карт линеаментов с картами глубинных разломов территории СССР [4, 15, 28], составленными по независимым геофизическим данным, показало высокую степень их сходства и достаточную надежность дешифрирования как метода изучения

15

1983

¹ Геологический словарь. Т. 1. М.: Недра, с. 392.

линеаментов. Естественным образом возникла задача проследить эти линеаменты на всем Евразиатском континенте, установить их геологическую природу и раскрыть их соотношение со структурой континента и окружающих его пространств. С этой целью автор изучил космические снимки малого (0,8-1,5 км) разрешения с метеорологических спутников серии «Метеор — Природа» № 18, 25, 27, 28, 29, отличающиеся высокой генерализацией мелких деталей орографического и геологического строения и обзорностью в миллионы квадратных километров, позволяющие уверенно выделять и прослеживать крупнейшие тектонические структуры. Имевшиеся снимки охватывали почти весь Евразиатский континент, за исключением крайнего запада Европы и крайнего юговостока Азии. Линейные структуры, установленные дешифрированием², сопоставлялись с данными по тектонике континента и прилегающих акваторий, почерпнутыми из сводных тектонических [15, 23, 29—33], геологических [9, 10] и географических [13, 42] карт и некоторых опубликованных сводок [8, 26, 36].

Сеть крупнейших линеаментов Евразии, установленных дешифрированием (а в акваториях нанесенных по геологическим и геофизическим данным) отражена на рис. 1. Основные характеристики этих линеаментов сведены в табл. 1. Анализ материалов показывает, что по отношению к главнейшим блоковым структурам земной коры линеаменты делятся на две основные категории: граничные и секущие. Граничные линеаменты отделяют основные блоковые структуры земной коры друг от друга; секущие линеаменты пересекают такие блоки и далеко выходят за их пределы.

Граничные линеаменты подразделяются в зависимости от ранга или порядка тектонических блоков, границы которых они образуют. Линейными граничными структурами первого ранга являются системы разломов, ограничивающие крупнейшие литосферные плиты Земли [1, 10, 24]. Это, во-первых, зоны спрединга (Срединно-Атлантическая, хребта Гаккеля, Срединно-Индоокеанского) и внутриконтинентальные рифты (Красноморский, Восточно-Африканский, Байкальский); во-вторых, зоны субдукции, сопровождаемые глубоководными желобами (системы островных дуг от Алеутской до Зондской); в-третьих, зоны коллизии на границах двух континентальных блоков разных литосферных плит (северная и южная границы межконтинентального пояса Тетис). Дешифрирование космических снимков показало, что в зонах коллизии, как правило, удается различать структурный шов или сутурную линию соприкосновения двух континентальных блоков (часто сопровождаемую поясом офиолитов) и внешний фронт шарьяжей, выдавленных при столкновении континентальных блоков (подошву аккреционной призмы). Такого рода тектонопары четко выделяются на северном борту пояса Тетис в Альпах и Карпатах и на южном его борту, в динаридах, эллинид, Тавре, Загросе и Гималаях.

Граничные линейные структуры второго ранга разделяют мегаблоки земной коры континентального, переходного и океанического типов на участках, где их границы не совпадают с границами литосферных плит. Это системы ступенчатых сбросов континентального склона по периферии пассивных окраин континентов.

Линейные граничные структуры более низких рангов специфичны для мегаблоков земной коры трех основных ее типов. На мегаблоках континентальной коры к граничным структурам третьего ранга отнесены системы разломов, разделяющие блоки земной коры с разным возрастом формирования гранитно-метаморфического слоя или же с разным возрастом и характером строения (складчатое, нескладчатое) осадочного слоя континентальной коры [32]. Многие разломы этого типа сопровождаются палеозойскими или мезозойскими островными андезитовыми вулканическими

² Геологические данные о смещениях вдоль дешифрируемых линий имеются в настоящее время далеко не во всех их пунктах; для некоторых линий они указаны в табл. 2—4.

Основные характеристики главнейших трансконтинентальных линеаментов Евразии (см. рис. 1)

Подсистема	Название и синонимы	№ на рисун- ке	Длина (км), ранг	Геодинамический характер	Возраст
Меридио- нальная	Средиземное море — Мьёса (линия Штил-	1	>3500	Раздвиг	MZ—KZ
	ле) Шпицберген — Вардар	2	5500	Сдвиг (на севере — левый, на юге — правый), сжатие	
	Лапландско-Нильский Транскавказский	3 4	6500 5000	Сдвиг с надвигами Сброс	P€—MZ MZ—KZ
	(линия Шатского) Урало-Оманский	5	15000 (глобаль-	Разнородный	PZ—KZ
	Карско-Джеламский (Гы- дано-Омский, Централь- но-Казахстанский, Индо- Памирский)	6	ный) 10000	Сдвиг (левый, правый), на севере— раздвиг	PZ ₃ —PZ
	Енисейско-Салуэнский Сотого меридиана (Ессей- ско-Иркутский)	7 8	9000 7500	Сдвиг (правый?) ?	MZ—KZ MZ—KZ
	Мирненский Сулавеси Верхояно-Марианский	9 10 11	8000 7000 18000 (глобаль-	Сдвиг То же ?	MZ—KZ MZ—KZ MZ—KZ
	Омолонский Чаунско-Олюторский Врангелевский	12 13 14	ный) 4000 7500 5000	Сброс Сдвиг (?) ?	MZ—KZ KZ ?
Широтная	Полоусненско-Воркутин-	15	7500	3	MZ
	ским Корякско-Ухтинский Охотско-Московский (Куршско-Красноуфим- ский)	16 17	7500 9500	, ,	Þ€
Широтная	Иньшанско-Чуйский (Главный широтный Трансевразиатский)	18	9000	Разнородная	P Z
	Гиндукушско-Циньлинь- ский	19	7500	Сброс	PZ—KZ
	Ява — Флорес	20	7000	?	KZ
Северо-за- падная	Красноморско-Боденский Эльбско-Загросский (Британо-Подольский)	21 22	9000 10000	Разнородная То же	PZ—KZ MZ—KZ
	Нарвско-Амударьинский	23 24	5500 4500	Раздвиг Сдвиг	P€—MZ MZ—KZ
	Турано-Гималайский Баренцевоморско-Тай-	25 25	25000	То же	PR ₃ —KZ
	ваньский (Нордкап — Тиман, Кольско-Зайсанс- кий)		(глобаль- ный)		
	Пайхойско-Корейский Североземельско-Алеут- ский	26 27	6000 5500	Го же Сбросо-сдвиг	PZ—KZ MZ—KZ
Северо-	Балеарско-Котласский (Волынско-Котласский)	28	6 3 00	Раздвиг	P€-KZ
	Атласско-Азовский	29 30	4500 8500	Сдвиг	MZ—KZ PZ—KZ
	Алтынтагско-Охотский Катазиатский Калимантан — Бонин	31 32	7800 10000	Сжатие, сдвиг Сброс ?	MZ—KZ KZ
Дугооб-	Линия Карпинского	33	7500	Сброс	PZ—KZ
разная	Свердловско-Иртышский Пальмиро-Барабинский (Пальмиро-Апшеронский)	34 35	3500 11000	Сдвиг	MZ-KZ
	Таймыро-Чукотский	36	6000	3	,

поясами или же комплексами флишево-турбидитных осадков континентального склона. Это ископаемые зоны субдукции или континентальные склоны [12, 25, 32], т. е. палеоаналоги граничных структур первого или второго ранга. Поскольку ныне эти разломы существуют в принципиально ином качестве, можно полагать, что они лишились своих старых корней в подкоровых слоях и развиваются с тех пор лишь постумно, под влиянием порожденных ими вещественных и плотностных неоднородностей в земной коре и литосфере.

Линейные граничные структуры земной коры переходного типа представлены глубинными поддвигами, обусловившими формирование авулканических (зоны тектонического скучивания, аккреции) или вулканических островных дуг. Это структуры конструктивной группы, связанные с формированием гранитно-метаморфического слоя земной коры. Деструктивные элементы представлены сбросами, ограничивающими котловины окраинных и внутренних морей.

Граничные структуры океанической коры в восточной половине Северного полушария представлены разломами вулканических и глыбовых океанических хребтов. Трансформные разломы, видимо, стоят ближе к секущим структурам, но для нашего специального рассмотрения,

за некоторым исключением, не играют принципиальной роли.

Для граничных структур восточной половины Северного полушария Земли характерны преимущественно дугообразные очертания и отсутствие строгой геометричности в пространственном расположении. Системы граничных линеаментов сгущаются в основных складчатых поясах, простиранию которых они подчинены. Они связаны с формированием и латеральными перемещениями современных и древних литосферных плит и мегаблоков континентальной, переходной и океанической коры.

Секущие линеаменты пересекают насквозь основные блоковые структуры земной коры и выходят за их пределы. Очевидно, что их формирование связано не с образованием блоковых структур, но с иными процессами. При ранжировании секущих структур был применен тот же принцип, что и при ранжировании структур граничных. Структуры первого ранга (трансплитные, или глобальные) пересекают целиком литосферную плиту и оба ее ограничения. Структуры второго ранга (трансконтинентальные) пересекают целиком континентальный мегаблок какой-либо литосферной плиты и выходят за его пределы. Наконец, к третьему рангу (трансрегиональные структуры) причисляются линеаменты, пересекающие не менее двух континентальных граничных структур третьего ранга. Такое ранжирование принято для «Схемы расположения крупнейших линейных структур Евразии», за тем исключением, что трансплитные (глобальные) линеаменты, количество которых весьма ограничено, отдельным знаком не показаны, а выделены лишь в табл. 1 и кратко описаны в тексте.

Секущие линейные структуры вместе с отдельными фрагментами граничных структур (в тех местах, где они наложены друг на друга) образуют геометрически строгую сеть, расположенную закономерно по отношению к оси вращения Земли. Это явление установили Р. Зондер, С. С. Шульц и Г. Н. Каттерфельд [16, 41]. Сеть таких структур называется «планетарной трещиноватостью» или «регматической сетью». Планетарные структуры, как известно, образуют две сопряженных системы: ортогональную по отношению к оси вращения Земли и диагональную к ней, что доказано многочисленными подсчетами, в том числе и для отдешифрированных на космоснимках структур [20].

Секущие планетарные структуры в настоящее время установлены преимущественно на мегаблоках континентальной коры. Достаточно часто такие структуры пересекают границы континентов и выходят в межконтинентальный пояс Тетис (впервые это обнаружил В. Е. Хаин [35]) и в зону переходной коры Тихого океана. Некоторые из них прослежены и в мегаблоках океанической коры, но в целом степень их развития в океанах еще не изучена. Ввиду ограниченного объема публикации мы остановимся на геологическом строении и истории формирования

лишь некоторых секущих линеаментов, лучше изученных или наибо-

лее ярких по структурному выражению.

Линеаменты меридиональной подсистемы образуют регулярную сеть структур, сходящихся по направлению к Северному полюсу и расходящихся к экватору. Они отстоят друг от друга на 600—800 км (8—10° по широте) и отклоняются от меридионального простирания не более чем на 10—15°. В качестве примера рассмотрим строение Транскавказского линеамента. Эту зону глубинных дислокаций длительного развития в 1948 г. наметил Н. С. Шатский [38], выделив систему флексурообразных перегибов, ограничивающих с востока область высокого стояния кристаллического фундамента Русской плиты и Большого Кавказа.

Наиболее ярко рассматриваемый линеамент проявляется на космоснимках между Волгоградом и Тбилиси, где его образуют Волгоградская, Ергенинская и Минераловодская флексуры (1, 2 и 3 на рис. 2 соответственно). Основные движения по этим флексурам происходили в мезозое и кайнозое. Эти и сопровождающие их структуры образуют на космоснимках некоторое подобие «елки», обращенной вершиной к северу, причем в пределах этой зоны, имеющей в целом треугольную в плане форму («Кавказский треугольник»), располагаются субмеридиональные разломы, с которыми связаны проявления неоген-четвертичного вулканизма Малого Кавказа (4 на рис. 2), четвертичного вулканизма и плутонизма Большого Кавказа (5 на рис. 2).

Южнее линеамента Загроса центральные и восточные ветви Транскавказского линеамента ни на космоснимках, ни в геологической структуре не прослеживаются; западные ветви уходят на юго-запад (6 на рис. 2) и, по данным дешифрирования, плавно сочленяются с зоной левосторонних сдвигов Мертвого моря, ограничивающих с запада Аравийскую платформу (7 на рис. 2). Общее расщепление и изгиб к западу Транскавказского линеамента можно связывать с предполагаемыми по палинспастическим построениям (и отраженными в соответст-

Таблица 2 Тектонические дислокации, приуроченные к Транскавказскому линеаменту (см. рис. 2)

№ на рис. 2	Наименование дешифрируемой дислокации	Характер дислокации	Возраст пе- ремещений	Кинематическая характеристика
1	Волгоградская флексура	Сброс фундамента, флек- сура чехла	MZ—KZ	Опускание вос- точного крыла
2 3	Ергенинская флексура	Флексура чехла	Q	То же
3	Минераловодская флек-	Сброс фундамента, флек-	MZ—KZ	То же
4	сура Разломы Малого Кавка- за	сура чехла		Растяжение
5	Разломы Эльбруса, Каз- бека, Пятигорья		N—Q	То же
6	Разломы Восточного Тав-		N—Q	5
7	ра Разломы зоны Мертвого моря	Левые сдвиги, грабены	ΚZ	Левый сдвиг
8	Загросский разлом	İ		
ğ	Линеаменты Свияги	Восточное погружение	D ₂ —C	Опускание вос-
•	•	Токмовского свода		точного крыла
10	Линеаменты Ветлуги	Меридиональные склад- ки платформенного чех- ла	j	Вертикальные перемещения
11	Линеаменты Мезени	?		,
12	Окско-Цнинский вал, ли-	Валообразное поднятие	MZ	Вертикальные
_	неаменты Хопра	чехла	ĺ	перемещения
13	Цымлянский линеамент	Гряда возвышенностей	N—Q?	То же
14	Линеамент Астраханско-	Зоны трещиноватости в	MZ—KZ	3
	го свода	в породах карбона	1	
15	Линеаменты Эльтона		1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1	, <u> </u>
16	Вятский авлакоген	Грабен	PR ₃ ,PZ ₂₋₃	Раздвиг

поясами или же комплексами флишево-турбидитных осадков континентального склона. Это ископаемые зоны субдукции или континентальные склоны [12, 25, 32], т. е. палеоаналоги граничных структур первого или второго ранга. Поскольку ныне эти разломы существуют в принципиально ином качестве, можно полагать, что они лишились своих старых корней в подкоровых слоях и развиваются с тех пор лишь постумно, под влиянием порожденных ими вещественных и плотностных неоднородностей в земной коре и литосфере.

Линейные граничные структуры земной коры переходного типа представлены глубинными поддвигами, обусловившими формирование авулканических (зоны тектонического скучивания, аккреции) или вулканических островных дуг. Это структуры конструктивной группы, связанные с формированием гранитно-метаморфического слоя земной коры. Деструктивные элементы представлены сбросами, ограничивающими котловины окраинных и внутренних морей.

Граничные структуры океанической коры в восточной половине Северного полушария представлены разломами вулканических и глыбовых океанических хребтов. Трансформные разломы, видимо, стоят ближе к секущим структурам, но для нашего специального рассмотрения,

за некоторым исключением, не играют принципиальной роли.

Для граничных структур восточной половины Северного полушария Земли характерны преимущественно дугообразные очертания и отсутствие строгой геометричности в пространственном расположении. Системы граничных линеаментов сгущаются в основных складчатых поясах, простиранию которых они подчинены. Они связаны с формированием и латеральными перемещениями современных и древних литосферных плит и мегаблоков континентальной, переходной и океанической коры.

Секущие линеаменты пересекают насквозь основные блоковые структуры земной коры и выходят за их пределы. Очевидно, что их формирование связано не с образованием блоковых структур, но с иными процессами. При ранжировании секущих структур был применен тот же принцип, что и при ранжировании структур граничных. Структуры первого ранга (трансплитные, или глобальные) пересекают целиком литосферную плиту и оба ее ограничения. Структуры второго ранга (трансконтинентальные) пересекают целиком континентальный мегаблок какой-либо литосферной плиты и выходят за его пределы. Наконец, к третьему рангу (трансрегиональные структуры) причисляются линеаменты, пересекающие не менее двух континентальных граничных структур третьего ранга. Такое ранжирование принято для «Схемы расположения крупнейших линейных структур Евразии», за тем исключением, что трансплитные (глобальные) линеаменты, количество которых весьма ограничено, отдельным знаком не показаны, а выделены лишь в табл. 1 и кратко описаны в тексте.

Секущие линейные структуры вместе с отдельными фрагментами граничных структур (в тех местах, где они наложены друг на друга) образуют геометрически строгую сеть, расположенную закономерно по отношению к оси вращения Земли. Это явление установили Р. Зондер, С. С. Шульц и Г. Н. Каттерфельд [16, 41]. Сеть таких структур называется «планетарной трещиноватостью» или «регматической сетью». Планетарные структуры, как известно, образуют две сопряженных системы: ортогональную по отношению к оси вращения Земли и диагональную к ней, что доказано многочисленными подсчетами, в том числе и для отдешифрированных на космоснимках структур [20].

Секущие планетарные структуры в настоящее время установлены преимущественно на мегаблоках континентальной коры. Достаточночасто такие структуры пересекают границы континентов и выходят в межконтинентальный пояс Тетис (впервые это обнаружил В. Е. Хаин [35]) и в зону переходной коры Тихого океана. Некоторые из них прослежены и в мегаблоках океанической коры, но в целом степень их развития в океанах еще не изучена. Ввиду ограниченного объема публикации мы остановимся на геологическом строении и истории формирования

лишь некоторых секущих линеаментов, лучше изученных или наибо-

лее ярких по структурному выражению.

Линеаменты меридиональной подсистемы образуют регулярную сеть структур, сходящихся по направлению к Северному полюсу и расходящихся к экватору. Они отстоят друг от друга на 600—800 км (8—10° по широте) и отклоняются от меридионального простирания не более чем на 10—15°. В качестве примера рассмотрим строение Транскавказского линеамента. Эту зону глубинных дислокаций длительного развития в 1948 г. наметил Н. С. Шатский [38], выделив систему флексурообразных перегибов, ограничивающих с востока область высокого стояния кристаллического фундамента Русской плиты и Большого Кавказа.

Наиболее ярко рассматриваемый линеамент проявляется на космоснимках между Волгоградом и Тбилиси, где его образуют Волгоградская, Ергенинская и Минераловодская флексуры (1, 2 и 3 на рис. 2 соответственно). Основные движения по этим флексурам происходили в мезозое и кайнозое. Эти и сопровождающие их структуры образуют на космоснимках некоторое подобие «елки», обращенной вершиной к северу, причем в пределах этой зоны, имеющей в целом треугольную в плане форму («Кавказский треугольник»), располагаются субмеридиональные разломы, с которыми связаны проявления неоген-четвертичного вулканизма Малого Кавказа (4 на рис. 2), четвертичного вулканизма и плутонизма Большого Кавказа (5 на рис. 2).

Южнее линеамента Загроса центральные и восточные ветви Транскавказского линеамента ни на космоснимках, ни в геологической структуре не прослеживаются; западные ветви уходят на юго-запад (6 на рис. 2) и, по данным дешифрирования, плавно сочленяются с зоной левосторонних сдвигов Мертвого моря, ограничивающих с запада Аравийскую платформу (7 на рис. 2). Общее расщепление и изгиб к западу Транскавказского линеамента можно связывать с предполагаемыми по палинспастическим построениям (и отраженными в соответст-

Таблица 2
Тектонические дислокации, приуроченные к Транскавказскому линеаменту
(см. рис. 2)

№ на рис. 2	Наименование дешифрируемой дислокации	Характер дислокации	Возраст пе- ремещений	Кинематическая характеристика
1	Волгоградская флексура	Сброс фундамента, флек- сура чехла	MZ—KZ	Опускание восточного крыла
2	Ергенинская флексура	Флексура чехла	Q	То же
2 3	Минераловодская флек-	Сброс фундамента, флек-	MZ—KZ	То же
4	сура Разломы Малого Кавка-		N—Q	Растяжение
5	за Разломы Эльбруса, Каз-	Линии магматических	N-Q	То же
6	бека, Пятигорья Разломы Восточного Тав-	очагов Сбросы, линии вулканов	N—Q	3
7	ра Разломы зоны Мертвого моря	Левые сдвиги, грабены	KZ	Левый сдвиг
8	Загросский разлом		l 1	
9	Линеаменты Свияги	Восточное погружение Токмовского свода	D ₂ —C	Опускание вос- точного крыла
10	Линеаменты Ветлуги	Меридиональные склад- ки платформенного чех- ла	è	Вертикальные перемещения
11	Линеаменты Мезени	?		?
12	Окско-Цнинский вал, ли- неаменты Хопра	Валообразное поднятие чехла	MZ	Вертикальные перемещения
13	Цымлянский линеамент	Гряда возвышенностей	N—Q?	То же
14	Линеамент Астраханско-	Зоны трещиноватости в породах карбона	MZ—KZ	?
15	Линеаменты Эльтона	2 S] ? !	2
16	Вятский авлакоген	Грабен	PR_3, PZ_{2-3}	Раздвиг

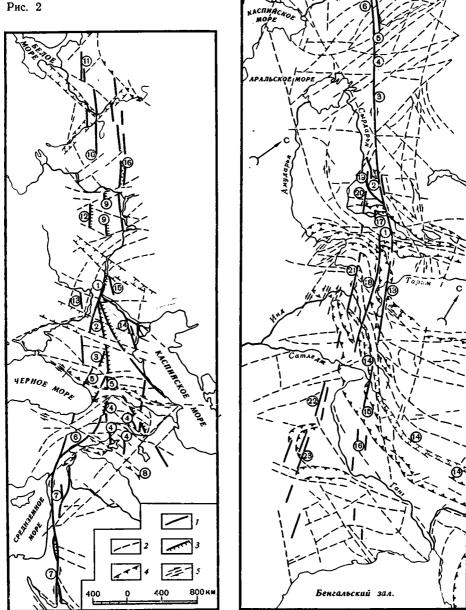


Рис. 2. Строение Транскавказского линеамента (линия Шатского) по данным дешифрирования космических снимков
1 — линейные структуры на космических снимках, составляющие трансконтинентальный

линеамент; 2 — прочие линейные структуры по данным дешифрирования (разломы в акваториях по геофизическим данным показаны штрихпунктирной линией); 3—5 — морфологические особенности разрывных нарушений по геологическим данным и данным дешифрирования: 3 — сбросы, раздвиги, 4 — надвиги, шарьяжи, 5 — сдвиги. Цифрами в кружках обозначены структуры, названия которых указаны под соответствующими номерами в табл. 2

Рис. 3. Строение Турано-Гималайского линеамента по данным дешифрирования космических снимког Условные обозначения см. на рис. 2. Названия структур — в табл. 3



Рис. 1. Схема расположения крупнейших линейных структур Евразии по данным дешифрирования космических снимков

А. Граничные линейные структуры, разделяющие крупнейшие блоки земной коры. 1-3- линейные структуры первого ранга, определяющие границы современных лито-сферных плит: 1- зоны спрединга (срединно-океанические хребты и внутриконтинентальные рифты), 2- зоны субдукции, 3- зоны коллизии мегаблоков континентальной коры (сутурная линия и подошва аккреционной призмы); 4- линейные структуры второго ранга, определяющие границы мегаблоков континентальной, океанической и переходной коры; 5-9- линейные структуры третьего ранга; 5- разломы континентальной коры, разделяющие блоки с разным возрастом формирования континентальной коры и с разным возрастом и характером осадочного слоя; 6-7 разломы переходной коры; 6- разломы вулканических островных дуг, 7- разломы вулканических островных дуг; 8-9 разломы океанической коры: 8- разломы глыбовых и вулканических

океанических хребтов, 9 — трансформные разломы. Б. Секущие линейные структуры. 10 — глобальные и трансконтинентальные линеаменты (структуры первого и второго ранга), 11 — трансрегиональные линеаменты (структуры третьего ранга). В. Прочие линейные структуры (разломы). 12 — раздвиги и сбросы, 13 — надвиги и шарьяжи, 14 — сдвиги, 15 — разломы неустановленного характера. Типы земной коры. 16 — земная кора океанического типа, 17 — земная кора переходного типа, 18 — земная кора континентов Лавразийской группы, 19 — земная кора континентов Гондванской группы, 20 — континентальная земная кора пояса Тетис. Цифрами в кружках обозначены линеаменты, названия и характеристика которых указаны под соответствующими номерами в табл. 1

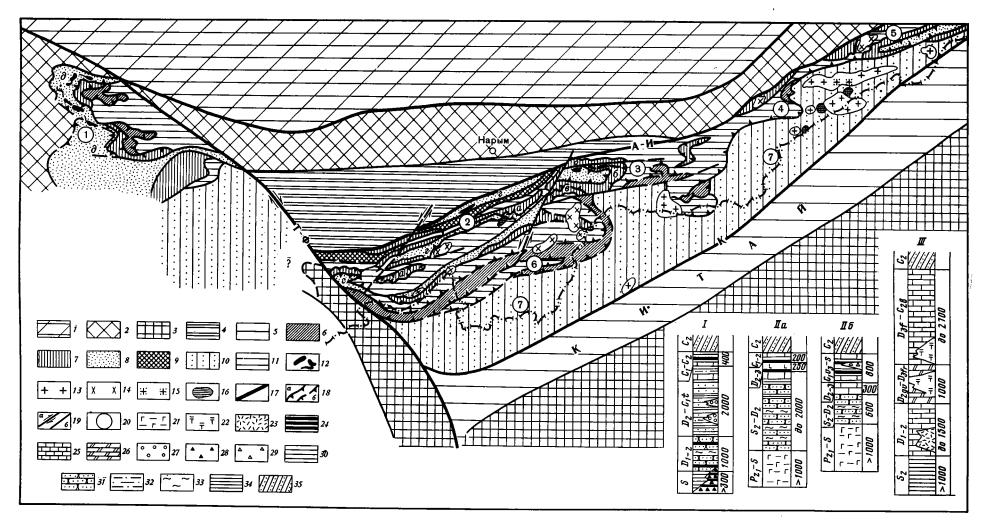


Рис. 1. Схема основных структурных элементов ферганско-кокшаальских герцинид 1-19 — обозначения к схеме: 1 — Северный Тянь-Шань; 2 — Срединный Тянь-Шань; 3 — Таримский массив: 4, 5 — верхнепалеозойские комплексы: флишево-молассовый Атбашинского (4) и карбонатный Муздукского (5) прогибов; 6-9 — тектонические покровы, сложенные среднепалеозойскими формационными комплексами: 6 — терригенно-креминстым («конденсированный» разрез), 7 — креминсто-вулканогенным (типы разрезов: a — ташрабатский, 6 — джангджирский, a — кайнарский), a — северным батиальным (типы разрезов: a — шириктинский, a — майлисуйский), a — атбашинский полиметаморфический комплекс (докембрий — средний палеозой); a — a — атбашинский полиметаморфический комплекс (докембрий — a — средний палеозой); a — a — атбашинский, a — комплексы позднепалеозойских гранитоидов: a — атбашин-иныльчекский, a — кипчакский; a — рапакивиподобные граниты; a —

ласо-Ферганский, К — Кипчакский), 18 — крупнейшие надвиги и шарьяжи (а — установленные, 6 — предполагаемые), 19 — сдвиги (а) и прочие разломы (б); 20 — хребты (цифры на схемах в кружках): 1 — юго-западный склон Ферганского хребта, 2 — Атбашинский, 3 — Джангджирский, 4 — Борколдойский, 5 — Иныльчекский, 6 — Сарыбелесский, 7 — Кок-Шаал-Тоо. 21—35 — обозначения к колонкам: 21 — метабальзаты и зеленые аповулканогенные сланцы; 22 — щелочные базальты; 23 — трахилипариты; 24 — кремни, кремнистые сланцы; 25 — известняки; 26 — доломиты, известняковые доломиты; 27 — конгломераты; 28 — кремнистые брекчии; 29 — олистостромовые образования; 30, 31 — песчаники: 30 — полимиктовые, 31 — олигомиктовые; 32 — алевролиты; 33—34 — сланцы: 33 — филитовидные, 34 — глинистые, известково-глинистые; 35 — верхнепалеозойский флиш. I—III — сводные стратиграфические разрезы среднепалеозойских формационных комплексов: I — южный батиальный. IIа, II6 — северный батиальный: (типы разрезов: IIа — шириктинский, II6 — майлисуйский); III — вулканогеню-карбонатный

вующих изгибах складчатых зон и ограничивающих их разломов) правосторонними сдвиговыми перемещениями вдоль линеамента Загроса с

амплитудой не менее 400 км.

В северном направлении Транскавказский линеамент прослежен дешифрированием вплоть до основания полуострова Канин. По снимкам выделены также два параллельных ему линеамента, лежащие западнее и восточнее. Геологическое выражение этих линий в структуре Русской плиты указано в табл. 2.

Таким образом, Транскавказский линеамент в пределах Русской плиты характеризуется преимущественно флексурно-сбросовыми движениями с общим опусканием восточного крыла, проходившими в конце палеозоя, мезозое и кайнозое. В альпийском Средиземноморском поясе эти движения сочетаются с поперечным воздыманием и растрескиванием (зачаточный рифтогенез?), отчетливо проявленными в общем структурном рисунке этой части линеамента и сопутствующих явлениях наземного вулканизма. Дискуссионным является вопрос о возможности соединения Транскавказского линеамента с зоной разломов Мертвого моря, имеющей совершенно иную (левостороннюю сдвигово-раздвиговую) динамику, хотя случайное сонахождение двух таких крупнейших структур на продолжении одна другой крайне мало вероятно.

Эту зону глубинных дислокаций, впервые установленную Н. С. Шат-

ским, было бы справедливо именовать «линией Шатского».

Другие линеаменты меридиональной подсистемы отражены на рис. 1 и в табл. 1. Два из них — известный ранее Урало-Оманский и выделяемый впервые Верхояно-Марианский относятся к глобальным структурам. Так, Урало-Оманский линеамент протягивается от Полярного Урала до южного окончания острова Мадагаскар [7]. Верхояно-Марианский линеамент пересекает целиком две литосферные плиты и прослежен от хребта Ломоносова в Северном Ледовитом океане через Верхоянскую систему, Сетте-Дабан, Сахалин, Хонсю, острова Бонин и Марианские через хребет Муссау в Коралловое море между Австралией и Новой Зеландией. Один из наиболее четких трансконтинентальных линеаментов — Чаунско-Олюторский — отчетливо дешифрируется снимках и мелкомасштабных географических картах и на многих отрезках подтвержден геологическим картированием (не прослежен он только в Охотско-Чукотском поясе). С Олюторского полуострова линеамент переходит на подводный вулканический хребет Ширшова, доходит до Алеутской островной дуги и с правосторонним сдвиговым смещением величиной около 300 км пересекает ее и прослеживается по океанической коре вдоль Императорского хребта вплоть до его пересечения с Гавайским хребтом.

Трансконтинентальные линеаменты широтной подсистемы распространены в восточной половине Северного полушария преимущественно на востоке Азии, где они отстоят друг от друга на 800-1000 км, или 8-10° по широте. Линеаментов глобального ранга среди них не известно. Самым протяженным широтным линеаментом является Московский. Он начинается системой разломов, определяющих положение широтного колена Охотско-Чукотского вулканического пояса и границу континентальной коры. Эти разломы, по данным дешифрирования, тянутся далее на запад вдоль широтного течения Алдана, диктуя здесь северную границу Алданского щита. Через Сибирскую платформу линеамент прослежен вдоль широтного течения Ангары и пересекает Западно-Сибирскую плиту, не оказывая существенного влияния на ее структуру. На Урале линеамент не дешифрируется, но на Русской плите играет важную роль (Куршско-Красноуфимский линеамент Д. М. Трофимова — [34]), отделяя северную ее часть с преобладающими северовосточными структурами и уменьшенной мощностью земной коры от южной ее части, где господствуют северо-западные структуры и кора более мощная. Возраст заложения линеамента, видимо, докембрийский, динамика мало выразительная.

Среди широтных линеаментов наиболее четко выражен в структуре континента Иньшанско-Чуйский линеамент (В. Е. Хаин [36] именует его Главным широтным Трансевразиатским линеаментом), диктующий северную границу Северо-Китайской и Таримской платформ [26] и прослеженный дешифрированием в район Владивостока. На западе Иньшанско-Чуйский линеамент доходит до Илийской впадины. Продолжением его, видимо, служит широтный линеамент, дешифрируемый вдоль р. Чу, откуда он прослежен через северную часть Аральского моря до Гурьева и далее на запад, где он затухает. Возраст линеамента палеозойский, на востоке преобладают вертикальные движения и поперечное сжатие, на западе геологические проявления и динамика не изучены.

Линеаменты ортогональной системы представляют собой следы геометрических плоскостей, секущих земной шар вдоль оси его вращения или перпендикулярно к ней.

К диагональной системе относятся линеаменты трех подсистем: северо-восточного, северо-западного простирания и дугообразные структуры.

Трансконтинентальные линеаменты северо-западной подсистемы распространены в восточной половине Северного полушария очень широко, и большинство из них отдельными своими отрезками было выделено ранее (линия Эльбы, Британо-Подольский, Кольско-Зайсанский линеаменты, линия Нордкап — Тиман, системы крупномасштабных правых сдвигов Казахстана и др.). Наиболее полные геологические данные имеются по Турано-Гималайскому линеаменту, прослеженному от Самарской луки до Бенгальского залива. Лучше всего линеамент изучен в своей средней части [5], где главная его ветвь — Таласо-Ферганский разлом пересекает по диагонали складчатые системы Срединного и Южного Тянь-Шаня (см. рис. 3 и табл. 3).

В Тургайском прогибе Турано-Гималайский линеамент четко дешифрируется на всех имеющихся материалах космических съемок [22] вдоль долины р. Тургай (рис. 3, 4), однако разрывные нарушения вдоль него в платформенном чехле не установлены. Тем не менее линеамент здесь достаточно точно отвечает в фундаменте Туранской плиты юго-западному ограничению Южно-Тургайского массива, резко отличного от окружающих территорий по характеру магнитного и гравитационного поля и положению подошвы платформенного чехла. Сохраняя северо-западное простирание, Турано-Гималайский линеамент, по данным дешифрирования, пересекает складчатое сооружение Южного Урала (рис. 3, -5), причем какие-либо разрывные или складчатые дислокации этого направления здесь до сих пор не картировались. Далее к северо-западу, в междуречье Урала и Волги, линеамент расщепляется. От него в юго-западном направлении ответвляется ряд линейных структур космофотоизображения, определяющих направление и положение бортовых уступов Прикаспийской впадины и целого ряда известных здесь дислокаций платформенного чехла (см. табл. 3).

Юго-восточная часть Турано-Гималайского линеамента, по данным дешифрирования [2, 3], представляет собой широкую (до 250 км) зону субпараллельных разрывных нарушений северо-западного простирания (Памиро-Каракорумский сдвиг). Наиболее четко здесь выделяется Куньлуньский разлом, который протягивается далее в Каракорум, где его простиранию и положению отвечают многие фрагменты геологических границ на картах этого еще слабо изученного района. В верховьях Сатледжа продолжение Куньлуньского разлома пересекает офиолитовый шов Инда (14 на рис. 3) и хорошо дешифрируется в верхних тектонических покровах шарьяжного сооружения Гималаев (рис. 3, —15). Далее линеамент в виде рассеянной зоны коротких трещин прослеживается вплоть до Предгималайского прогиба (16 на рис. 3).

Вторая ветвь Турано-Гималайского линеамента начинается Аркитским юрским грабеном и прослеживается фрагментами до крупного правостороннего сдвига (рис. 3, —18), проходящего по долинам рек Муджису и Ташкурган-Дарьи и отделяющего сооружения Кунь-Луня

Тектонические дислокации, приуроченные к Турано-Гималайскому линеаменту (см. рис. 3)

№ на рис. 3	Наименование дешифрируе- мой дислокации	Характер деслокации	Возраст пе- ремещений	Ки;нематическая характеристика
1	Таласо-Ферганский раз- лом	Правый сдвиг, грабен	PZ ₂ —T	Правый сдвиг, рас- тяжение
2	Каратауский разлом	Сброс, правый сдвиг, грабен	PZ ₂ PZ ₃ J	Опускание южного крыла, правый сдвиг, растяжение
3	Тюратамский разлом	Сброс	N—Q	Опускание северно- го крыла
. <u>4</u> .5	Линеаменты Тургая Линеаменты Южного Урала	? Зоны трещиноватости	j	
6	Линеамент р. Илек	Флексура	PZ_3	Опускание южного крыла
· 7	Самаркинская, Тимашевская, Большекинельская флексуры	Флексуры	PZ ₃	То же
:8	Токаревский сброс, Жа- довская флексура	Сброс, флексура	PZ ₃ —MZ	Опускание южного крыла
9	Нижневолжская флексура	Сброс по фундаменту, флексура платформенно- го чехла	PZ ₃ ,MZ	Опускание юго-вос- точного крыла
1 0	Саратовская флексура	То же	PZ_3,MZ	Опускание южного крыла
11	Терешкинский разлом	Сброс по карбону, флексура	PZ ₃	То же
12	Доно-Медведицкий вал	Сбросы, флексуры, ва- лообразное поднятие	MZ	В ертикальные дви- жения
13 14	Куньлуньский разлом Шов Инда	Правый сдвиг	MZ	Правый сдвиг
15 16	Линеаменты в Гималаях Линеаменты в Предги- малайском прогибе	, ,	KZ KZ	, ,
17	Аркитский грабен	Сбросы	J	Растяжение
18	Муджисуйский разлом	Сдвиг	MZ—KZ	Правый сдвиг
19	Сброс юго-запада Кара-	Сброс	D_3-C_1	Опускание северо- восточного крыла
20	Ленгерский грабен Кумбельский разлом	Сбросы Сдвиго-сброс	PZ ₃ —T	Растяжение правый сдвиг, опускание юго-западного крыла
21	Карашарский разлом	Сбросо-сдвиг	MZ-KZ	Правый сдвиг
22	Линеаменты у г. Дели	Западное замыкание Предгималайского проги-	KZ	,
23	Линеаменты Индостана	ба ?	è	3

от Памира. С этим сдвигом ассоциируют пологие надвиги, наклоненные под Кунь-Лунь [2] и, видимо, обусловленные неотектоническим его поднятием. Сдвиг прослеживается на космоснимках до шва Инда, пересекает его, но быстро затухает ввиду поглощения его амплитуды шарыжами Гималаев. Время движений по сдвигу не известно, но, видимо, должно быть мезозойским и кайнозойским.

Третья ветвь Турано-Гималайского линеамента прослеживается от юго-восточных склонов Большого Каратау, через Ленгерский юрский грабен, непосредственно смыкающийся, по данным дешифрирования, с Кумбельским сдвигом (20 на рис. 3). Далее дешифрированием она прослеживается фрагментами через Южный Тянь-Шань. К юго-востоку на ее простирании появляется четко дешифрируемый Карашарский разлом (рис. 3,—21), картируемый обычно как сброс, хотя по линзовидному строению зоны сместителя и характеру примыкания к нему Мургабского надвига можно предполагать значительную правосдвиговую амплитуду по этому разлому с мезозойским и кайнозойским возрастом движений.

К югу от шва Инда — сутуры Евразиатской и Индостанской плит — третья ветвь Турано-Гималайского линеамента подобно его первой вет-

ви прослеживается на снимках в виде отдельных рассеянных фрагментов (рис. 3,—22, 23). На имеющихся геологических картах разрывные нарушения в этих местах отсутствуют, что может быть связано с тем, что смещения по ним еще очень молоды, хотя в районе г. Дели (рис. 3,—22) рассматриваемая ветвь обуславливает западное замыкание Предгималайского прогиба.

Таким образом, Турано-Гималайский линеамент представляет собой крупномасштабный правосторонний сдвиг с изменяющейся вдоль его протяжения амплитудой, что неизбежно приводит к формированию динамически связанных с ним надвигов (поддвигов) и шарьяжей. В северо-восточном крыле эти надвиги направлены к юго-востоку, в юго-западном крыле — к северо-западу. С этой общей картиной хорошо согласуется и вся Z-образная ассоциация разрывных и складчатых структур, связанных с линеаментом, и отраженная на рис. З. Для центральной части линеамента характерна фаза растяжений в ранней — средней юре, сопровождавшаяся формированием угленосных грабенов. Попытка В. С. Буртмана [5] связать эти растяжения с локальными «зияниями» вдоль простирания полого изгибающейся линии сдвига вряд ли удачна, поскольку грабены отмечаются во всех трех ветвях линеамента, в том числе и в прямолинейных. Возраст перемещений по разломам, составляющим линеамент, позднепалеозойский и раннемезозойский с последующим унаследованным развитием. В юго-восточной части линеамента возраст движений омолаживается до кайнозойского с сохранением динамических особенностей.

Наиболее значителен в рассматриваемой подсистеме Баренцевоморско-Тайваньский глобальный линеамент. Он состоит из ряда субпараллельных ветвей, кулисообразно подставляющих друг друга к востоку. Линеамент начинается у фронтального шарьяжа каледонид Норвегии разломами, ограничивающими Мурманский блок Балтийского щита. По данным дешифрирования, он прослежен далеко на юго-восток вдоль Тимана (линия Нордкап — Тиман Г. Штилле), пересекает по диагонали Урал и Тургай: отражение его в геологической структуре здесь не известно, но совпадение с геофизическими данными (Кольско-Зайсанский глубинный разлом А. А. Борисова и А. И. Суворова [4]) очень хорошее. Далее эта зона смыкается с системой палеозойских глубинных разломов северо-западного простирания в Центральном Казахстане (Джалаир-Найманский разлом, разломы вдоль бортов Джунгаро-Балхашской системы, разломы Чингиза — Тарбагатая, Джунгарский разлом и др.). Они представляют собой правосторонние взбросо-сдвиги и заканчиваются перед Иньшанско-Чуйским линеаментом. Лишь два разлома из этой системы — разлом между Тибетским массивом и Восточным Кунь-Лунем и разлом между последним и Циньлинем — прослежены на юго-восток с сохранением сдвиговой динамики. Далее эта ветвь линеамента разделяет Индосинийский массив и Южно-Китайскую платформу (сдвиг вдоль р. Красной) и затухает на Калимантане.

На юго-востоке Азии ведущая роль переходит ко второй ветви линеамента, которая отчетливо дешифрируется в Печорской впадине, пересекает Полярный Урал и Западную Сибирь, соответствуя простиранию варисцийских структур в фундаменте платформы. Далее она следует вдоль края каледонских структур Горного Алтая (Иртышская и Северо-Восточная «зоны смятия»), по диагонали пересекает Западную Гоби и Алашань, где отмечаются правосдвиговые ее смещения по Иньшанско-Чуйскому линеаменту, разделяет Ордосский блок и Южно-Китайскую платформу и проходит вдоль поднятия Дабашань. По данным дешифрирования, эта ветвь пересекает Катазиатскую складчатую систему, ограничивая с северо-востока область развития мезозойских гранитоидов, и упирается в узел островных дуг Рюкю и Тайваньской. По палинспастическим построениям Ю. Г. Гатинского [8], разломы рассматриваемой зоны имели в мезозое левосдвиговую динамику, так же. как и современная система северо-западных разломов в Филиппинском море. Последняя система продолжается [42] на подводное плато Онтонг-Джава, желоб Витязя, хребет Донна и южное ограничение плато Манихики. Через цепи атоллов и гийотов архипелагов Общества, Туамоту, Кука эта система разломов смыкается с трансформным разломом Челленджер, пересекающим Восточно-Тихоокеанское поднятие. Таким образом, Баренцевоморско-Тайваньский линеамент пересекает целиком Евразиатскую и Тихоокеанскую литосферные плиты и является одним из крупнейших глобальных линеаментов. Движения по нему происходят, начиная с позднего рифея, динамика в значительной мере сдвиговая.

Линеаменты северо-восточной подсистемы представлены в рассматриваемом сегменте Земли относительно слабо. Крупнейшим из них на континенте является Алтынтагско-Охотский, однако возможно, что он состоит из двух автономных фрагментов, контактирующих по Иньшан-

ско-Чуйскому линеаменту.

Линеаменты северо-восточной и северо-западной подсистем по мере их прослеживания к северу заметно сближаются и простирание их становится более крутым. Геометрически это следы винтовых плоскостей. Вблизи широты 70° они затухают и, в противоположность построениям И. И. Чебаненко [37], в циркумполярной области не прослеживаются, так же, как и большинство меридиональных линеаментов.

Третья подсистема диагональной системы установлена впервые. Ее линеаменты имеют дугообразную конфигурацию на лике Земли и по мере приближения к северу склоняются к широтному направлению, а затем плавно поворачивают в южные румбы. Они представляют собой следы геометрических плоскостей, секущих земной шар наклонно к оси его вращения, причем угол наклона определяется географической широтой широтного отрезка линеамента. Выделение линеаментов этой подсистемы во многих случаях совершенно надежно, в иных случаях их идентификация затруднительна ввиду интерференции со структурами диагональных и широтной подсистем.

Наиболее ярким представителем линеаментов этой подсистемы является один из классических линеаментов, выделенный еще в XIX в.— линия Карпинского. А. П. Карпинский [14] полагал, что эта дислокация образовалась параллельно внешнему краю альпийского складчатого пояса и развивалась в юрском, меловом и палеогеновом периодах. Однако в дальнейшем структурное единство этого линеамента отрицалось, и на современных тектонических картах его найти нельзя. Результаты дешифрирования космических снимков, полученные в последние годы, подтвердили правильность догадок великих ученых XIX в., сделанных на весьма ограниченном фактическом материале, и заставляют вновь пересмотреть геологические построения.

Наиболее четко линия Карпинского выражена в структуре Восточно-Европейской платформы в районе Днепровско-Донецкой впадины, где она совпадает с системой разломов, ограничивающих с юга эту структуру (1 на рис. 4). В районе Букринской излучины (4 на рис. 4) линия Карпинского оставляет долину Днепра и, постепенно изменяя простирание на субширотное, пересекает Украинский щит, где разделяет два блока — Подольский и Волынский, резко различающихся по степени среднепротерозойской гранитизации и особенностям поэднепротерозойского магматизма и развития (5 на рис. 4 и 5). Границу СССР линия Карпинского пересекает уже с чисто широтным простиранием и затем прослежена дешифрированием в Южной Польше, в Богемском массиве и далее, вплоть до грабена Рейна. Через Альпы, Южные Татры, Карпаты и юг Украинского щита дешифрируется еще один линеамент, возможно, связанный с линией Карпинского (22, 23 на рис. 4 и 5).

Юго-восточная часть линии Карпинского хорошо изучена в районе вала Карпинского, где выражена сбросами фундамента и флексурами платформенного чехла. В Закаспии эта линия начинает расщепляться. Ее составляющими являются, видимо, разломы Туаркыра, Сарматско-Туранский линеамент, Бухарский и Амударьинский разломы. Представляется существенно важным, что эти разломы, по данным дешифрирования, могут быть прослежены и за пределы Евразиатской литосферной

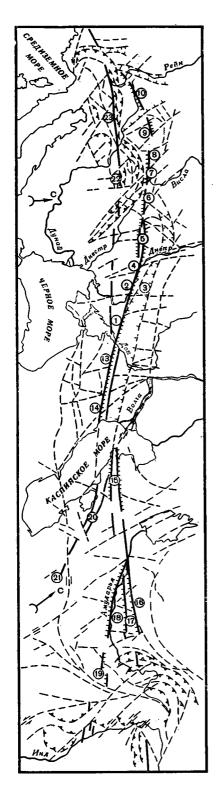


Рис. 4. Строение линии Карпинского по данным дешифрирования космических снимков. Условные обозначения см. на рис. 2. Названия структур — в табл. 4

плиты. Действительно, на продолжении Амударьинского разлома отмечаются разрывы северо-западного простирания в районе южнее Кабула, уже в области Тетис. Разломы такого же простирания установлены на том же продолжении Амударьинского разлома в Сулеймановых горах и далее на левобережье р. Сатледж на Индостанской плите. Точно так же Бухарско-Гиссарский разлом находит свое продолжение в структурах северо-западного простирания, дешифрируемых в ряде мест в Таджикской депрессии и в разломах того же простирания в северо-западном окончании Гималаев. Характер и возраст движений по этим разломам пока не известны.

Суммируя все данные по линии Карпинского, можно говорить о весьма длительном развитии линеамента: на всем протяжении он проявляется с раннего и среднего палеозоя, а последующие унаследованные движения продолжаются на протяжении мезозоя и кайнозоя. Отдельные фрагменты с протерозойским возрастом движений, видимо. использованы палеозойской структурой как ослабленные зоны. Достаточно определенно устанавливается и характер движений по линеаменту: это в основном сбросовые дислокации. Перемещения шарнирные, что четко прослеживается при переходе от Скифской к Туранской плите и в Средней Европе. Геодинамические особенности движений по рассматриваемому линеаменту за пределами Евразиатской плиты пока не ясны в связи со слабой изученностью этих структур.

К рассматриваемой подсистеме относится также Пальмиро-Барабинский линеамент, пересекающий северную часть Аравийской плиты, Кавказ, Куринскую впадину (на этом отрезке он известен как Пальмиро-Апшеронский) и прослеженный в Закаспий, на северные берега Арала, через Тенизскую впадину, вплоть до восток-северо-восточных линеаментов Барабинских увалов. Вторая ветвь этого линеамента пересекает Туранскую плиту, проходит вдоль Спасского и Успенского разломов в Центральном Казахстане и также подходит к Барабинским увалам. Широтная ветвь линеамента следует через Сибирскую платформу вдоль Московско-Охотской зоны. Северо-западная ветвь проходит вдоль установленкартированием разломов через Байкало-Патомское нагорье, Монголо-



Рис. 5. Фрагмент космического снимка со спутника «Метеор-25», виток 659, 1 июля 1976 г., спектральный диапазон 0,8—1,1 мкм, масштаб отпечатка около 1:5 000 000. На снимке отображена западная часть линии Карпинского. Названия структур указаны под соответствующими номерами в табл. 4

Охотскую систему и сочленяется с северо-западными разломами пролива Цугару между островами Хоккайдо и Хонсю. Наклон плоскостей этих двух линеаментов к земной оси около 50—55°. Таймыро-Чукотский дугообразный линеамент имеет наклон плоскости около 75°. К нему принадлежат северо-восточные структуры Таймыра, широтный уступ континентального склона в море Лаптевых и фрагменты северо-западных структур в Восточно-Сибирском море с их продолжением на Чукотку и Аляску.

Суммируя приведенные выше данные, мы переходим к следующим заключениям:

1. Крупнейшие тектонические структуры, отраженные на космических снимках в виде линеаментов первого ранга, образующие зоны протяженностью во многие тысячи километров и шириной от первых десятков до 200—300 км,— реально существующие геологические образования, подтверждаемые на многих отрезках своего протяжения данными геологического картирования и геофизических зондирований.

Правомерность объединения однонаправленных, хотя иногда и разобщенных фрагментов линейных структур в единые протяженные зоны подтверждается единством динамики тектонических движений на всем протяжении таких зон, определенным временем заложения и развития и соответствующими постумными движениями. Отдельные фрагменты линеаментов могут иметь и более древнее заложение при иных геодинамических особенностях (линия Карпинского на Украинском щите, Каратауский разлом в позднем девоне — раннем карбоне и др.) и, видимо, представляют механически включенные в линеамент ослабленные зоны. Все рассмотренные линеаменты активно развиваются в мезозое и кайнозое, что и обеспечивает отчетливое их проявление на космических снимках.

2. Секущие линеаменты жестко связаны с фигурой Земли и положением оси ее вращения. Характер взаимного расположения и конфигурация линеаментов ортогональной и диагональной систем на лике Земли не допускают предположений о том, что, к примеру, меридиональные и широтные линеаменты в палеозое в соответствии с расположением полюсов принадлежали к диагональной системе, а диагональные линеаменты служили частями ортогональной системы. Геометрия их, направления схождения и расхождения совершенно различны: они не взаимозаменяемы.

Поэтому линеаменты представляются фиксированными в основном объеме мантии и не изменяющими своего положения относительно оси вращения планеты, которая также не может перемещаться в основном объеме Земли вследствие гироскопического эффекта. Напротив, литосферные плиты и мегаблоки земной коры, по палеомагнитным, палео-

Тектонические дислокации, приуроченные к линии Карпинского (см. рис. 4, 5)

№ на рис. 4,5	Наименование дешифрируемой дислокации	Характер дислокашии	Возраст пе- тремещений	
1	Южное ограничение Донбасса	Сбросы	PZ ₂₋₃	Опускание северно- го крыла
2	Днепровская линия	Флексуры платформен- ного чехла	MZ—KZ	То же
3	Южный борт Днепров- ско-Донецкой впадины	Сбросы по фундаменту	PZ_{2-3}	То же
4	Каневские дислокации	Сбросы, оползни	N-Q	,
5	Пелчинская, Острогская гряда	Гряда возвышенностей	PR ₂₋₃ ,Q	3
6—7	Северный борт Предкар- патского прогиба	Сбросы	N—Q	Опускание южного крыла
8	Линеаменты Есеника	د ا	۶	,
9	Южный борт Баррандова синклинория	Сброс	PZ ₁₋₂	Опускание северно- го крыла
10	Северо-западный борт Предальпийского прогиба	Система сбросов	N—Q	Опускание южного крыла
11	Линеаменты Монтань — Нуар	То же	N—Q	Тоже
13	Манычский разлом	Сброс фундамента, флек- сура чехла	PZ ₂₋₃	Опускание северно-го крыла
14	Вал Карпинского	То же	PZ_3-MZ	То же
15		Сброс, флексура, валообразное поднятие	MŽ—KZ	То же
16	Бухаро-Гиссарский раз- лом	Сброс	PZ MZ—KZ	Опускание северно- го крыла Опускание южного крыла
17	Бухарский разлом	То же	MZ—KZ	Опускание южного крыла
18	Амударьинский разлом	То же	MZ-KZ	
19		Сбросы	KZ	3
20	Разломы Туаркыра	Сбросы, флексуры, вало- образное поднятие	MZ—KZ	Вертикальные пере- мещения
21	Разломы Бадхыза	Сброс	ΚZ	Опускание северно-
22	Разломы Южных Татр	То же	KZ	Опускание южного крыла
23	Линия Верхней Роны— Верхнего Рейна— Инна	Зона разломов, ограничивающая с юга флишевые покровы Альп	N—Q	Опускание южного крыла(?)
	•			•

климатическим и геолого-тектоническим данным, изменяют свое взаимное расположение и положение по отношению к оси вращения, перемещаясь относительно основного объема мантии и планеты в целом.

- 3. Какой-либо предпочтительности в геодинамических условиях формирования линеаментов той или иной подсистемы пока надежно не установлено: структуры сжатия, растяжения и горизонтального сдвига сопровождают линеаменты всех подсистем. Отмечается преобладание правосдвиговых смещений по линеаментам северо-западного и левосдвиговых смещений по линеаментам северо-восточного простирания, малое количество сдвигов по широтным линеаментам, но эти явления могут быть кажущимися вследствие недостаточной статистики и изученности динамики движений.
- 4. Некоторые линеаменты сохраняют однообразные геодинамические условия на всем своем протяжении. Таковы зона Средиземное море Мьёса (линия Штилле) с раздвиговыми структурами; линия Шатского, сопровождаемая вертикальными перемещениями; Турано-Гималайский линеамент правосдвигового характера. Однако большинство линеаментов меняет геодинамические условия формирования и во времени, и в пространстве. Линеамент Шпицберген Вардар выражен на севере современными трансформными разломами с левосторонним смещением, каледонскими структурами сжатия на Шпицбергене, мезозойско-кай-

нозойскими вертикальными перемещениями— в Польше и Венгрии, альпийскими правосторонними сдвигами— в Вардарской зоне. Эльбско-Загросский линеамент сопровождается кайнозойскими вертикальными перемещениями на Фарерском пороге; структурами растяжения, затем сжатия в раннем палеозое и вертикальными перемещениями в среднем— позднем палеозое и мезозое в Европе (линия Торнквиста); альпийской зоной субдукции в Восточных Карпатах; альпийскими правосторонними сдвигами на Понтийско-Загросском отрезке, где линеамент образует сутуру современных плит и микроплит, и вертикальными перемещениями на эскарпе Индостана. Весьма разнообразны геодинамические условия вдоль Урало-Оманского, Верхояно-Марианского, Баренцевоморско-Тайваньского и многих других линеаментов (см. табл. 1).

Четко прослеживается активизация движений по линеаментам в соответствии с возрастом рассекаемых ими складчатых поясов. Так, в Урало-Монголо-Охотском палеозойском поясе наиболее активное проявление движений по линеаментам приходится на поздний докембрий и палеозой, в поясе Тетис — на мезозой и кайнозой, в океанах и переокеанических зонах — на кайнозой и современную эпоху. Этим часто определяется и изменение динамики движений вдоль простирания линеаментов.

5. Проявление линеаментов на дневной поверхности обуславливается в значительной мере тектоническим режимом. Граничные линеаменты наиболее четко проявлены в складчатых поясах, где они определяют простирания и границы основных структурных элементов. Секущие линеаменты легче всего дешифрируются на платформах, где они не замаскированы и не «стерты» движениями более высокого структурного уровня. При перпендикулярном или диагональном пересечении ими складчатых систем секущие линеаменты часто теряются, прерываются, что вызвано переработкой их более молодыми поверхностными структурами.

6. Линеаменты первого ранга (глобальные) пересекают целиком Евразиатскую плиту, ограничивающую ее систему зон субдукции и коллизии и лежащую южнее и восточнее рифтовую систему зон спрединга (Срединно-Индоокеанскую и Тихоокеанскую). Таким образом, они являются секущими по отношению к литосфере в целом. Трансконтинентальные линеаменты (второго ранга) рассекают почти целиком весь Евразиатский континентальный мегаблок и выходят за его пределы в межконтинентальный Средиземноморский пояс и на континентальные мегаблоки плит Гондванского ряда (Африкано-Аравийскую и Индостан-

скую). Они являются секущими по отношению к земной коре.

В свете этого интересно напомнить вывод Н. С. Шатского, сформулированный им в работе 1948 г. [38]. Описывая Транскавказский линеамент и отмечая, что он пересекает самые различные по строению участки земной коры: древнюю плиту с докембрийским фундаментом, герцинскую платформу с палеозойским складчатым фундаментом, альпийскую складчатую систему и ее краевой прогиб, Н. С. Шатский указывает: «Наличие огромных тектонических структур и движений, охватывающих самые разнообразные по строению участки земной коры, ставит вопрос ... об общности движений и, вероятно, об общности процессов изменения вещества в глубинных оболочках Земли под весьма различными поверхностными структурами...». Применяя этот подход к глобальным и трансконтинентальным секущим линеаментам, следует констатировать, что существование структур, по отношению к которым не только границы разновозрастных складчатых систем, границы континентальной и океанической земной коры, но и границы крупнейших литосферных плит являются «поверхностными» структурами, заставляют предполагать подлитосферное, внутримантийное заложение трансконтинентальных линеаментов. Конечно, форма проявления их мантии, видимо, имеет мало общего с привычным нам понятием «разлом», но градиент изменения скоростей движения и свойств вещества внутри таких зон должен быть существенно большим, чем вдали от них.

- 7. Взаимоотношения линеаментов разных систем со структурой континентальной коры не одинаковы. На западе Евразии тектонические структуры используют преимущественно диагональную систему, к востоку от Енисея — ортогональную (ср. данные В. И. Макарова — [21]). На юге Евразии отмечается равная роль линеаментов обеих систем в геологической структуре. Причины этого явления пока загадочны. Можно лишь указать на отсутствие самостоятельных современных широтных складчатых систем в Евразии (пояс Тетис состоит из отдельных диагональных фрагментов), что можно поставить в связь с отклоняющим влиянием сил Кориолиса на меридионально ориентированные потоки мантийного вещества. Палинспастические реконструкции Л. П. Зоненшайна [12] подтверждают этот вывод и для геологического прошлого.
- 8. Как указывалось выше, трансконтинентальные линеаменты планетарной сети наиболее ярко проявлены на континентальных мегаблоках. Однако основные структуры океанов [1, 19, 24, 42] подчиняются тем же направлениям. Достаточно указать на широтные трансформные разломы и меридиональные простирания рифта Срединно-Атлантического хребта; устойчивые диагональные простирания рифтовых зон и трансформных разломов в Индийском океане, Тихом океане, широтные трансформные разломы востока Тихого океана. Однако увязка структуры океанов и континентов потребует специальных глобальных реконструк-
- 9. Сопоставление крупнейших планетарных структур Земли с аналогичными структурами Луны, Меркурия, Марса, некоторых спутников Юпитера показывает, что для всех этих планет характерна диагональная сеть основных тектонических структур. Лишь на Марсе в приэкваториальной зоне появляются структуры широтного направления (Рифтовая долина). Крупных меридиональных структур, столь четко проявленных на Земле, нет ни на одной из этих планет (кроме, может быть, Луны). Этот вывод (относящийся к крупным структурам, но не к сети мелкой трещиноватости — ср. данные Г. Н. Каттерфельда [16]) указывает на особенности развития Земли как планеты, но нуждается в детализации и разработке.

Некоторые вопросы взаимоотношений крупных горизонтальных перемещений литосферных плит с сетью планетарных линеаментов Земли будут рассмотрены в следующей статье.

Литература

- 1. Айзекс Б., Оливер Д., Сайкс Л. Сейсмология и новая глобальная тектоника. 1968.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974, с. 133—179.
- 2. Афанасьева Н. С., Буш В. А., Кац Я. Г. и др. Особенности структуры Средиземноморского пояса по данным дешифрирования космических снимков.— В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980, с. 123—132.

 3. Башилова И. И., Махин Г. В. Геология Земли из космоса.— Природа, 1975, № 10.
- 4. Борисов А. А., Суворов А. И., Каленик В. Н. Глубинное строение и главнейшие глубинные разломы земной коры на территории СССР. В кн.: Тектоника территории СССР. М.: Наука, 1977, с. 16—31. 5. Буртман В. С. Таласо-Ферганский сдвиг (Тянь-Шань).— Тр. ГИН АН СССР, 1964,
- вып. 104. 143 с.
- 6. Буш В. А., Кац Я. Г. Тектоническое районирование Средиземноморского альпийского пояса по результатам дешифрирования космических снимков. – Изв. вузов. Геол. и разведка, 1978, № 10, с. 74—76. 7. Буш В. А., Козлов В. В., Севастьянов В. И., Коваленок В. В. Космогеологические
- исследования Урало-Оманского суперлинеамента. Исследование Земли из космоca, 1980, № 4, c. 13—17.
- 8. Гатинский Ю. Г. Геокинематические реконструкции юго-восточной части Азиатского континента в позднем фанерозое. — Ст. І. Изв. вузов. Геол. и разведка, 1981, № 4, с. 61—69; Ст. ІІ. Там же, 1981, № 5, с. 10—19.

 9. Геологическая карта Евразии. М-6 1:5000000/Гл. ред. Марковский А. П. М.: Мин.
- геол. СССР, 1975.
- 10. Геологическая карта Китая. М-6 1:4000000. Пекин, 1971 (на кит. языке). 11. Ероменко В. Я., Каттерфельд Г. Н. Использование космических снимков при изучении региональных и глобальных систем линеаментов Земли.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1978, № 10, с. 23-29.

- 12. Зоненшайн Л. П., Городницкий А. М. Палеозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов. Ст. І. Раннесреднепалеозойские реконструкции. - Геотектоника, 1977, № 2, с. 3—34. Ст. II. Позднепалеозойские и мезозойские реконструкпии. — Геотектоника, 1977, № 3, с. 3—24.
- 13. Индийский океан. Батиметрическая карта. М-б 1:10 000 000. М.: ГУГК, 1977.
- 14. *Карпинский А. П.* Замечания о характере дислокации пород в южной половине Европейской России. 1883.— В кн.: А. П. Карпинский. Очерки геологического прошлого Европейской России. М.— Л.: Изд-во АН СССР, 1947, с. 148—169. южной половине
- 15. Карта разломов территории СССР и сопредельных стран. М-6 1:2500 000/Гл. ред.
- 15. Қарта размомов территория СССР, ан СССР, 1978. Сидоренко А. В. М.: Мин. геол. СССР, 1978. 16. Каттерфельд Г. Н., Чарушин Г. В. Глобальная трещиноватость Земли и других планет.— Геотектоника, 1970, № 6, с. 3—12. 17. Кац Я. Г., Скарятин В. Д., Трофимов Д. М. О суперлинеаментах Средиземномор-
- ского пояса и сопредельных платформ, выявленных при дешифрировании космических снимков. МГК, XXVI сес. Доклады советских геологов. Четвертичная геология и геоморфология, дистанционное зондирование. М.: Наука, 1980, с. 143-150
- 18. Космогеологическая карта линейных и кольцевых структур территории СССР. М-6 1: 5 000 000/Гл. ред. Щеглов А. Д. М.: Мин. геол. СССР, 1980.
- 19. Ле Пишон К. Спрединг океанического дна и дрейф континентов. 1968.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974, с. 93-132.
- 20. Макаров В. И. Предварительная карта линеаментов территории СССР.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1978, № 10, с. 37—40.
- 21. Макаров В. И. Карта тектонических линеаментов Северной Евразии. МГК, XXVI сес. Доклады советских геологов. Четвертичная геология и геоморфология. Дистанцион-
- ное зондирование. М.: Наука, 1980, с. 137—143. 22. Макаров В. И., Соловьева Л. И. Перекрестный структурный план земной коры и проблема проявления ее глубинных элементов (на примере Тянь-Шаня и Туранской плиты).— В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология. Т. V. М., 1976, с. 37—58.
- 23. Международная тектоническая карта Европы. М-б 1:2500000/Гл. ред. ский Н. С. М.: АН СССР, Госгеолком СССР, 1962.
- Морган В. Океанические поднятия, глубоководные желоба, большие разломы и блоки земной коры. 1968.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974, c. 68—92
- 25. Моссаковский А. А. Орогенные структуры и вулканизм палеозоид Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. М.: Наука, 1975. 360 c.
- 26. Основы тектоники Китая. М.: Геогеолтехиздат, 1962. 526 с. 27. Скарятин В. Д., Атанасян С. В. Линейные и кольцевые структуры некоторых районов Евразии.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1976, № 11, с. 135—148.
- 28. Схема зон глубинных разломов территории СССР (по геофизическим данным). М-6 1: 10 000 000/Ред. Мильштейн Д. М. М.: Мин. геол. СССР, 1979.
- 29. Тектоническая карта Евразии. М-6 1:5000000/Гл. ред. Яншин А. Л. М.: ГУГК, 1966.
- 30. Тектоническая карта Европы и смежных областей. М-б 1:10 000 000/Отв. ред. Хаин В. Е., Леонов Ю. Г. М.: ГУГК, 1979.
- 31. Тектоническая карта Китая. М-б 1:4000000. Пекин, 1971 (на кит. языке).
- 32. Тектоническая карта Северной Евразии. М-6 1:5000000/Гл. ред. Пейве А. В., Ян-шин А. Л. М.: Геол. ин-т АН СССР, 1980.
- 33. Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли. М-6 1:10 000 000/Ред. Пущаровский Ю. М., Удинцев Г. Б. М.: ГУГК, 1970.
- 34. Трофимов Д. М. Глубинная структура Восточно-Европейской платформы по данным дешифрирования космоснимков. — Изв. вузов. Геол. и разведка, 1981, № 3, с. 21—
- 35. Хаин В. Е. Норгидо-Нигерийский позднедокембрийский подвижный пояс и условия заложения Западного Тетиса. — Докл. АН СССР, 1969, т. 189, № 6, с. 1340—
- 36. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Вып. 1. М.: Недра, 1971. 545 с. Вып. 2. М.: Недра, 1977. 359 с. Вып. 3. М.: Недра, 1979. 356 с. 37. Чебаненко И. И. Основные закономерности разломной тектоники земной коры. Ки-
- ев: Изд-во АН УССР, 1963. 153 с.
- 38. Шатский Н. С. О глубоких дислокациях, охватывающих платформы и складчатые области (Поволжье и Кавказ). Сравнительная тектоника древних платформ. Ст. 4.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5, с. 39—66.
- 39. Штилле Г. Рейнская складчатость в области Осло и в Западной Германии. 1923— 1925.— В кн.: Избранные труды. М.: Мир, 1964, с. 99—117.
- 40. Штилле Г. Древнейшие направления в тектонике Европы 1947.—В кн.: Избранные
- труды. М.: Мир, 1964, с. 602—625. 41. Шульц С. С. Тектоника земной коры (на основе анализа новейших движений). Л.: Недра, 1979. 272 с.
- 42. World Ocean Floor. Map Scale 1:23 230 300. Heezen B. C., Tharp M. US Navy. Office of Naval Research, N. J., 1977.

№ 3 Май — Июнь 1983

УДК 551.24.02

МАРКОВ Г. А.

О ПРОИСХОЖДЕНИИ И ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ ПРОЯВЛЕНИЯ НАПРЯЖЕНИЙ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО СЖАТИЯ В МАССИВАХ ГОРНЫХ ПОРОД В ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

По экспериментальным данным выявлена генетическая связь высоких сжимающих напряжений в верхней части земной коры с ее восходящими движениями, на основе чего даны физические объяснения принципиальным особенностям проявлений горного давления в блоках, испытывающих тектонические поднятия.

При разработке месторождений полезных ископаемых, при строительстве подземных объектов, а также при бурении геологических скважин в ряде случаев обнаруживается необычайно высокое, «аномальное» горное давление. Разрушения пород вокруг выработок происходят с активными проявлениями растрескивания и стреляния; для разрушения кернов скважин характерно разделение на тонкие диски. Необычность заключается в том, что разрушения наблюдаются на сравнительно небольшой глубине от поверхности, несмотря на весьма высокую прочность и монолитность «стреляющих» пород. Измерениями в таких случаях устанавливается необычайная, также «аномальная», напряженность массивов: наибольшие напряжения являются горизонтальными или слабонаклонными, а по величине они многократно (иногда в десятки раз) рассчитанные по превышают наибольшие вертикальные напряжения, весу столба налегающих пород. Высокую горизонтальную напряженность пород и аномальные проявления горного давления связывают в самой общей формулировке с влиянием тектонических сил. Следует отметить, что еще в начале XX в. акад. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг обращал внимание на условия сильного бокового давления, под которое в ряде случаев попадают подземные выработки. Однако он относил это к условиям на больших глубинах [8]. Наблюдения и измерения в массиве, поставленные в конце 50-х — начале 60-х гг. [14, 23, 27, 25], показали, что высокие горизонтальные (боковые) напряжения встречаются и на небольших глубинах. Результаты этих определений встретили противоречивую реакцию специалистов по геотектонике. В одних случаях полученным данным придавалось глобальное значение, и они использовались для широких обобщений; в других — эти данные считались малозначимыми по распространенности или недостаточно обоснованными методически, или даже ошибочными. Семинары, проведенные (по предложению В. В. Белоусова) в середине 60-х годов в ИФЗ АН СССР, признали надежную обоснованность методики. По решению одного из семинаров, проведенного под руководством М. В. Гзовского, было издано методическое руководство [22]. Издание специальной монографии [15], посвященной изложению данных измерений напряжений в верхней части земной коры, позволило показать, что явление высокого горизонтального сжатия пород имеет широкую распространенность. По анализу опубликованных данных нами установлено, что условия высокого сжатия встречаются в 60% измерений, проведенных в изверженных породах, и в 20% — в осадочно-метаморфизованных.

Следует подчеркнуть, что в СССР изучение высокой горизонтальной напряженности в верхней части земной коры с самого начала проводилось на стыке таких наук, как геотектоника, инженерная геология и механика горных пород с фундаментальными и прикладными целями установления природы и причин явления для решения задач управле-

ния горным давлением [21]. Однако до последнего времени не было сформулировано представление, которое можно было бы принять как базовое для объяснения природы рассматриваемого явления. Из предлагавшихся представлений отметим следующие.

Первые физические гипотезы связывали высокую напряженность с энергией, относящейся к периоду образования пород и сохранившейся («замороженной») в породах (см. обзор Е. В. Артюшкова) [1], подобно тому, как сохраняется высокая внутренняя напряженность в перекаленном стекле. Проведенный нами совместно с Н. К. Булиным анализ показывает, что высокая напряженность наблюдается в породах, абсолютный возраст которых достигает 2500 млн. лет. В течение столь длительного времени внутренние напряжения в породах должны были бы прорелаксировать [2] — не ясен механизм поддержания («подпитки») энергии внутренних напряжений.

В более поздних гипотезах сильному боковому давлению придавалось глобальное значение. Оно связывалось, например, с замедлением вращения или сокращением радиуса Земли [7, 24]. Исключением являлись только рифтовые зоны, в которых, по геологическим реконструкциям и сейсмическим данным, господствуют деформации растяжений. Однако и в районе, например, Байкальской рифтовой зоны по непосредственным определениям в рудниках, выполненных Э. В. Каспарьяном по нашей методике, обнаружены высокие горизонтальные напряжения сжатия. Данные непосредственных определений в рудниках не согласуются с представлением о повсеместном глобальном распространении высоких горизонтальных напряжений сжатия.

М. В. Гзовским сформулирована гипотеза о дифференцированных полях тектонических напряжений в зависимости от интенсивности тектонических движений земной коры. Однако в отношении верхней части земной коры эта гипотеза не согласуется с данными натурных определений: в зонах проявления тектонических движений с максимальной интенсивностью (Средняя Азия) обнаруживаются меньшие по величине горизонтальные напряжения по сравнению с зонами, где тектонические движения имеют меньшую интенсивность (Кольский полуостров и Фенноскандия в целом). Высказывалось предположение [24], что высокие горизонтальные напряжения связаны с явлениями эрозионного среза пород в результате деятельности рек. Уменьщение вертикальной составляющей напряжений в результате среза некоторого слоя пород приводит к образованию высоких горизонтальных напряжений. Однако экспериментальные данные показывают, что высокие горизонтальные напряжения наблюдаются не только ниже дна долин, но и выше подножий гор. Кроме того, возникают затруднения в объяснении механизма возобновления и поддержания высоких напряжений в течение геологически длительных периодов времени.

Таким образом, предложенные концепции о природе высоких напряжений в верхней части земной коры не согласуются со всем комплексом экспериментальных данных; отмечаются принципиальные противоречия между предполагаемым на основе концепций и фактическим распределением напряжений.

Все это не позволяет давать надежные прогнозы о распространенности высоких напряжений в верхней части земной коры, что затрудняет решение многочисленных прикладных задач по управлению горным давлением при подземном строительстве и при добыче полезных ископаемых. Поэтому работы в этом направлении остаются крайне актуальными.

Наши исследования с сотрудниками систематически проводились в данном направлении в течение 20-летнего периода времени. В результате сформулировано представление о взаимосвязи высоких горизонтальных напряжений в верхней части земной коры с ее восходящими движениями [12].

Экспериментальной основой формулировки нового представления послужили данные широкого комплекса определений напряженного со-

стояния, свойств пород и условий их разрушения в выработках и скважинах. Методической основой послужила работа И. А. Турчанинова, Г. А. Маркова, В. И. Панина, В. И. Иванова [22]. Анализ экспериментальных данных выполнен в увязке с геотектоническими, геоморфологическими и геомеханическими условиями В соответствии с обзором ранэкспериментальные определения поставлены и представлений выполнены на объектах, расположенных в одинаковых и различающихся условиях: на территории древних щитов (Кольский полуостров), на платформах (Северная и Восточная Европа), в орогенных зонах (Средняя Азия); в зонах отсутствия и наличия в геологическом мощных покровных оледенений; в областях тектонических поднятий и опусканий земной коры; в центральных и краевых частях поднимающихся тектонических блоков; выше подножий гор и ниже дна долин; в породах одинакового и различающегося абсолютного возраста, состава, генезиса и свойств; на минимальных и максимальных достигнутых глубинах; с возможными минимальными и максимальными абсолютными: отметками расположения объектов.

В результате обобщения экспериментальных данных установленоследующее.

1. Высокие горизонтальные напряжения в породах верхней части земной коры и «аномальные» проявления горного давления приурочиваются (по месту) в региональном плане к зонам восходящих движений земной коры независимо от генезиса пород, возраста рудообразований; независимо от тектонотипа региона, а также независимо от существования или отсутствия в геологическом прошлом мощного покровного оледенения.

Установленная взаимосвязь демонстрируется для территории Фенноскандии на рис. 1, составленном по опубликованным данным [12].

На фоне куполообразного поднятия Фенноскандии с максимумом в центре прослеживается и приуроченность наиболее высокой напряженности пород в рудниках, расположенных в центре этого региона; в краевых зонах региона напряженность пород минимальна, а в зонах, имеющих тенденцию к опусканию, горизонтальные напряжения не превышают значений, рассчитанных по весу налегающих пород. Такой же характер взаимосвязи в целом соблюдается на европейской и среднеазиатской территориях [11].

Экспериментальных результатов, которые противоречили бы указанной зависимости, в настоящее время нет. Следует лишь заметить, что на фоне общей региональной закономерности имеют место зоны, свободные от высоких горизонтальных напряжений. Далее рассматривается распределение участков различной напряженности в зависимости от строения поднимающихся тектонических блоков, от гористости релье-

фа, свойств и трещиноватости слагающих массивы пород.

2. Участки наиболее высоких горизонтальных напряжений представлены наиболее прочными упругими и монолитными породами. При изменении модуля упругости пород E от $2\cdot 10^5$ до $8\cdot 10^5$ кгс/см² величины горизонтальных напряжений изменяются от 100 до 600 кгс/см². Соответственно в наиболее напряженных породах скорости V_p распространения продольных волн составляют $6\cdot 10^3 - 7\cdot 10^3$ м/с, а в наименее напряженных $-2\cdot 10^3 - 3\cdot 10^3$ м/с и меньше. Показатели упругости пород в массиве (E и V_p) превышают на 20-30% соответствующие показатели в образцах. При этом наиболье высокие показатели упругости соответствуют направлению наибольшего горизонтального сжатия, а наименьшие показатели наблюдаются в вертикальном направлении.

Вместе с тем в породах, окружающих наиболее напряженные массивы, по геолого-структурным данным устанавливается развитие разрывных нарушений и деформаций, которые свидетельствуют о тенден-

ции расширения пород при разгрузке от высоких напряжений.

Для примера рассмотрим Хибинский и Ловозерский массивы на Кольском полуострове. Тектонические поднятия на Кольском полуострове рассматриваются [16] как сводообразное вспучивание единой:

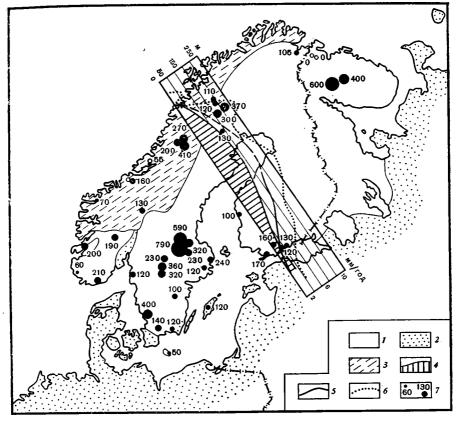


Рис. 1. Распространенность высоких горизонтальных напряжений в рудниках и поднятий земной коры на территории Фенноскандии (составлено по опубликованным данным)

1 — докембрийские породы Балтийского щита; 2 — осадочные и изверженные палеозойские породы; 3 — норвежские каледониды; 4 — профиль поднятий за последние 7— 7,5 тыс. лет, м; 5 — профиль современных поднятий, мм/год; 6 — профиль поздне- и последениковых поднятий, м; 7 — значения горизонтальных напряжений в рудниках, кгс/см² (за вычетом из измеренных составляющей от веса налегающих пород) $\Pi a \cdot 10^{-5}$ или кг/см²

глыбы с максимумом в центре (150—250 м за последние 10000 лет). На фоне общего воздымания Кольской глыбы происходят дифференциальные движения отдельных блоков. В частности, воздымание Хибинских и Ловозерских тундр в послеледниковое время происходило с более высокими скоростями поднятия над окружающей равниной на 0,3—1,2 мм/год [26].

В породах этих массивов зафиксированы наиболее высокие горизонтальные напряжения в 400-600 кгс/см² на минимальных глубинах (100-200 м) от поверхности, т. е. горизонтальные напряжения почти в 20 раз превышают напряжения, рассчитанные по весу пород. При анализе геологического строения Хибинского и Ловозерского [3, 17] выделяется своеобразный рисунок в плане радиально-кольцевых разломов (рис. 2). Характерно, что наибольшие амплитуды разрывов наблюдаются в субширотном направлении, совпадающем с направлением вектора наибольшего горизонтального сжатия. Хибинский и Ловозерский интрузивы в целом в результате деформаций приобрели эллипсоидальную форму в плане с вытянутостью также в субщиротном направлении. Тенденция расширения Хибинского и Ловозерского массивов, закономерности которой отчетливо диагностируются по геологическим данным, потенциально сохраняется и в настоящее время. Как показывают расчеты, полная разгрузка высоких напряжений в 400-600 кгс/см² могла бы привести к чисто упругому расширению массивов в направлении вектора наибольшего сжатия на 30-50 м.

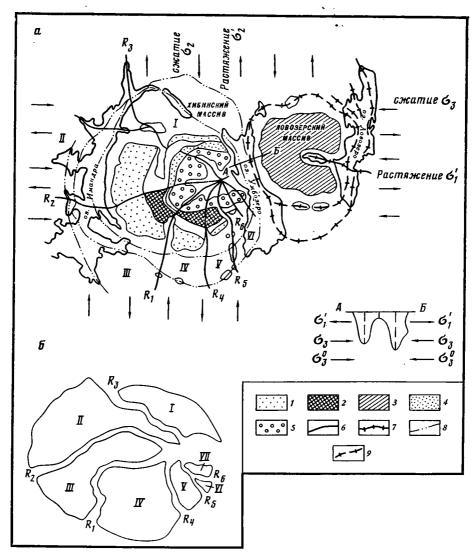


Рис. 2. Схема деформаций и напряжений в зонах поднятий земной коры в центральной части Кольского полуострова: a- в Хибинском и Ловозерском массивах σ_3^0- сжимающие напряжения в глубинных частях земной коры; σ_3- сжимающие напряжения, сохранившиеся вблизи поверхности в поднятых блоках; $\sigma_1'-$ напряжения растяжения, снимающиеся в поднятых блоках; соотношение абсолютных величин напряжений: $|\sigma^0|>|\sigma|$; $|\sigma_1|<|\sigma_2|$; $\sigma_1=\gamma H$. Детали тектонической схемы (по Ф. М. Онохину [17]): I- хибиниты; I- ийолит-уртиты; I- рисчорриты; I- ловчорриты; I- ловчорриты; I- расчориты; I- ловчорриты; I- ловчорриты; I- ловчорриты; I- ловчорриты; I- ловчорриты; I- ловчорриты; I- ловозерской систем; концентрические разломы: I- хибинской и I- ловозерской систем; I- тектонические блоки; I- «растрескивание» Хибинского массива на блоки I- (план)

3. В массивах, расположенных в центре поднимающихся тектонических блоков, наблюдается наиболее высокая горизонтальная напряженность. Здесь участки высоких горизонтальных напряжений располагаются наиболее близко к земной поверхности по сравнению с краевыми зонами этих структур. Вблизи зон геологических нарушений и в самих зонах горизонтальные сжимающие напряжения имеют сравнительно низкие величины. Эту зависимость нам удалось отчетливо проследить по результатам определений напряжений и по особенности проявлений горного давления на хибинских месторождениях Кукисвумчорр, Юкспор, Расвумчорр (рис. 3). Месторождения расположены в пределах единого тектонического блока, последовательно от Кукисвумчорра — в краевой зоне до Расвумчорра — в центральной зоне блока. На Кукис-

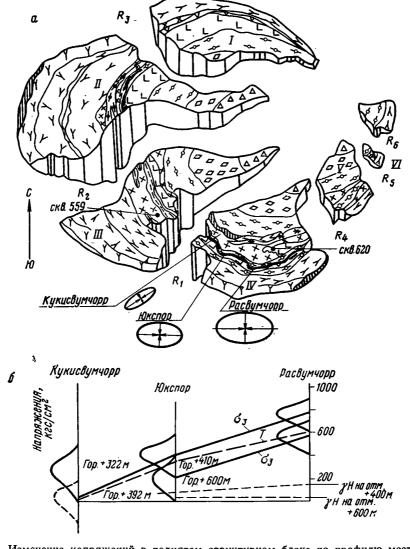


Рис. 3. Изменение напряжений в поднятом структурном блоке по профилю месторождений Кукисвумчорр — Юкспор — Расвумчорр: a — схема грабен-горстового строения массива (по Ф. М. Онохину [17]); δ — изменение величин наибольших напряжений на рабочих горизонтах месторождений в породах лежачего бока (ийолит-уртиты): измеренных — σ_3 ; гравитационных — γH ; тектонических — $T = \sigma_3 — \gamma H$. Условные обозначения по схеме: I — малиныт-луявриты; 2 — разгнейсованные рисчорриты; 3 — зоны смятия; 4 — роговообманковые фойяиты; 5 — массивные фойяиты; 6 — ловчорриты; 7 — ювиты; 8 — уртиты; 9 — надрудные ийолиты; 10 — трахитоидные фойяиты; 11 — подрудные ийолиты; 12 — рудные тела; 13 — рисчорриты; 14 — трахитоидные хибиниты; 15 — массивные хибиниты; 16 — ромбен-порфиты; 17 — нефелиновые сиениты; 18 — сиенитизация щелочная; 19 — грубозернистые хибиниты; 10 — роговики; блоки: Суолайвский (10), Маловудъяврский (11), Куэльпорский (11), Центральный (11), Ньоркпахкский (11), Коашкарский (11)

вумчоррском месторождении на верхних горизонтах на глубине 100—200 м и при абсолютных отметках +400—500 м горизонтальные напряжения не проявляются. В то же время на Расвумчоррском месторождении на отметке +600 м и горизонтальные напряжения составляют 500—600 кгс/см² на глубине всего 100 м от поверхности. Такие величины напряжений (500—600 кгс/см²) на Кукисвумчоррском месторождении зафиксированы лишь на отметках +200—300 м при глубине 300—500 м от поверхности. Соответственно проявляется и горное давление на этих месторождениях. На Расвумчорре на глубине 100 м при проходке выработок наблюдается активное стреляние горных пород. На Кукис-

вумчорре активное проявление горного давления отмечено, начиная лишь с отметки +300-500 м на глубине 300-400 м от поверхности. Эти особенности в распределении напряжений и в проявлениях горного давления получают объективное отражение в затратах на крепление, которые отмечаются на различных участках и горизонтах в 5-10 раз.

4. В зависимости от расположения участков относительно элементов гористого рельефа наиболее высокие горизонтальные напряжения и на минимальных глубинах наблюдаются в массивах, расположенных ниже дна долин. На участках, расположенных ближе к вершинам гор, выше местных базисов эрозии, горизонтальные напряжения минимальны (по абсолютным величинам). Различия в напряженном состоянии в зависимости от геоморфологии (при одинаковых абсолютных отметках) оцениваются в 3—5 раз [10]. Это находит соответствующее отражение в повышенных затратах на крепление выработок, в снижении выхода керна при разведочном бурении в высоконапряженных зонах.

5. В целом для всех месторождений, расположенных в зонах поднятий земной коры, устанавливается общая тенденция уменьшения с глубиной доли избыточных тектонических напряжений в суммарном гравитационно-тектоническом поле напряжений. Так, если на глубинах 100—200 м на рудниках Кольского полуострова горизонтальные напряжения в 10—20 раз превышают вертикальные, то на глубинах 500—600 м — только в 3 раза. На глубинах 1400—1500 м, по данным наших измерений в шахте «Анна» в ЧССР [20], превышение составляет 1,5—2 раза. Это свидетельствует о том, что с глубиной напряженное состояние массивов имеет отчетливо выраженную тенденцию перехода ко всестороннему сжатию, к выравниванию главных напряжений, к относительному уменьшению составляющих горизонтальных напряжений.

О ВОЗМОЖНОМ МЕХАНИЗМЕ ФОРМИРОВАНИЯ ВЫСОКИХ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ НАПРЯЖЕНИЙ В ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

При рассмотрении этого вопроса необходимо учитывать два важнейших элемента — высокое горизонтальное сжатие массивов, мое по данным непосредственных измерений, и тенденцию к расширению этих массивов по главным направлениям напряжений сжатия, которая устанавливается по геолого-структурным данным и по анализу реализации потенциальной энергии в напряженных массивах. Объединение этих двух элементов модели, кажущихся противоположными и исключающими друг друга, получает обоснование, если учесть, что поднимающиеся блоки и массивы пород испытывают вблизи поверхности постоянное, происходящее в течение длительных геологических периодов времени, разрушения и денудационный срез. О масштабах процесса денудационного среза свидетельствуют такие данные. На долю гранитного слоя на Балтийском щите, например, приходится всего 5—6 км. Считается, что мощность гранитного слоя должна была бы составлять 20-30 км. Об огромном денудационном срезе щитов свидетельствует сильный метаморфизм обнажающихся ныне горных пород: он мог иметь место только на глубине многих километров ниже дневной поверхности [6, 18]. Денудационный срез Ловозерского и Хибинского массивов оценивается [4] соответственно в 4 и 6 км за 300 млн. лет. Такой же порядок величин денудационного среза определяется и для других районов. Например, денудационный срез для палеозойской структуры Аппалачей оценивается в 8 км. Денудационный срез пород приводит к снятию вертикальной нагрузки до уровня, всегда определяемого только весом непосредственно налегающих пород. Горизонтальные же напряжения сохраняются более длительно, так как их разгрузке препятствует давление боковых пород. В краевых зонах поднимающихся блоков, а также в вершинах гор разгрузка происходит раньше по времени, поэтому горизонтальные напряжения там значительно меньше, чем в центральных зонах, и ниже дна долин. Наиболее прочные и вязкие породы, еще не успевшие полностью разгрузиться от высоких напряжений, являются наиболее упругими и слаботрещиноватыми. По мере разгрузки высоких внутренних напряжений в породах формируются разрывные структуры и раскрываются (в общем случае по трехмерной сетке) трещины, плоскости которых параллельны площадкам действия трех наибольших главных напряжений в массиве.

Таким образом, все экспериментальные факты, перечисленные выше, получают объяснение в едином комплексе как следствия рассмотренного механизма формирования высоких напряжений в верхней части земной коры под влиянием процессов восходящих движений и денудационного среза. Получает объяснение не только механизм формирования, но и поддержания высоких горизонтальных напряжений в течение геологически длительных периодов времени. Для полного теоретическото анализа предложенной модели необходимы данные о времени релаксации внутренних напряжений с учетом зависимости периода релаксации от различий в масштабах и объемах напряженных пород.

О ЗНАЧЕНИИ УЧЕТА ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО ФАКТОРА В ПРОГНОЗАХ И ПРЕДУПРЕЖДЕНИИ ГОРНОГО ДАВЛЕНИЯ

При учете геотектонического фактора получают физические объяснения принципиальные особенности напряженно-деформированного состояния массивов и коренные качественные и количественные различия проявлений горного давления, в том числе и такие проявления, которые казались аномальными или даже парадоксальными. Среди них можно отметить следующие:

- 1) хрупкое разрушение высокопрочных монолитных пород вокруг выработок и в скважинах на небольшой глубине от поверхности;
- 2) локализация разрушений в кровле и почве выработок (за счет высоких горизонтальных напряжений) при сохранении высокой устойчивости пород в стенках;
- 3) улучшение состояния устойчивости при увеличении горизонтальных пролетов кровли подземных выработок;
- 4) улучшение в несколько раз состояния устойчивости выработок при изменении азимутального направления их проходки в соответствии с направлением вектора наибольшего сжатия;
- 5) более высокая устойчивость обнажений в выработках, располагаемых в относительно менее прочных (но и менее напряженных) породах;
- 6) резкий рост (до 10 раз) интенсивности проявлений горного давления и увеличение затрат на крепление при одинаковой глубине расположения выработок на участках месторождений в центральных зонах поднятых блоков и ниже дна долин (при одинаковых свойствах и трещиноватости пород по данным традиционных испытаний).

Однако наиболее важное и главное в практическом отношении заключается в обосновании возможности учета геотектонического фактора при прогнозах напряженности пород на стадии изысканий. При этом если имеется возможность варьировать координатами расположения подземного объекта или изменять пространственное расположение подземной конструкции, то удается достигать повышения прочности и долговечности конструкции в 5—10 раз и даже принципиально изменять характер проявлений горного давления, например в несколько раз снижать вероятность проявлений горных ударов.

ПРАКТИЧЕСКОЕ ВНЕДРЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

Установление новых зависимостей напряженного состояния и закономерностей горного давления дало возможность на фундаментальной основе обосновать новые приемы ведения горных работ, предложить новые способы управления горным давлением, создать способ разработжи месторождений [19] с предварительной разгрузкой высоких горизон-

тальных напряжений. Эти предложения получили промышленное внедрение при подземной отработке свыше 20 млн. т апатитовых руд в Хибинах с предотвращением осложнений по горному давлению.

Одной из наиболее ярких демонстраций значимости учета геотектонического фактора в подземном строительстве является возведение глубоких стволов рудоспусков большого диаметра в высоконапряженных породах на Центральном руднике в Хибинах. Прогнозы показали возможность снижения напряжений в 4-7 раз и соответственного повыщения прочности и долговечности рудоспусков при выборе конструкции с учетом тектонических напряжений [9]. Прогнозы и рекомендации подтвердились при проходке рудоспусков снизу вверх. Результаты этого уникального промышленного эксперимента рассмотрены и одобрены на Всесоюзном научно-техническом совещании, проведенном в ИПКОН АН СССР в 1980 г. Имеется также уникальный опыт изменения конструкции специального подземного объекта, состоящего из системы горизонтальных выработок [13]. В этом случае в результате изменения конструкции были исключены опасные проявления стреляния пород и обосновано применение облегченного штангового крепления. Приведенные примеры не исчерпывают всех уже полученных доказательств важности учета геотектонического фактора для управления горным давлением. Они приведены, чтобы показать, какие возможности открывает дальнейшее развитие этого нового направления исследований на стыке геотектоники, инженерной геологии, механики горных пород и горного дела.

Литература

- 1. Артюшков Е. В. Напряженное состояние литосферы Земли. -- В кн.: Отражение современных полей напряжений и свойств пород в состоянии скальных массивов. Апа-
- титы, 1977, с. 13—23. 2. Белоусов В. В., Гзовский М. В. Экспериментальная тектоника. М.: Недра, 1964. 119 c.
- 3. Буссен И. В., Сахаров А. С. Геология ловозерских тундр. Л.: Наука, 1967. 125 с. 4. Вировлянский Г. М. Влияние глубины становления и эрозионного среза Хибинского и Ловозерского массивов на их апатитоносность. -- Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 11, c. 90-98.
- Гзовский М. В. Тектонофизические представления о напряженном состоянии земной коры. — В кн.: Современные проблемы механики горных пород. Л.: Наука, 1972,
- с. 125—146. 6. Криволуцкий А. Е. Рельеф и недра Земли. М.: Мысль, 1977. 300 с. 7. Кропоткин П. Н. Тектонические напряжения в земной коре по измерениям в горных выработках и геофизическим данным. - В кн.: Проблемы теоретической и ре-
- ных вырасотках и геофизическим данным.— В кн.: Прослемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука», 1971, с. 238—253.

 8. Левинсон-Лессииг Ф. Ю. К вопросу о давлении в тоннелях. Петроград, 1915. 34 с.

 9. Марков Г. А., Демидов Ю. В., Сазонов Г. В., Сизов Ю. П. Влияние тектонических сил на устойчивость глубоких рудоспусков.— Горный ж., 1978, № 7, с. 63—66.

 10. Марков Г. А., Савченко С. Н. О влиянии неровностей земной поверхности на рас-
- пределение напряжений в массиве пород под действием горизонтальных сил. В кн.: Разработка рудных месторождений Кольского полуострова. Изд. КФ АН СССР, 1973, c. 30-
- 11. Марков Г. А. О модели формирования избыточных горизонтальных напряжений в горных породах под влиянием восходящих движений земной коры. — В кн.: Природа и методология определения тектонических напряжений в верхней части земной коры/Ред. акад. Садовский М. А. Апатиты: Изд. КФ АН СССР, 1981, с. 59—82. 12. Марков Г. А. О распространении горизонтальных тектонических напряжений вблизи поверхности в зонах поднятий земной коры.— Инж. геол., 1980, № 1, с. 20—30. 13. Марков Г. А., Ловчиков А. В., Еремин В. И. Повышение устойчивости выработок
- в условиях влияния тектонических сил.— Цветная металлургия, 1980, № 16, с. 5—8.
- 14. Марков Г. А. Стреляние горных пород в капитальных и подготовительных выработ-ках на апатитовом руднике.— В кн.: Тепловые и механические процессы при раз-работке полезных ископаемых. М.: Наука, 1965, с. 174—177.
- 15. Напряженное состояние земной коры по измерениям в массивах горных пород. М.: Наука, 1973. 178 с.
- 16. Никонов А. А. Голоценовые и современные движения земной коры. М.: Наука, 1977.
- 17. Онохин Ф. М. Особенности структуры Хибинского массива. Л.: Наука, 1975. 105 с.
- 18. Резанов И. А. Образование гор. М.: Наука, 1977. 173 с.
- 19. Способ разработки месторождений полезных ископаемых. А. с. № 534567.— Опубл, в Б. И., 1976, № 41, с. 92.
- 20. Техника контроля напряжений и деформаций в горных породах. Л.: Наука, 1978. 310 c.

- 21. Турчанинов И. А., Марков Г. А., Гзовский М. В., Батугин С. А., Влох Н. П., Казикаев Д. М., Френзе Ю. К., Чабдарова Ю. И. Закономерности современного напряженного состояния земной коры по данным непосредственных измерений и тектонофизического анализа. — В кн.: Доклады XV Генеральной ассамблеи Международного
- союза геодезии и геофизики. М.: ВИНИТИ, 1971, с. 18—19. 22. Турчанинов И. А., Марков Г. А., Панин В. И., Иванов В. И. Экспериментальное определение полного тензора напряжений в массиве горных пород (методическое руководство). Апатиты: Изд. КФ АН СССР, 1973. 36 с.
- 23. Hast N. The measurement of rock pressure in mines.— Sver. geol. undersokn, ser. C.
- Arsbok, 1958, v. 52, № 3.
- 24. Hast N. The stats of stress in the upper part of the Earth's crust.— Tectonophysics, 1969, v. 8, № 3, p. 169—211.
 25. Джегер Ч. Механика горных пород и инженерные сооружения. М.: Мир, 1975. 255 с.
- 26. Koshechkin B. I., Markov G. A., Nikonov A. A., Panasenko G. D., Strelkov S. A. Postglacial and recent crustal movements in the northeast of the Baltic Shield .-- Tectono-
- physics, 1975, v. 29, p. 339—344. 27. Мюллер Л. Инженерная геология. Механика скальных массивов. М.: Мир, 1971. 255 с. 28. Turchaninov I. A., Panin V. I., Markov G. A., Pavlowskj V. I., Sharov N. V., Ivanov C. A. On correlation between seismic velocity anisotropy and stress in situ. Pure and Applied Geophysics (Pageoph). - Special. Isue. Stress in the Earth. Basel, Switzland, 1977, v. 115, p. 259-265.

Горный институт Кольского фил. АН СССР

Статья поступила 25.XII.1981

Май — Июнь

УДК 551.24+551.8

КУЗНЕЦОВ Г. А.

ОБ ИЗМЕНЕНИИ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА ПРИМЕРЕ СИБИРИ

На основании анализа изменения скоростей осадконакопления, эволюции осадочных формаций и связанных с ними полезных ископаемых, палеогеографических условий и других параметров делается вывод об усилении тектонической активности континентальных участков земной коры в геологическом времени. Дополнительным подтверждением служит выполненный автором подсчет скоростей осадконакопления для южной половины Сибирской платформы и ее складчатого обрамления.

Закономерное усиление тектонической активности континентальных участков земной коры в геологическом времени отмечалось многими исследователями [2, 3, 5, 8, 10—12, 17 и мн. др.]. Это проявляется в увеличении как скорости, так и контрастности вертикальных движений.

Еще Г. Штилле утверждал, что современные вертикальные движения земной коры обладают гораздо большей величиной, чем подобные движения, происходившие в геологическом прошлом в их среднем значении [17, с. 187]. К этому выводу Штилле пришел после сравнения проведенных в массовых масштабах для различных районов Земли (им и другими исследователями) подсчетов скоростей осадконакопления.

Большое внимание этому вопросу уделял Л. Б. Рухин [10, 11 и др.]. В частности, он указывал, что огромные мощности архейских и протерозойских осадочно-вулканогенных толщ, измеряемые иногда десятками километров, нередко вводят исследователей в заблуждение, ибо, как бы не были велики мощности тех же архейских толщ, поделенные на время их образования, они покажут самые незначительные скорости осадконакопления. Наряду с особенностями литологического состава этих пород они убедительно свидетельствуют о весьма спокойном, выдержанном на огромных площадях тектоническом режиме ранних этапов геологического развития материков нашей планеты.

По Л. И. Салопу [12], для протерозоя скорость осадконакопления на всех материках не превышала: в раннем протерозое 0,02, в среднем—0,025, в позднем—0,03—0,035 мм в год.

Согласно данным Д. Гиллули [5], скорости осадконакопления в кембрии достигали уже 0,15 мм в год и, непрерывно увеличиваясь, в плиоцене составили 0,5 мм в год.

Для Русской платформы и ее обрамления подсчет скоростей осадконакопления в различные эпохи произведен Л. А. Варданянцем [3].
Им получены на первый взгляд неожиданные результаты. Например,
подсчет скоростей осадконакопления позднедокембрийских «геосинклинальных» толщ Западного Урала показал, что скорость их осадконакопления в среднем составляла 0,007 мм в год, что меньше средних скоростей осадконакопления в районах древних платформ. Две еще более
древних толщи Западного Приуралья — бурзянская и юрматинская
серии — формировались со скоростью 0,02 мм в год, что примерно равно скоростям осадконакопления на Русской платформе в позднем докембрии и палеозое. Если учитывать только скорости осадконакопления, то упомянутые серии следует отнести к образованиям платформенного типа.

Та же картина, по подсчетам Л. А. Варданянца, получается и для протерозойских толщ других районов. Так, для отложения в современных геосинклинальных условиях криворожской метаморфической серии осадков потребовалось бы не более 50—100 млн. лет. Даже когда мош-

ность протерозойских серий достигает 20—25 км, все равно при этих условиях на их формирование потребовалось бы не более 150—250 млн. лет. По-видимому, и в протерозое тектоническая активность даже в пределах «подвижных поясов» была во много раз слабее, чем в более молодые эпохи, и повсеместно преобладало осадконакопление «платформенного» типа в условиях равнинного рельефа. Иначе нельзя примирить продолжительность протерозоя (по крайней мере более 1000 млн. лет) и мощности накопившихся в это время толщ, сопоставимые с толщами более поздних мезозойско-кайнозойских геосинклиналей, сформировавшихся в течение всего 50—100 млн. лет.

Л. А. Варданянцем [3] приводится большое количество цифр, отражающих величину скоростей осадконакопления в различные эпохи. Анализ этих материалов показывает закономерное увеличение скоростей осадконакопления от древнейших эпох к более молодым. По данным В. Е. Хаина [14], амплитуды неоген-четвертичных движений на платформах достигли 1—1,5 км (т. е. 0,04—0,06 мм в год, принимая абсолютный возраст этого отрезка времени в 25 млн. лет), а в геосинклинальных областях — 6—8 км (до 0,3 мм в год).

В более широком плане эта мысль была обоснована Е. Конви [19]. И все-таки приведенные и многие другие опубликованные материалы, утверждающие усиление тектонических движений в пределах континентальных участков земной коры, не получили всеобщего признания, а со стороны многих исследователей встретили серьезные возражения. Дело в том, что основой для доказательств повышения активности тектонических движений во времени в данном случае являлся метод подсчета и сравнения скоростей осадконакопления. Методика подобных подсчетов содержит в себе многочисленные погрешности, допускающие двух, трех и даже многократные искажения, которые как-будто бы могут свести на нет все расчеты [9]. Нередко сравнивались несоизмеримые отрезки времени, например сотни миллионов лет (для докембрия) и миллионы лет для новейшего геологического времени. Поскольку вертикальные движения земной коры состоят из движений разных порядков, наложенных друг на друга, результаты таких «усредненных» сравнений вряд ли сопоставимы. Скорости осадконакопления неизбежно будут получаться большие для более коротких промежутков времени.

Представляя всю сложность данного вопроса и по мере возможности стараясь вносить поправки, автор произвел подсчеты скоростей осадконакопления для разных временных интервалов тектонических регионов южной половины Сибирской платформы и ее складчатого обрамления (платформа, краевой прогиб, миогеосинклинальная зона, эвтеосинклинальная зона), используя при этом максимальные показатели мощностей. Результаты этих расчетов [9] убедительно подтверждают отмеченную выше закономерность. Они хорошо согласуются с данными по подсчетам скоростей осадконакопления, выполненным в масштабе всей Сибирской платформы [4] и в масштабе территории СССР и некоторых океанов [3]. В первом случае для платформенных областей приводятся следующие условные скорости осадконакопления (в мм/год): верхний протерозой — 0,004—0,007; нижний палеозой — 0,025; верхний палеозой (включая нижний триас) — 0,012—0,03; мезозой — 0,045—0,055.

Л. А. Варданянц [3] выделяет три группы значений скоростей осадконакопления: 1) осадки, накопившиеся в прогибах геосинклинальных областей. Средние скорости осадконакопления здесь составляют 0,08— 0,2 мм/год, максимальные — 0,5 мм/год; 2) осадки платформенных морей. Средние скорости осадконакопления равны 0,02—0,03 мм/год, т. е. примерно на один порядок ниже, чем в первой группе; 3) осадки океанических областей, где скорости осадконакопления достигают максимум 0,01—0,02 мм/год, т. е. на один порядок ниже, чем во второй группе.

Полученные нами данные [9] позволяют подметить некоторые более частные, но интересные и важные закономерности.

- 1. Скорости осадконакопления в архейскую эру были еще на один порядок ниже, чем в третьей группе. Следовательно, мы вправе выделить еще одну, четвертую группу, отражающую весьма своеобразные условия осадконакопления в архее. Ныне подобные условия, судя по всему, не существуют.
- 2. Максимальные условные скорости осадконакопления в геосинклинальных зонах протерозоя соответствовали скоростям осадконакопления в современных океанических областях. Отсюда вытекают интересные соображения о существовании в протерозое в пределах байкалид соответствующих палеогеографических условий.
- 3. Максимальные условные скорости осадконакопления в платформенных районах в протерозое близки соответствующим скоростям, установленным для архейского времени, что, вероятно, свидетельствует о сохранении инертности платформенных блоков.
- 4. В раннем палеозое, судя по скоростям осадконакопления, в пределах байкалид существовал «настоящий» геосинклинальный режим (они соответствуют скоростям первой группы Л. А. Варданянца).
- 5. В это же время скорости осадконакопления в пределах платформенного крыла Ангаро-Ленского краевого прогиба были вполне сопоставимы с соответствующими параметрами протерозойских геосинклинальных областей.
- 6. Скорости осадконакопления в мезозойских впадинах Сибирской платформы вполне сопоставимы со скоростями осадконакопления в палеозойских геосинклинальных зонах.

Помимо изложенных выше новых данных имеется ряд самых разнообразных фактов, вполне определенно указывающих на принципиальную правильность сделанных на основе анализа скоростей осадконакопления выводов, в частности на ускорение тектонических процессов и циклов во времени как для рассмотренного нами региона, так и для континентальных участков земной коры в целом.

Приведем некоторые из них.

а. По геологической шкале Нира и Холмса [2] продолжительность палеозойской эры определяется в 315 млн. лет, мезозойской — в 135, кайнозойской — в 60, т. е. соотношение их продолжительности составляет 5:2:1. Ч. Шухерт, сопоставив величины мощностей соответствующих отложений для Северной Америки, получил соотношение этих эр как 4:3:2. Разница существенная, но общность этих соотношений несомненна.

По геохронологической шкале, принятой в СССР, на протерозой приходится около 2000 млн. лет, на палеозой — 340, на мезозой — 170, на кайнозой — 60—70, т. е. соотношение также покажет явно убывающий порядок: 33:6:3:1. Названные отрезки времени характеризуют определенные законченные этапы в истории геологического развития земной коры. Можно возразить, что о более древних этапах меньше известно, что они хуже изучены и поэтому расчленены менее детально. Это замечание во многом справедливо. Но возьмем соотношение продолжительности более молодых тектонических революций, т. е. в основном законченных этапов тектонического развития [1]: байкальская — 700—800 млн. лет, каледонская — 180, герцинская — 150, тихоокеанская — 120, альпийская — 60, или 13:3:2,5:2:1. Такие же убывающие соотношения получаются для орогенных, «переходных» этапов в процессе превращения геосинклинальных зон в платформенные области [7].

- б. Н. П. Херасков [15], проводя сравнительный анализ геосинклинальных систем различного возраста, на обширном материале показал, что палеозойские геосинклинали отличались от позднепротерозойской (байкальской) более интенсивным развитием.
- в. Отмеченная закономерность распространяется и на такие, смежные со складчатыми областями и генетически связанные с ними структуры, как краевые прогибы [9, 16 и др.]. Н. С. Шатский [16] объяснял большую по сравнению с молодыми длительность существования раннепалеозойского Ангаро-Ленского прогиба усилением тектонической ак-

тивности во времени, отмечая, что Прибайкальский рифейский (позднепротерозойский) прогиб существовал еще дольше, а герцинский Предуральский прогиб имел соответственно меньший период развития. Аналогичного мнения придерживается большая группа геологов ВСЕГЕИ [4], подчеркивая, что чем моложе возраст складчатости, тем интенсивнее и быстрее проходят ее основные завершающие фазы и меньше времени занимает формирование смежного краевого прогиба.

Усиление тектонической активности континентальных участков земной коры в ходе геологического времени подтверждается далее повышением дифференцированности вертикальных тектонических движений, что проявляется в контрастности рельефа, эволюции состава осадков и связанных с ними полезных ископаемых.

- а. Исследователи отмечают чрезвычайно спокойную обстановку осадконакопления в архейское время: сглаженность рельефа, тонкозернистость и выдержанность фациального состава отложений архея [13, 20]. Подобные явления во многом сохраняются и для протерозойских толщ [12 и др.]. Так, Вулноу [22] пришел к убеждению, что джеспилиты, столь характерные для докембрийских геосинклиналей, формировались в обстановке чрезвычайно пологого рельефа суши и моря. Подобного мнения придерживаются Тайлер и Твенгховел [21].
- б. Геосинклинальные системы герцинского возраста представляли собой «...дальнейшую стадию развития каледонских систем в направлении большей расчлененности (курсив мой.— К. Г.) и соответственно большего разнообразия разрезов отдельных структур и всего комплекса формаций в целом» [15, с. 62].
- в. Л. Б. Рухин в «Основах общей палеогеографии» прямо писал: «Нижнепалеозойские геосинклинали и платформы различались между собой значительно меньше», и геосинклинальные моря этого времени «обладали значительно меньшими глубинами, чем современные» [11, с. 505]. В другой его работе, опубликованной в сборнике докладов «Вопросы седиментологии», читаем: «Многие древние платформенные моря были значительно мелководнее современных» [10, с. 205]. Здесь же, касаясь вопросов эволюции рельефа Земли в ходе геологической истории, Л. Б. Рухин подчеркивал, что современные однорусловые реки не могут служить моделью древних рек. Только изучая обширные дельты или участки рек, расположенные среди низменностей с чрезвычайно пологим рельефом, мы можем получить представление о древних реках. Последние обычно не имели врезанных долин и распадались на множество рукавов, легко менявших свое положение. В палеозое аллювиально-дельтовые равнины занимали очень большие площади, позже они значительно сократились. «Это явилось следствием возрастания степени расчлененности рельефа Земли по мере хода геологической истории» [10, с. 205]. Вряд ли кто-либо будет отрицать зависимость степени расчлененности рельефа на больших площадях в первую очередь от степени интенсивности и дифференцированности тектонических движений.
- г. Вспоминая почти «глобальные» масштабы однородных условий осадконакопления в архее, колоссальные площади распространения на всех континентах мира джеспилитовой формации, грандиозные поля исключительно выдержанных по латерали нижнепалеозойских толщ, таких, как карбонатная и соленосная кембрийские формации Сибирской платформы, отмечая, что в дальнейшем эти площади систематически сокращались, мы придем к тому же выводу, что в более древние времена наплитные моря были мельче и гораздо обширнее, а в целом преобладал морской режим осадконакопления. Позднее стали в более значительных количествах появляться лагунно-континентальные, а еще позднее континентальные осадочные формации. Следовательно, о повышении интенсивности тектонических процессов во времени свидетельствует весь ход эволюции осадконакопления [18].
- д. Закономерное усиление контрастности и амплитуды тектонических движений во времени отчетливо обнаруживается при сравнительно-формационном анализе отложений, образовавшихся в сходных ус-

ловиях, т. е. при сравнении родственных формаций. Например, древние молассы Ангаро-Ленского прогиба (ушаковская — мотская свиты) сходны с древними же молассами Приуралья (ашинская свита), но существенно отличаются от герцинских и альпийских моласс краевых прогибов, в частности того же Предуральского, меньшей мощностью, значительно меньшей ролью конгломератов, гораздо лучшей сортировкой материала, более правильной и более тонкой слоистостью, незначительными размерами косослоистых серий осадков и т. п. [6]. Эти отличия прежде всего объясняются меньшей амплитудой воздымания в соседней складчатой области.

Приведенные материалы позволяют в достаточной мере обоснованно утверждать факт усиления в ходе геологического времени тектонической активности участков земной коры, занятых материковыми платформами и прилежащими к ним складчатыми (геосинклинальными) областями, а возможно, и земной коры в целом.

Литература

- 1. Богданов А. А. О некоторых общих вопросах тектоники древних платформ (на при-
- мере Восточно-Европейской платформы).— Сов. геология, 1964, № 9, с. 3—28. 2. Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии. М.: Изд-во МГУ, 1960. 230 с. 3. Варданянц Л. А. Изотахи (линии равных скоростей осадконакопления) как основа тектонических исследований нового типа. В кн.: Материалы по общей и региональной тектонике. Л.: Изд. ВСЕГЕИ. Нов. серия, 1963, т. 85, с. 109—118. 4. Геология Сибирской платформы. М.: Недра, 1966. 422 с.
- Гиллули Д. Геологические различия между континентами и океаническими впадинами.— В кн.: Земная кора. М.: Изд-во иностр. лит., 1957, с. 19—31.
 Королюк И. К. Сравнительная характеристика формаций рифея и кембрия Прибай-
- калья, М.: Изд-во АН СССР, 1962. 129 с. 7. Крылов Н. А., Дитмар В. И., Летавин А. И. Об особенностях переходных комплексов зон каледонской и герцинской консолидации. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 5, c. 9—16.
- 8. Кузнецов Г. А. Эволюция и общая направленность развития краевых (передовых) прогибов. — Доклады сов. геологов на XXIII сессии МГК. Проблема 3. Орогенические пояса. М.: Наука, 1968, с. 16-17.
- 9. Кузнецов Г. А. О возможностях метода сравнения скоростей осадконакопления для определения активности тектонических процессов в истории Земли.— В кн.: Геология и география. Минск: Изд-во Белоруск. гос. ун-та. 1982, вып. 4, с. 12—19.
- 10. Рухин Л. Б. Проблема образования древних аллювиальных отложений.— В кн.: Вопросы седиментологии. Докл. сов. геологов к VI международному конгрессу поседиментологии. М.: Госгеолтехиздат, 1960, с. 204—205.

 11. Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Л.: Гостоптехиздат, 1962. 619 с.

 12. Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. II. М.: Недра, 1967, 697 с.

- 13. Фролова Н. В. Об условиях осадконакопления в архейской эре.— Труды Иркутского гос. ун-та. Сер. геол., 1951, т. V, вып. 2, с. 38-68.
- 14. Хаин В. Е. Главнейшие этапы и некоторые общие закономерности развития земной коры.— В кн.: Деформация пород и тектоника. Наука. 1964, с. 58—70. 15. Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структу-
- ры земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 116 с.
- 16. Шатский Н. С. Избранные труды. Т. І. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 464-518.
- 17. Штилле Г. Современные деформации земной коры в свете изучения деформаций, происходящих в более ранние эпохи. — В кн.: Земная кора. М.: Изд-во иностр. лит., 1957, c. 187—221.
- 18. Эволюция осадочного процесса на континентах и океанах (Тез. докл. XII Всес. литологического совещания). Ин-т геол. и геогр. СО АН СССР. Новосибирск, 1981. 286 c.
- 19. Conway E. I. The chemical evolution of the ocean.— Irish. Acad. Sci., Proc., 48 B, 1943, p. 427—468. 20. Pettijohn F. I. Archean sedimentation.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1951, v. 62, № 9,
- p. 925—972. 21. Tuler S. A., Twenhofel W. H. Sedimentation and stratigraphy of the Huronian of
- Upper Michigan.— Amer. J. Sci., 1952, v. 250, № 1—2, p. 1—27; 118—151.

 22. Woolnough W. G. Origin of bandid iron deposits.— Econ. Geol., 1941, v. 36, № 5, p. 465—489.

Май — Июнь

УДК 551.243(234.851)

№ 3

ЩЕРБАКОВ С. А.

СКЛАДЧАТЫЕ ДЕФОРМАЦИИ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ТЕКТОНИТОВ ВОЙКАРО-СЫНЬИНСКОГО МАССИВА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

В результате структурного изучения ультраосновных тектонитов установлено, что до начала выведения в верхние горизонты земной коры они подверглись высокотемпературным пластическим деформациям, осуществлявшимся в четыре этапа. На первом этапе была сформирована полосчатость гарцбургитов, которая образовалась путем тектоно-метаморфической дифференциации, происходившей во время послойно-дифференцированного пластического течения вещества при температуре более 1100° С. Последующие три этапа складчатых деформации привели к появлению различных по форме складок. Складчатые деформации проходили при температуре 900—1100° С и сопровождались вещественными преобразованиями пород. На протяжении всей истории деформаций в ультраосновных тектонитах происходило формирование дунитовых тел. Направленность структурно-вещественной эволюции комплекса отражает процесс подъема ультрабазитов, проходивший в пределах верхней мантии.

Многочисленными работами показано, что породы дунит-гарцбургитовых комплексов офиолитовых ассоциаций несут следы интенсивных пластических деформаций. Эти деформации проявляются в образовании складок и сопровождаются метаморфическими преобразованиями — перестройкой микроструктуры пород, синтектонической перекристаллизацией, появлением линейных и плоскостных минеральных агрегатов. Сходство деформационных мезо- и микроструктур пород дунитгарцбургитового комплекса офиолитов со структурами интенсивно тектонизированных пород сложнодислоцированных метаморфических комплексов явилось причиной закономерного появления таких терминов, как «метаморфические перидотиты» и «ультраосновные тектониты», которые наиболее четко отражают особенности этих пород и прочно укоренились в современной геологической литературе.

Большая часть исследователей сопоставляет комплекс ультраосновных тектонитов с породами океанической верхней мантии [1, 5, 6, 23, 24 и др.], а деформационные структуры, развитые в его породах, считает следствием глубинных тектонических процессов, ответственных за горизонтальные перемещения мантийного вещества [5, 16, 18, 21, 22 и др.]. В связи с этим становится очевидным, что одной из важнейших задач исследований офиолитов является систематическое детальное изучение внутренней структуры ультраосновных тектонитов, взаимоотношений развитых в них деформационных мезо- и микроструктур и в конечном итоге выделение этапов деформаций ультрабазитов.

Складчатые деформации в ультраосновных тектонитах офиолитовых серий отмечались многими исследователями [2, 3, 10, 17, 20, 21 и др.]. Однако систематическое их изучение структурно-геологическими методами проводилось крайне редко, поскольку подобные исследования затруднены наличием некоторых специфических особенностей ультраосновных пород (их монотонность, отсутствие маркирующих горизонтов, интенсивная наложенная серпентинизация и т. п.). Относительно благоприятные в этом отношении условия предоставляются в пределах Войкаро-Сыньинского офиолитового массива, где автором проведено детальное структурно-геологическое картирование.

Ультраосновные тектониты Войкаро-Сыньинского массива приурочены к нижней части сложнопостроенного офиолитового покрова, разрез которого сопоставляется с разрезом раннепалеозойской океанической коры [7, 8, 10, 11]. Офиолиты структурно перекрывают находящий-

1983

ся западнее пакет покровов, сложенных вулканогенно-осадочными толщами краевого моря и подножия континентального склона, надвинутого в свою очередь на отложения шельфа Восточно-Европейской платформы. С востока офиолиты перекрыты пластиной, сложенной осадками и вулканитами островодужной ассоциации, основание которой представлено тоналитами и кварцевыми диоритами [9].

Ранее было показано [9, 10 и др.], что ультраосновные породы Вой-каро-Сыньинского массива представлены преимущественно гарцбурги-

тами, главными особенностями которых являются:

1) выдержанность петрографического состава (оливин Fo_{90-92} — 75—85%, энстатит En_{90-92} — 10—20%, диопсид En_{30-80} Wo $_{35-47}$ Fs $_{3-5}$ — 2—5%, глиноземистый хромшпинелид — 1—2%);

2) широкое развитие полосчатых текстур, обусловленных неравно-

мерным распределением в породе оливина и пироксенов;

3) наличие линейных минеральных агрегатов, являющихся признаком пластических деформаций породы.

В гарцбургитах содержатся различные по форме и размерам дунитовые тела, часто окруженные ореолами закономерно ориентированных дунитовых жил [13]. В значительно меньшем количестве среди гарцбургитов распространены жилы пироксенитов и габбро. Химические составы гарцбургитов, дунитов и пироксенитов относительно постоянны и аналогичны составам пород типичных офиолитовых ассоциаций. Внутреннее строение массива характеризуется развитием крупных желобообразных и мульдообразных структур, которые, в общем повторяя контуры тела гарцбургитов, одновременно дисконформны к его границам. Эти, как предполагалось, наиболее ранние структуры нарушены линейными зонами апогарцбургитовых метаморфитов, представленных разной степени рассланцованными оливин-антигоритовыми породами с включенными в них блоками несерпентинизированных гарцбургитов и дунитов. Гарцбургиты как с запада, так и с востока окаймляются породами дунит-верлит-клинопироксенит-габбровой («полосчатой») серии, элементы стратификации которой резко несогласны с внутренней струк турой гарцбургитов.

Основной целью работы автора на Войкаро-Сыньинском массиве было выделение наиболее ранних этапов высокотемпературных пластических деформаций ультрабазитов, происходивших до начала формирования апогарцбургитовых оливин-антигоритовых пород. В связи с этим для детальных исследований был выбран хорошо обнаженный участок развития ультраосновных тектонитов (район р. Хойла), первичные структуры которых в наименьшей степени нарушены наложенными де-

формациями, сопровождавшимися антигоритизацией пород.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ УЧАСТКА

Ультраосновные тектониты слагают в пределах участка (рис. 1) крупный (10×12 км) блок, представленный слабосерпентинизированными гарцбургитами и ограниченный с севера и юга линейными зонами оливин-антигоритовых сланцев, образование которых связано с крупными разрывными нарушениями. Наложенные деформации и метаморфизм гарцбургитов уже на расстоянии 200—300 м от этих зон проявляются очень слабо; в центральных частях блока они практически отсутствуют. В гарцбургитах содержатся в разной степени деформированные тела дунитов размерами от нескольких метров до 1,5 км. Наименее деформированные тела имеют неправильную форму и окружены сетью пересекающихся маломощных дунитовых жил. В юго-восточной части участка наблюдается контакт ультраосновных тектонитов с породами полосчатой серии, который также нарушен зонами наложенной антигоритизации.

Блок ультраосновных тектонитов имеет сложную складчатую внутреннюю структуру, которая выявляется благодаря широкому распространению полосчатых разностей гарцбургитов. Полосчатость (S_0) явля-

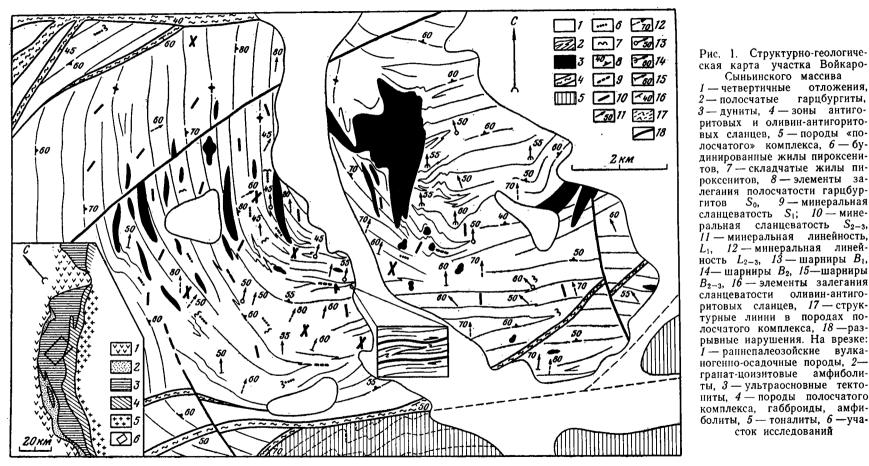


Рис. 1. Структурно-геологическая карта участка Войкаро-Сыньинского массива 1 — четвертичные отложения, 2 — полосчатые гарцбургиты, 3 — дуниты, 4 — зоны антигоритовых и оливин-антигоритовых сланцев, 5 — породы «полосчатого» комплекса, 6- будинированные жилы пироксенитов, 7 — складчатые жилы пироксенитов, 8 — элементы залегания полосчатости гарцбургитов S_0 , 9 — минеральная сланцеватость S_1 ; 10 — минеральная сланцеватость S_{2-3} , 11 — минеральная линейность, L_1 , 12 — минеральная линейность L_{2-3} , 13 — шарниры B_1 , 14 — шарниры B_2 , 15 — шарниры B_{2-3} , 16 — элементы залегания сланцеватости оливин-антигоритовых сланцев, 17 — структурные линии в породах полосчатого комплекса, 18 — разрывные нарушения. На врезке: 1 — раннепалеозойские вулканогенно-осадочные породы, 2гранат-цоизитовые амфиболиты, 3 — ультраосновные тектониты, 4 — породы полосчатого

сток исследований

ется самым ранним и наиболее ярко выраженным структурным элементом этих пород и представлена двумя основными типами.

Наиболее распространена в гарцбургитах «грубая полосчатость», которая выражается в относительном обогащении и обеднении породы пироксенами вдоль субпараллельных поверхностей. Полосы, обогащенные и обедненые пироксенами, обычно имеют примерно одинаковую мощность (5—10 см); границы полос иногда настолько нечеткие, что вблизи порода кажется совершенно гомогенной. Важной особенностью полосчатости этого типа является ее прерывистость и невыдержанность: полосы выклиниваются («растворяются») уже на протяжении нескольких метров; даже в пределах одного коренного выхода обычны небольшие вариации (2—5°) в ориентировке полос.

Местами среди обычных грубополосчатых гарцбургитов развита полосчатость второго типа, выражающаяся в появлении субпараллельных жилообразных полос, сложенных дунитами и пироксенитами. Ее главными отличительными чертами являются резкость контактов полос, заметное преобладание количества полос дунитового состава и значительные вариации их мощности (от 1 см до 1 м). Иногда наблюдается взаимное пересечение мономинеральных полос под небольшими (5—10°) углами. Пространственная ориентировка полосчатости второго типа статистически совпадает с залеганием грубой полосчатости гарцбургитов, однако ориентировка отдельно взятых полос отклоняется от этого положения на угол до 10°. Перечисленные черты и ряд других признаков (переход дунитовых полос в пироксенитовые по простиранию; структуры будинажа, особенно ярко выраженные в пироксенитовых полосах; приуроченность участков развития полосчатости этого типа к местам скопления наиболее деформированных линзовидных тел дунитов) позволяют связывать происхождение полосчатости второго типа с пластическими деформациями дунитовых и пироксенитовых жил, первоначально образовывавших сетчатые ореолы вокруг дунитовых тел, аналогичные описанному Г. Н. Савельевой и др. [13].

В грубополосчатых гарцбургитах иногда наблюдаются мелкие асимметричные складки пластического течения (F_0) , осевые поверхности которых параллельны полосчатости (см. рис. 1). Складки имеют небольшую амплитуду (0,5 м) и очень быстро дисгармонично выполаживаются. Развиты они в пределах узких зон, ограниченных гарцбургитами с недеформированной полосчатостью, ориентировка которой по обе стороны от зоны одинакова. Абсолютно аналогичные складчатые формы часто наблюдаются в метаморфических породах и возникают вследствие встречных скольжений по параллельным плоскостям [4]. Это приводит к выводу, что плоскости полосчатости гарцбургитов в момент формирования таких «внутрипластовых» складок были плоскостями действия дифференциальных сдвиговых движений и вместе с тем позволяет предполагать, что подобные движения являются причиной возникновения полосчатости в гарцбургитах. Возможность появления полосчатой текстуры в гомогенной ультраосновной породе, находящейся под воздействием статического поля напряжений, посредством механизма переотложения ее подвижных компонентов в присутствии флюидов или небольших количеств расплава была показана в работе Г. Дика и Д. Синтона [19]. Очевидно, что наличие дифференциальных движений вдоль отдельных поверхностей значительно облегчает действие этого механизма, так как влечет за собой возникновение градиентов скорости движения, температуры и давления, что в свою очередь вызывает перераспределение и сегрегацию минералов по их физико-механическим и физико-химическим свойствам. Подобные явления широко распространены в метаморфических породах и определяются термином «тектонометаморфическая дифференциация» [14].

Таким образом, можно считать, что полосчатость ультраосновных тектоников — следствие их пластических деформаций. Деформации этого (наиболее раннего) этапа проявлялись в послойно-дифференцированном ламинарном пластичном течении ультраосновной породы, однород-

ность которого нарушалась лишь в узких зонах, что зафиксировано в образовании спорадически распространенных «внутрипластовых» складок. Последующие пластические деформации ультраосновных тектонитов были наложены на ранее сформированную полосчатость и выявлены в процессе ее картирования. Они выражались в интенсивном, затронувшем весь объем породы (в отличие от раннего этапа) складкообразовании и привели к появлению складчатых форм нескольких типов (см. рис. 1).

Главной складчатой структурой, занимающей всю площадь участка, является относительно просто построенная крупномасштабная синклиналеобразная складка («синформа»). К ядру синформы приурочена область развития более мелких концентрических складок; крылья ее осложнены мелкомасштабными открытыми складками, часть которых является дополнительными по отношению к главной структуре, а другая часть, как будет показано ниже, образована в ходе деформаций самостоятельного этапа. Шарнир главной синформы наклонен к северу под углом 65°, осевая плоскость ее субвертикальна и простирается в северо-восточном направлении. Все перечисленные складчатые деформации наложены на более раннюю изоклинальную складчатость, которая отчетливо выявляется при площадном детальном картировании полосчатости и существование которой подтверждается непосредственным наблюдением изоклинальных складок в пределах отдельных обнажений.

Изучение складчатых деформаций проводилось с помощью метода геометрического анализа генетически связанных с ними плоскостных и линейных структурных элементов с использованием стереографических проекций, который позволил статистически исследовать их пространственную ориентировку и выявить возрастные соотношения различных складок.

ГЕОМЕТРИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Наиболее ранними из перечисленных выше структурных форм являются сильно сжатые и изоклинальные складки (F_1) . Выявление изоклинальных складок в ультраосновных тектонитах, в которых отсутствуют четкие и достаточно протяженные маркирующие горизонты, сопряжено с большими трудностями, в связи с чем их удалось наблюдать лишь на нескольких исключительно хорошо обнаженных участках. Большинство изученных складок являются дополнительными по отношению к более крупным изоклинальным структурам, конфигурация которых достаточно отчетливо вырисовывается полосчатостью.

Осевые поверхности складок F_1 (OII_1) располагаются субпараллельно полосчатости гарцбургитов, ориентировка их шарниров (B_1) зависит от положения конкретной складки в главной структуре: в западном ее крыле они имеют азимут склонения $0-20^\circ$, в восточном — $330-350^\circ$ и наклонены под углами $45-55^\circ$. Параллельно шарнирам изоклинальных складок развивается минеральная линейность (L_1), выраженная вытянутыми агрегатами мелких зерен хромшпинелида и диопсида. Благодаря преобладанию в агрегатах хромшпинелида, зерна которого группируются в тонкие цепочки, линейность хорошо видна на светлой выветрелой поверхности гарцбургитов. В связи с тем, что форма агрегатов близка к сильно вытянутому эллипсоиду вращения, минеральная сланцеватость (foliation) S_1 , параллельная осевым поверхностям складок, выражена слабо и была зафиксирована только в единичных случаях. Пространственное положение L_1 и S_4 близко к положению полосчатости гарцбургитов, отклоняясь от него не более чем на 10° .

Геометрический анализ ориентировки шарниров B_1 и полюсов осевых плоскостей складок ($\pi O\Pi_1$) показал, что их концентрации контролируются дугами малых кругов, центром которых является шарнир главной синформы (рис. 2, B). Это однозначно свидетельствует о наложенном характере складчатости, сформировавшей главную структуру ультраосновных тектонитов, и о более раннем происхождении изокли-

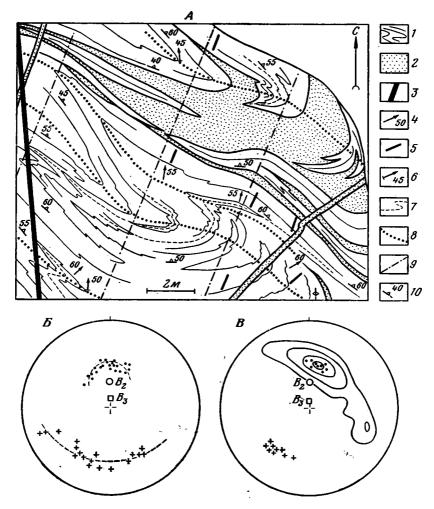


Рис. 2. A — соотношения складок $F_1{}^1$, $F_1{}^2$ и F_2 в приосевой зоне главной синформы 1 — полосчатые гарцбургиты, 2 — дуниты, 3 — жилы пироксенитов, 4 — минеральная линейность L_2 , 5 — минеральная сланцеватость S_2 , 6 — шарниры $B_1{}^2$, 7 — осевые поверхности $O\Pi_1{}^1$, 8 — осевые поверхности $O\Pi_1{}^2$, 9 — осевые плоскости $O\Pi_2$, 10 — элементы залегания полосчатости S_0 ; E — диаграмма ориентировки шарниров B_1 (точки) и полюсов осевых плоскостей $\pi O\Pi_1$ (крестики); E — диаграмма θ -пересечений полосчатости, 106 пересечений, изолинии 1 — 5—15—30% (точки — $B_1{}^2$, крестики — $\pi O\Pi_1{}^2$). Все диаграммы ориентированы на север; равноплощадная проекция — на нижнюю полусферу

нальных складок. Пространственная ориентировка L_1 (рис. 3, E) аналогична ориентировке шарниров E_1 , что особенно хорошо видно на диаграмме, построенной для области ядра синформы (рис. 3, E). Область рассеивания полюсов осевых поверхностей изоклинальных складок совпадает с поясом концентраций πS_0 , что указывает на параллельность осевых поверхностей полосчатости и находится в полном соответствии с полевыми наблюдениями.

В нескольких обнажениях отмечались случаи взаимного наложения двух систем изоклинальных складок. Зарисовка одного из них показана на рис. 2, A. Породы здесь представлены обычными грубополосчатыми гарцбургитами, однако хорошо видно и образование полосчатости второго типа за счет деформаций дунитовых жил, окружающих небольшое линзовидное дунитовое тело, а также смятие его совместно с полосчатостью в изоклинальную складку. На рисунке отчетливо видна параллельность осевых поверхностей ранних (F_1) и наложенных (F_1 2) изоклинальных складок, которая нарушается только в узких приосевых зонах складок F_1 2. Для точного определения шарнира наложенной изо-

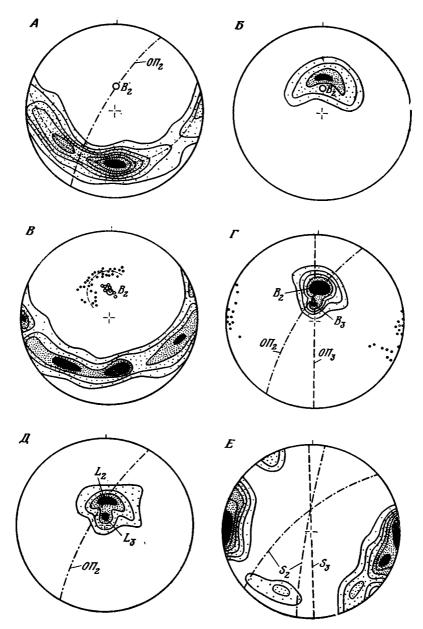


Рис. 3. Диаграммы ориентировки плоскостных и линейных структурных элементов ультраосновных тектонитов участка. $A-\pi S_0$, 330 замеров, 1-2-4-6-8-10-12%; $E-L_1$, 106 замеров, 2-5-10-15%; $B-\pi S_0$ в области развития концентрических складок F_2 , 160 замеров, 1-2-4-6% (точки — L_1 , кружки — B_2); $F-B_{2-3}$, 60 замеров, 2-4-8-12-16% (точки — $\pi O\Pi_{2-3}$); $\mathcal{J}-L_{2-3}$, 110 замеров, 2-5-10-20%; $E-\pi S_{2-3}$, 75 замеров, 1-2-4-6-8-10%

клинальной складчатости (B_1^2) была построена диаграмма β -пересечений плоскостей полосчатости (рис. 2, B), с максимумом которой совпадает область рассеивания шарниров B_1^2 , замеренных непосредственно в обнажении. Сравнение диаграмм, представленных на рис. 2, B и B, показывает, что ориентировка шарниров B_1^2 и осевых плоскостей $(O\Pi_1^2)$ складок F_1^2 не выходит за пределы полей рассеивания B_1 и $O\Pi_1$. Это позволяет интерпретировать складки F_1^1 и F_1^2 как складки «синхронного наложения», сформировавшиеся в ходе пластических деформаций одного этапа [4]. Более поздние деформации на данном обнажении проявляются в изгибе осевых поверхностей $O\Pi_1^1$ и $O\Pi_1^2$ в отлогие складки, осевые плоскости которых вертикальны и простираются в северо-восточном направлении.

На втором этапе складчатых деформаций ультраосновных тектонитов была сформирована главная синклиналеобразная структура участка. Элементы залегания полосчатости в северо-восточном и юго-западном ее крыльях соответственно $80-100^{\circ} < 70-80^{\circ}$ и $350-10^{\circ} < 50-60^{\circ}$. Ориентировка полосчатости на крыльях относительно стабильна, обнаруживая лишь незначительные вариации. В ядре синформы, напротив, простирания и углы падения полосчатости очень изменчивы, что связано с развитием в пределах этой области концентрических складок. Углы падения здесь варьируют от 50 до 90°. Для определения пространственного положения шарнира (B_2) и осевой плоскости ($O\Pi_2$) структуры была построена диаграмма полюсов полосчатости (πS_0), замеренных на всей площади участка, за исключением области развития концентрических складок. Точки πS_0 (рис. 3, A) концентрируются в четко выраженный пояс, контролируемый дугой малого круга, что свидетельствует о конической форме складки [4]. Ось конуса отвечает при небольшой величине апикального угла (в нашем случае около 10°) осредненному положению шарнира конической складки. Осевая плоскость находится как дуга большого круга, проходящая через шарнир и делящая пополам сектор между максимумами точек лSo. Азимуты погружения шарнира и падения осевой плоскости — соответственно 0° < 65° и 320° < 80°.

Для выяснения вопроса о происхождении концентрических складок, распространенных в зоне ядра главной структуры, геометрический анализ для этой области был проведен отдельно. На рис. 3, В показано распределение точек πS_0 в зоне развития концентрических складок. Сравнение этой диаграммы с диаграммой, характеризующей синформу в целом, показывает их аналогичность: концентрации точек пЅ₀ также контролируются дугой малого круга, центр которого совпадает с положением шарнира главной структуры. Это позволяет рассматривать концентрические складки не как следствие самостоятельного этапа деформаций, а как усложнение главной синформы в области ее ядра (что типично для конических складок [4]) и отнести их ко второму этапу складчатых деформаций. Наложение концентрических складок F_2 на изоклинальные F_{i} четко фиксируется при детальном картировании полосчатости (см. рис. 1) и подтверждается геометрическим анализом ориентировки линейности L_1 , развитой в области концентрической **складчатости** (рис. 3, B): линейность L_1 рассеивается по дуге малого **кр**уга, центром которого является шарнир B_2 .

Крылья главной структуры осложнены мелкими отлогими и открытыми складками, размер которых обычно не превышает 10 м, а угол между крыльями составляет в среднем 130—140° (см. рис. 2, А). Параллельно их осевым плоскостям развивается минеральная сланцеватость, выраженная план-параллельным расположением крупных таблитчатых кристаллов энстатита, окруженных агрегатами более мелких зерен энстатита, диопсида и хромшпинелида. Линейность, выраженная удлинением таких минеральных сегрегаций, почти параллельна шарнирам складок и залегает обычно на 5—10° круче их.

В связи с тем, что шарниры складок имеют северное погружение, а их осевые плоскости простираются в субмеридиональном направлении, т. е. ориентированы аналогично соответствующим элементам крупномасштабной складки, все они первоначально интерпретировались как дополнительные складки второго этапа складчатых деформаций, осложняющие главную структуру. Однако неравномерность их распространения (большая часть складок приурочена к восточному крылу синформы), а также факты видимого пересечения двух систем минеральной сланцеватости позволили предположить, что некоторая часть открытых складок является самостоятельной системой, связанной со складчатыми деформациями более позднего третьего этапа. Это предположение подтвердилось при геометрическом анализе ориентировки шарниров и осевых плоскостей мелких складок и связанных с ними минеральной линейности и сланцеватости. На рис. 3, Г отчетливо видно, что шарниры открытых складок концентрируются в максимум, совпа-

дающий с ориентировкой шарнира B_2 главной синформы, причем наблюдается тенденция к рассеиванию шарниров вдоль дуги малого круга, центром которого является второй, менее интенсивный, точечный максимум. Эти особенности ярче проявляются в ориентировке минеральной линейности (рис. 3, \mathcal{A}). Рассеивание линейных элементов (L и B) по дуге малого круга является признаком, свидетельствующим о существовании наложенной складчатости [4], и позволяет считать, что крутозалегающие максимумы отмечают положение шарниров складок третьего этапа складчатых деформаций (B_3) и сформированной на этом этапе минеральной линейности (L_3).

Важным отличием в ориентировке линейности и шарниров открытых складок (см. рис. 3, Γ и \mathcal{A}) является более крутое положение максимумов линейности по сравнению с соответствующими максимумами шарниров. В отличие от шарнира складки, положение которого зависит не только от ориентировки поля напряжений, но и от исходного положения деформируемой поверхности, минеральная линейность, формирующаяся в процессе деформации, является «проникающей» структурой (penetrative structure). Ее положение в пространстве полностью определяется ориентировкой поля напряжений, а точнее, ориентировкой минимального сжимающего напряжения σ_3 . Наблюдаемое несоответствие положения линейности и шарниров складок отражает несовпадение ориентировок σ_3 и плоскости полосчатости, что ведет к формированию конических складок.

Анализ ориентировки минеральной сланцеватости (рис. 3, E), проведенный раздельно для западного и восточного крыльев синформы, показал, что более ранняя сланцеватость S_2 образует дивергентный веер и ориентирована симметрично по отношению к осевой плоскости главной структуры. В западном ее крыле она простирается по азимутам 30—50°, в восточном — по азимутам 0—20°. Более поздняя минеральная сланцеватость S_3 , сформировавшаяся в течение третьего этапа складчатых деформаций, вертикальна и простирается в меридиональном направлении. Ее ориентировка стабильна на всей изученной площади.

Наложение складок третьего этапа, осевые плоскости которых меридиональны, объясняет факты взаимного пересечения двух идентичных систем минеральной сланцеватости (см. рис. 1) в приосевой и в западной частях синформы при отсутствии таких взаимоотношений в восточном ее крыле, где ориентировка S_2 и S_3 совпадает, а также факт значительно меньшего распространения открытых складок на западе участка, где полосчатость ориентирована неблагоприятно для их формирования.

Во время складчатых деформаций второго этапа образовалась современная микроструктура гарцбургитов, главными чертами которой являются четкая агрегатная линейность, уплощенность оливиновых зерен и разнозернистость минералов. Оливин образует крупные зерна размером в среднем $5.0 \times 2.5 \times 1.5$ мм, уплощенные в плоскости S_2 и вытянутые параллельно L_2 . С крупными зернами сосуществуют более мелкие полигональные изометричные зерна оливина. В пределах линейных агрегатов крупный (1,5-3,0 мм) таблитчатый энстатит, ядра которого насыщены ламеллями диопсида, окружен более мелкими зернами энстатита, диопсида (0,5 мм) и хромшпинелида (0,22-1,0 мм). В большинстве крупных зерен оливина наблюдаются полосы излома, ориентированные субперпендикулярно к агрегатной линейности L_2 . Микроструктурные исследования и изучение оптической ориентировки оливина и энстатита гарцбургитов позволили установить, что деформации второго этапа, сформировавшие наблюдаемую микроструктуру пород, ществлялись механизмом внутризернового трансляционного скольжения, сопровождавшегося синтектонической перекристаллизацией.

Пластические деформации этого этапа сопровождались метаморфическими преобразованиями, которые проявились не только в коренной перестройке микроструктуры пород и появления плоскостных и линей-

ных минеральных агрегатов, но и в изменении химического состава породообразующих минералов. Такие изменения были выявлены Г. Н. Савельевой и С. С. Степановым при микрозондовом изучении состава энстатитов, занимающих разное микроструктурное положение [12]. Авторами был изучен линейный минеральный агрегат, в строении которого участвуют крупные таблитчатые зерна энстатита и мелкие ксеноморфные зерна, образовавшиеся в результате синдеформационной перекристаллизации таблитчатого энстатита. Перекристаллизация, как сейчас уже можно констатировать, происходила в течение второго этапа складчатых деформаций. Проведенное микрозондовое изучение химического состава показало, что ядра таблитчатых энстатитов обогащены по сравнению с их краевыми зонами и новообразованными мелкими зернами Al, Ca и Cr, т. е. теми элементами, которые во время деформации обособляются в самостоятельные фазы — хромшпинелид (Al, Cr) и диопсид (Са), участвующие совместно с мелким энстатитом в строении линейных агрегатов. Использование Cr—Al-распределения в пироксенах позволило определить, что ядра таблитчатого энстатита образовались при температурах 980-1090° С. Новое минеральное равновесие, установившееся в течение деформаций и отражающее условия их прохождения, наступило при температурах 900—950°C и более низких сравнительно с условиями образования реликтового энстатита давлениях.

Интенсивность метаморфических изменений, происходивших во время второго этапа складчатых деформаций, приводит к мысли, что предшествующие деформации первого этапа, сформировавшие значительно более напряженные складчатые формы и проходившие при более высоких температурах, должны были сопровождаться и более интенсивными метаморфическими преобразованиями ультрабазитов. Поэтому естественно полагать, что таблитчатый энстатит с ламеллями диопсида, реликты которого сохранились в породе, представляет собой продукт метаморфизма, синхронного складчатым деформациям первого этапа, а не продукт первичной кристаллизации.

В течение третьего этапа складчатых деформаций метаморфические преобразования проявились в образовании минеральной линейности и сланцеватости, которые макро- и микроскопически сходны с соответствующими структурами предыдущего этапа и отличаются от них только пространственной ориентировкой. Это позволяет предполагать, что складчатые деформации третьего и второго этапов проходили при сходных P—T-условиях.

Устойчивость ориентировок осевых плоскостей и шарниров складок третьего этапа, а также связанных с ними минеральной сланцеватости и линейности указывает на то, что он является последним этапом пластических деформаций ультраосновных тектонитов [15], который еще сопровождался формированием проникающих минеральных мезо- и микроструктур (L и S). Из этого следует, что более поздние пластические деформации, синхронные образованию оливин-антигоритовых пород, не привели к перестройке микроструктуры и метаморфизму ультраосновных тектонитов во всем их объеме и проявились только в локальных зонах, усложнивших макроструктуру массива в целом.

СООТНОШЕНИЯ ДУНИТОВ СО СКЛАДЧАТЫМИ ДЕФОРМАЦИЯМИ

Вопрос о происхождении дунитов офиолитовых серий до сих пор является предметом острых дискуссий. Сейчас становится очевидным, что этот вопрос нельзя решить, не учитывая динамическую обстановку формирования дунитовых тел [13]. В связи с этим необходимо установить пространственную связь дунитовых тел, распространенных на изученном участке, с деформационными структурами ультраосновных тектонитов и провести общую оценку хронологических соотношений процесса образования дунитов с этапами складчатых деформаций.

Как было отмечено выше, в комплекс ультраосновных тектонитов Войкаро-Сыньинского массива входят разнообразные по размерам, форме и залеганию дунитовые тела. В пределах изученного участка встречаются образования нескольких типов.

1. Дунитовые полосы мощностью от 5 см до 1 м в системе полосча-

тости гарцбургитов.

2. Линзовидные тела длиной до 2 км, залегающие согласно с полосчатостью и окруженные деформированными маломощными дунитовыми жилами.

- 3. Изометричные тела неправильной формы размером до 1,5 км, имеющие резкие секущие контакты с гарцбургитами и окруженные ореолами недеформированных или слабодеформированных дунитовых жил.
- 4. Изометричные или слабовытянутые тела размером до 100 м, отделенные от гарцбургитов переходными зонами, в которых происходит постепенное обеднение гарцбургитов пироксенами вплоть до превращения их в дуниты.

5. Изолированные дунитовые жилы мощностью до 1 м, не обнару-

живающие пространственной связи с дунитовыми телами.

Разная степень деформации дунитовых образований, перечисленных в порядке ее убывания, и другие данные, полученные при детальных исследованиях, свидетельствуют о том, что образование дунитов было полифазным процессом и происходило в течение всего периода складчатых деформаций ультраосновных тектонитов, а возможно, и до их начала.

О существовании дунитовых образований в гарцбургитах до начала складчатых деформаций говорят многочисленные факты смятия в изоклинальные складки дунитовых полос и небольших дунитовых тел с сопутствующими им дунитовыми жилами, образующими полосчатость второго типа (см. рис. 2).

Сильнодеформированные линзовидные тела, границы которых параллельны полосчатости или секут ее под небольшими углами (см. рис. 1), образовались не позднее первого этапа складчатых деформаций. Об этом свидетельствуют деформации дунитовых и пироксенитовых жил, одновозрастных с линзовидными телами дунитов и расположенных в непосредственной близости от них. Эти жилы часто будинированы или смяты в птигматитовые складки, причем будинированные жилы ориентированы параллельно осевым поверхностям изоклинальных складок, тогда как складчатые перпендикулярны к ним. Такие соотношения указывают на синхронность деформаций жил и складчатых деформаций первого этапа.

Изометричные слабодеформированные тела дунитов были сформированы в течение второго этапа складчатых деформаций, о чем свидетельствует их четкая приуроченность к приосевым зонам главной структуры или ее дополнительных складок. Особенно ярко структурный контроль проявляется в пространственном положении дунитовых тел, связанных с гарцбургитами постепенными переходами. Они распространены в ядре главной структуры в области развития концентрических складок и всегда приурочены к их наиболее напряженным участкам — зонам перегиба. На синхронность формирования изометричных тел дунитов второму этапу складчатых деформаций указывает также пространственная ориентировка сопутствующих им жил, образующих ортогональную сетку, закономерно расположенную по отношению к осевой плоскости и шарниру главной синформной структуры [13].

Появление изолированных дунитовых жил, можно полагать, связано с третьим этапом складчатых деформаций, поскольку их ориентировка обычно близка ориентировке осевых плоскостей соответствующих складок.

Таким образом, формирование дунитов в гарцбургитах проходило на фоне пластических деформаций комплекса ультраосновных тектонитов в целом и происходило практически непрерывно. Дунитовые тела

по мере их возникновения вовлекались в процесс пластического течения и деформировались, результатом чего в современном срезе является полный спектр их форм — от интенсивно деформированных линз до недеформированных изометричных тел и жильных образований.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ультраосновные тектониты Войкаро-Сыньинского офиолитового массива имеют значительно более сложную, чем представлялось ранее, историю структурных и вещественных преобразований. Еще до выведения в верхние горизонты земной коры, начало которого маркируется образованием оливин-антигоритовых пород [10], они подверглись высокотемпературным пластическим деформациям, осуществлявшимся в четыре этапа.

В течение первого этапа была сформирована полосчатость гарцбургитов. Она возникла в результате тектоно-метаморфической дифференциации, которая явилась следствием послойно-дифференцированного пластического течения ультраосновного вещества при высоких температурах (порядка 1200° С [19]). Последующие три этапа складчатых деформаций привели к появлению различных по форме складок, выявленных по полосчатости.

Первый этап складчатых деформаций проходил предположительно при температурах 1000—1100° С и выразился в формировании изоклинальных складок, осевые поверхности которых параллельны полосчатости. Его, по-видимому, можно рассматривать как продолжение предыдущего этапа пластического течения, сформировавшего полосчатость гарцбургитов, в условиях более низких температур: при повышении вязкости и (как следствие) затрудненности послойных дифференциальных движений в породе, она на воздействие поля напряжений той же ориентировки начинает реагировать образованием складок.

В течение второго этапа складчатых деформаций, проходившего при температурах 900—950° С и при более низком давлении, была сформирована главная синформная структура ультраосновных тектонитов, осложненная в области ядра концентрическими складками. Важнейшей особенностью главной структуры является конформность ее осевой поверхности контакту ультрабазитов с габброидами и элементам стратификации развитого в зоне этого контакта полосчатого комплекса. Это указывает на тесную взаимосвязь процесса формирования полосчатого комплекса со складчатыми деформациями ультраосновных тектонитов второго этапа и позволяет высказать предположение о его синхронности с процессом совмещения ультрабазитов с габброидами.

Третий этап складчатых деформаций проходил в условиях, сходных с условиями предыдущего этапа, и проявился в незначительном усложнении ранее сформированной структуры мелкими открытыми складками. Он является, по-видимому, последним этапом пластических деформаций, затронувшим весь объем пород. Последующие деформации проявлялись локально и связаны с заложением линейных тектонических зон, сложенных оливин-антигоритовыми сланцами.

Каждый этап складчатых деформаций ультраосновных тектонитов сопровождался метаморфизмом, выражавшимся в перестройке микроструктуры ультрабазитов и возникновении синхронных деформациям проникающих структур — минеральной линейности и минеральной сланцеватости. Преобразования вещества не сопровождались изменением минерального состава пород и выражались только в изменениях химического состава новообразованных минералов, соответствующих физико-химическим условиям, в которых проходили пластические деформации. Синхронный деформациям метаморфизм происходил в безводных условиях при высоких температурах, близких к предполагаемым в верхней мантии.

На протяжении всей истории складчатых деформаций шел процесс образования дунитов в ультраосновных тектонитах. Тела дунитов с

момента их возникновения вовлекались в пластическое течение и деформировались. Степень деформированности дунитовых тел, наблюдаемых в современном срезе, находится в прямой зависимости от их возраста.

Имеющиеся данные позволяют наметить общую направленность процесса пластических деформаций ультраосновных тектонитов. температурные деформации ранних этапов, сопровождавшиеся возникновением складок пластического течения и напряженных изоклинальных складок, сменялись относительно низкотемпературными, образовавшими менее напряженные складчатые формы. Такая направленность структурной эволюции комплекса отражает процесс подъема ультрабазитов, проходивший в пределах верхней мантии до или во время образования океанической коры. Локальные пластические и хрупкие деформации ультраосновных тектонитов, происходившие при низких температурах и сопровождавшиеся серпентинизацией пород, связаны с выведением мантийного блока в верхние горизонты земной коры на стадии тектонического скучивания.

Литература

- 1. Бойд Ф. Р., Мак-Грегор И. Д. Ультраосновные породы. В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, с. 278-282.
- 2. Гончаренко А. И. Складчатые деформации альпинотипных гипербазитов юга Си-
- бири.— Докл. АН СССР, 1977, т. 235, № 2, с. 431—434.

 3. Гончаренко А. И., Чернышов А. И. Деформации и петроструктура гипербазитов. Войкаро-Сыньинского массива.— Геол. и геофизика, 1980, № 10, с. 61—72.
- 4. Казаков А. Н. Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. Л.: Наука, 1976. 238 с.
- 5. Колман Р. Г. Офиолиты М.: Мир, 1979. 462 с. 6. Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969,
- № 4, с. 5—23. 7. Пейве А. В., Иванов С. Н., Нечухин В. М., Перфильев А. С., Пучков В. И. Тектоника Урала. М.: Наука, 1977, с. 36—41.
- 8. Перфильев А. С. Формирование земной коры Уральской геосинклинали. М.: Наука, 1979. 187 с.
- 9. Путеводитель экскурсии «Офиолиты Полярного Урала». М.: Наука, 1978. 89 с.
- 10. Савельев А. А., Савельева Г. Н. Офиолиты Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал).— Геотектоника, 1977, № 6, с. 46—60.
- 11. Савельев А. А., Самыгин С. Г. Офиолитовые аллохтоны Полярного и Приполярного Урала.— В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979, c. 9-29.
- 12. Савельева Г. Н., Степанов С. С. Эволюция энстатитов при высокотемпературных деформациях гарцбургитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 2, с. 47—55.
- 13. Савельева Г. Н., Шербаков С. А., Денисова Е. А. Роль высокотемпературных деформаций при формировании дунитовых тел в гарцбургитах. — Геотектоника, 1980,
- № 3, с. 16—26.

 14. *Судовиков Н. Г.* Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1964. 216 с.
- 15. Флаас А. С. Геометрические принципы выделения этапов деформации в сложнодислоцированных комплексах. В кн.: Принципы и методы изучения структурной
- эволюции метаморфических комплексов. Л.: Наука, 1978, с. 98—111.
 16. Ave' Lallemant H. G., Carter N. L. Syntectonic recrystallization of olivine and modes of flow in the upper mantle.—Geol. Soc. Amer. Bull., 1970, v. 81, № 8.
- 17. Buiskool Toxopeus J. M. A. Deformation and recrystallisation of olivine during monoand polyphase deformation. A transmission electron microscope study.— Neus Jahrb. Miner. Abhandl, 1977, H. 3, S. 233—268.
- Den Tex E. Origin of ultramafic rocks, their tectonic setting and history.— Tectonophysics, 1969, v. 7, p. 857—867.
 Dick H. J. B., Sinton J. M. Compositional layering for in Alpine peridotites: evidence
- for pressure solution creep in the mantle.—J. Geology, 1979, v. 87, № 4, p. 403—416.
- 20. Kruhl I., Voll G. Fabrics and metamorphism from the Monte Rosa root zone into Ivrea zone near Finero, Southern margin of the Alps.— Schweiz. miner und petrogr. Mitt., 1976, B. 56, H. 3, p. 627—633.
 21. Loney R., Himmerlberg G. Structure of the Vulkan Peak alpinetype peridotite. South Western Oregon.— Buil. Geol. Soc. Amer., 1976, v. 87, № 2, p. 259—274.
 22. Viselan A. Beiries J. C. Crustalling placticity, and colid state flow in matemarkia.
- Nicolas A., Poirier J. C. Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. London New York: John Wiley and Sons. 1976. 414 p.
 Ringwood A. E. A model for the upper mantle. Pt 1.— J. Geophys. Res., 1962, v. 67.
 Wyllie P. J. Ultramafic and related rocks. New York: Wiley, 1967. 464 p.

Май — Июнь

1983

УДК 551.243.12(574.1)

СЛЕПАКОВАГ.И.

ПОГРЕБЕННЫЕ ГРАБЕНООБРАЗНЫЕ СТРУКТУРЫ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Показано наличие глубоких погребенных грабенообразных структур, связанных с линейными системами разрывных нарушений, являющихся продолжением в Прикаспийскую впадину системы авлокогенов Восточно-Европейской платформы. Освещено их строение и развитие в палеозое и мезозое.

В пределах Восточно-Европейской платформы выявлено значительное число структур, образующих систему взаимосвязанных авлакогенов, возникших в рифейское время [3, 6, 7]. Как показал анализ имеющегося фактического материала, в Прикаспийской впадине также установлены крупные грабенообразные структуры типа авлакогенов, в частности Новоузенский, Бузулукско-Кушумский, Новоалексеевский и Южноэмбинский (рис. 1).

Новоузенский и Южноэмбинский грабены, располагаясь в противоположных углах Прикаспийской впадины, простираются в северо-западном и северо-восточном направлениях. Их строение было описано достаточно детально [1, 9], отметим лишь, что они связаны с отчетливыми линейными системами разрывных нарушений северо-западного и северо-восточного простираний. Новоузенский авлакоген, являясь продолжением во впадину Пачелмского авлакогена, на юго-востоке в виде обширного раструба где-то в районе Каспийского моря соединяется с Южноэмбинским авлакогеном, включающем в себя зону Южноэмбинского инверсионного поднятия и п-ов Бузачи.

Другие две линейные структуры — Бузулукско-Кушумский и Новоалексеевский грабены также связаны с отчетливыми линейными системами разрывных нарушений, простирающихся в субмеридиональном и северо-восточном направлениях. Нам представляется, что они являются продолжением во впадину Серноводско-Абдулинского авлакогена. Об их строении имеется мало данных, что объясняется большой глубиной залегания и отсутствием глубоких скважин. Основным источником информации являются данные геофизических исследований.

Новоалексеевский грабен разграничивает северную внутреннюю прибортовую зону Прикаспийской впадины от ее восточной приподнятой зоны и прослеживается от Предуральского прогиба на востоке до Каспийского моря на юго-западе. Строение его еще недостаточно выяснено, но во всяком случае он рисуется в виде весьма протяженной и сложной структуры, при формировании которой решающее значение имели разломы фундамента (рис. 2). В целом область развития Новоалексеевского авлакогена представляет собой систему северо-восточных и субмеридиональных разрывов, образующих ряд относительно самостоятельных грабенов. Наиболее значительными нарушениями являются Хобдинский, Южноилецкий, Тымдыкульский, Уральский и Гурьевский разломы. На космических снимках им соответствуют отдельные линеаменты северо-восточного простирания. Наиболее узкая (35-40 км) часть авлакогена (Новоалексеевский грабен) располагается на северо-востоке на стыке с Предуральским прогибом и представляет собой узкий ров протяженностью свыше 120 км. Глубина залегания фундамента в его пределах по сейсмическим данным достигает 10 500 м. Амплитуда опусканий по отношению к окружающим выступам и поднятиям составляет 2000 м на юго-востоке и до 5000 на северо-западе. Расположенный западнее Хобдинский грабен значительно расширяется и

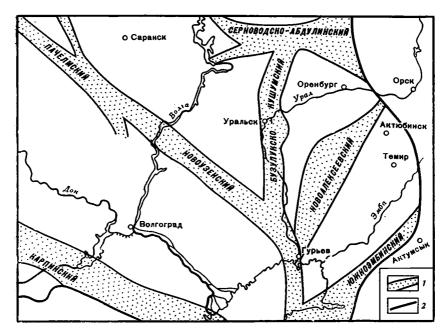


Рис. 1. Выкопировка из схемы распространения основных авлакогенов и грабенов Восточно-Европейской платформы 1—контуры авлакогенов; 2—граница Восточно-Европейской платформы

увеличивается в своих размерах, расчленяясь на крупные элементы, ограниченные разломами. Его общая длина свыше 250 км при ширине 70—170 км. Глубина залегания поверхности фундамента в его пределах достигает 16 000 м. Амплитуда опускания относительно расположенного на северо-западе Бискудукско-Хаместкульского выступа достигает 3000 м; на юге эти амплитуды значительно увеличиваются. Южный сегмент авлакогена (Гурьевский) несколько сужается и имеет неправильные очертания. Глубины до поверхности фундамента здесь меняются от 8000 до 13 000 м.

В современном структурном плане авлакоген представляет собой погребенное сооружение, границы которого четко определяются глубинными разломами [8]. Хобдинский и Южноилецкий глубинные разломы контролируют северо-западную границу авлакогена с Каменным поднятием, юго-восточным склоном Казахстанского выступа и Бискудукско-Хаместкульским выступом. Они устанавливаются по смене характера магнитного поля и непротяженным гравитационным ступеням. По сейсмическим данным, амплитуды их достигают по поверхности фундамента 2000 м. Юго-восточная граница авлакогена контролируется Тамдыкульским глубинным разломом, отделяющим авлакоген от Болгарского и Ащекульского выступов фундамента. В гравитационном поле ему соответствует сравнительно интенсивная гравитационная ступень северо-восточного простирания; магнитное поле в его пределах меняет свой знак. По данным сейсморазведки, на профилях КМПВ его амплитуда составляет 1500-2000 м. Гамбурцевский, Хаместкульский и Уральский глубинные разломы контролируют западный борт авлакогена с системой крупных сводов и поднятий — Приуральского и Бискудукского выступов на западе и Гурьевского и Новобогатинского поднятий на юге. Разломы выделяются по комплексу геолого-геофизических данных и контролируют расположение куполов-гигантов И межкупольных мульд. Амплитуды смещений по фундаменту меняются от 1000 до 2000 м. Более мелкие разломы — Унгарский, Чингизский, Кенельский, Соль-Илецкий дробят авлакоген на отдельные грабены и приподнятые блоки. Общее простирание авлакогена северо-восточное.

Подошва земной коры (поверхность Мохоровичича) в пределах грабена испытывает интенсивный подъем с севера на юг от 40—35 км в

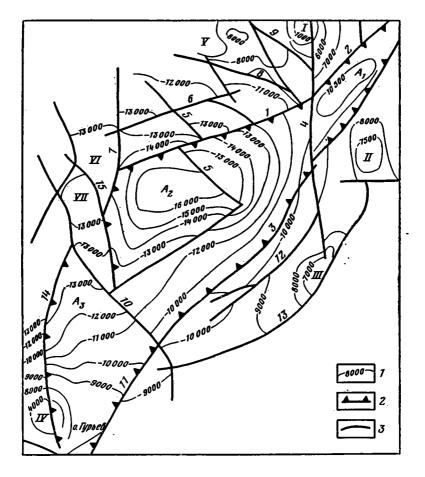


Рис. 2. Схема строения Новоалексеевского авлакогена. Составила Слепакова Г. И. Новоалексеевский авлакоген и его осложнения: A_1 — Новоалексеевский грабен; A_2 — Хобдинский грабен; A_3 — Гурьевский сегмент. I — изогипсы поверхности фундамента по данным геофизики; 2 — граница Новоалексеевского грабена; 3 — разрывные нарушения

Арабскими цифрами обозначены разрывные нарушения— сбросы и сдвиги: 1— Хобдинский; 2— Южноилецкий; 3— Тамдыкульский; 4— Соль-Илецкий; 5— Чингизский; 6— Новопетровский, 7— Хаместкульский; 8— Казахстанский; 9— Илекский; 10— Унгарский; 11— Гурьевский; 12— Майкудукский; 13— Сагизский; 14— Уральский; 15— Карабекский, римскими цифрами обозначены поднятия и выступы фундамента: I— Каменное поднятие; II— Болгарский выступ; III— Ащекульский выступ; IV— Гурьевское поднятие; V— Казахстанский выступ; VI— Бискудукско-Хаместкульский выступ; VII— Приуральский выступ

районе Хобдинского разлома до 26 км в центральной части грабена, образуя здесь обширное поднятие северо-восточного простирания (рис. 3). К югу, за пределами авлакогена, по поверхности Мохоровичича выделяется система глубоких (до 39-41 км) впадин северо-восточного простирания. В пределах авлакогена наблюдается сокращение мощности земной коры до 10 км за счет утонения как гранитного, так и базальтового слоев, к югу и северу мощность земной коры увеличивается до 30 км, достигая на западе 35 км. По мере того как поверхность верхней мантии все выше и выше поднималась, вызывая утонение «гранитного» и «базальтового» слоев, а кристаллический фундамент испытывал погружения, увеличивались тангенциальные напряжения, которые могли привести к разрывам сплошности земной коры, что и наблюдается в пределах авлакогенов. По поверхности фундамента, как уже отмечалось, авлакоген окружен системой выступов и поднятий. Их положение и развитие тесно связаны с историей заложения и развития дизъюнктивных нарушений, многие из которых проникают в осадочный чехол в виде разломов или флексур.

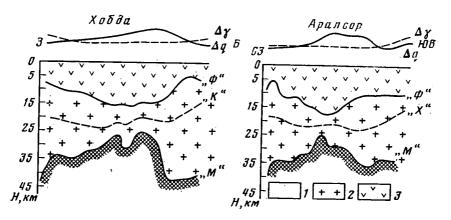


Рис. 3. Схематические разрезы земной коры. Составила Слепакова Г. И. 1 — мантия; 2 — консолидированная земная кора; 3 — осадочный чехол

О внутреннем строении авлакогена можно судить лишь по геофизическим данным. Отмечается дифференцированное развитие отдельных частей авлакогена на протяжении всего палеозойского времени. следует из палео- и структурных построений (рис. 4, A, E) по поверхности опорных горизонтов осадочного чехла, структура Новоалексеевского авлакогена претерпевает сложные изменения. Так, внутренняя структура додевонских отложений имеет подобно поверхности фундамента сложный блоковый характер. Это вызвано тем, что в додевонское время в его пределах происходят интенсивные погружения, продолжавшиеся и в дальнейшем в начале каменноугольного времени. Об этом свидетельствуют большие глубины, отмечаемые в Новоалексеевском грабене авлакогена по отражающему горизонту П, и значительные, до 13000 м, погружения в Хобдинском грабене по горизонту П2. Судя по мощности отложений, заключенных между поверхностью фундамента и горизонтом П2, погружение авлакогена в юго-западном направлении шло неравномерно. На фоне интенсивного погружения Хобдинского грабена, где мощности нижнепалеозойских отложений составляют 3000-4000 м, в Новоалексеевском грабене опускания были менее интенсивны, здесь происходит сокращение мощности до 1500—2000 м. При этом заполнение авлакогена осадками протерозоя и раннего палеозоя было различным. По результатам бурения глубоких скважин Карповской 7 во внешней северной бортовой зоне впадины, вскрывшей рифейские отложения, Краснокутской 11 с забоем в отложениях силура или ордовика на глубине 4848 м и Южноершовской 3 с забоем предположительно в отложениях верхнего протерозоя на глубине 4902 м и девона на глубине 4630 м, расположенных во внутренней части впадины, а также учитывая большие мощности осадочного комплекса, заключенного между поверхностью фундамента и горизонтом Π_2 , устанавливаемые по данным КМПВ (пр. СХ, СХІ, LI, LVII, LIV, LV, LVI и др.), можно предполагать развитие в пределах впадины как верхнепротерозойских (рифейских), так и нижнепалеозойских (ордовик, силур) отложений. Палеопостроения позволяют утверждать, что выполнение авлакогена этими осадками шло неравномерно, что было вызвано, очевидно, дифференцированными подвижками отдельных блоков.

Нам представляется, что в Новоалексеевском грабене, в его центре и на юго-восточном борту присутствуют сокращенные мощности рифея и, возможно ордовика и силура, в то время как на северо-западном его крыле, обращенном в сторону Соль-Илецкого выступа, могут присутствовать лишь отложения рифея (?). Кроме того, по аналогии с Соль-Илецким и Оренбургским выступами фундамента можно предполагать отсутствие в этой части авлакогена девонских отложений. В Хобдинском грабене возможны полные мощности всего комплекса верхнепротерозойских и нижнепалеозойских отложений, лишь на юго-восточном

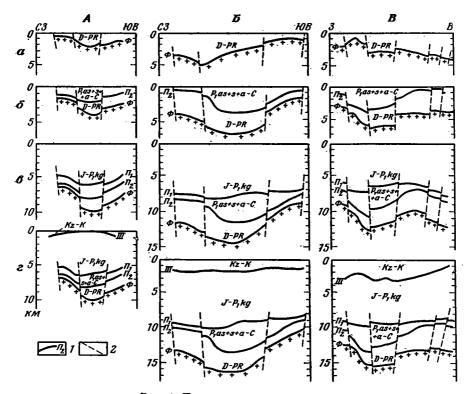


Рис. 4. Палеотектонические разрезы A — северо-восточной части Новоалексеевского авлакогена; B — центральной части Новоалексеевского авлакогена; B — Бузулукско-Кушумского авлакогена. a — к началу карбона; b — к началу кунгура; b — к началу мела; b — на начало антропогена. b — границы раздела, b — разрывные нарушения

борту возможно их значительное сокращение. По геофизическим данным можно предполагать, что эти отложения представлены терригенным комплексом. В дальнейшем в каменноугольное и раннепермское (докунгурское) время происходило накопление значительных мощностей в основном карбонатных отложений, более интенсивное в центральной части авлакогена (рис. 5). Мощности этих отложений увеличиваются до 6000 м в Хобдинском грабене и до 3000 м в Новоалексеевском, в то время как на окружающей территории они составляют всего 1000 м.

Таким образом, в течение всего палеозоя, до кунгурского времени включительно, в пределах авлакогена шло неравномерное, но непрерывное погружение, в результате которого мощности палеозойских отложений, заключенных между поверхностью фундамента и размытой поверхностью позднего палеозоя, составили 5000 м в пределах Новоалексеевской впадины и 8500 м — в пределах Хобдинской впадины.

В результате непрерывного погружения к началу ранней перми формируется обширный грабен с резко приподнятыми северо-западными и юго-восточным бортами, относительные амплитуды в котором составляют 3000 м и более. Если попытаться подсчитать скорость седиментации, то выяснится, что она резко возрастает к концу палеозоя, достигая максимальных величин в каменноугольно-раннепермское время (50—100 м/млн. лет против 3 м/млн. лет в предшествующий этап). Несомненно, что скорости накопления осадков в последнем случае были еще большими, так как мы не учитываем мощности смытых отложений во время региональных перерывов.

Если по поверхности кристаллического фундамента четко прослеживается отрицательная грабенообразная структура, то в вышележащем комплексе отложений происходит ее усложнение. Так, на сейсмических профилях КМПВ по горизонту Π_1 на фоне отрицательной структуры

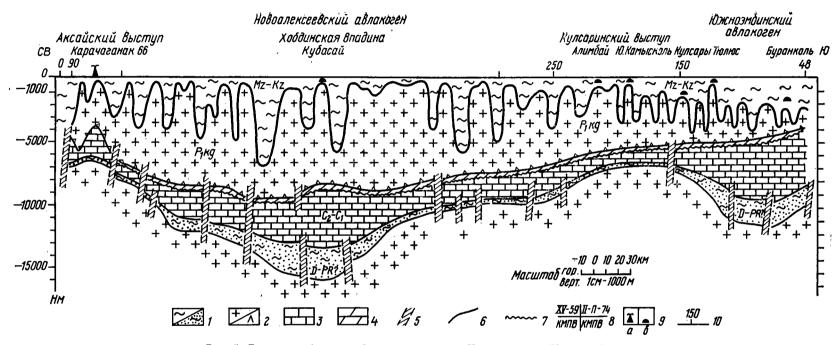


Рис. 5. Геолого-геофизический разрез по линии Карачаганак — Южноэмбинское

поднятие. Составила Слепакова Г. И., 1981 г.

1— терригенные отложения; 2—соль, ангидриты; 3— карбонаты; 4— доломиты; 5— разрывные нарушения и их зоны; 6— границы структурных комплексов; 7— поверхности разломов; 8— линии излома и пересечения профилей; 9— залежи углеводородов: а— в подсолевых; б— в надсолевых отложениях; 10 — пикеты профилей

выделяются зоны больших поднятий, таких, как Батпаксорское, Кумкудукское, Шилисайское, Байгуттинское, Индерское, Терекобайское и др. В пределах Новоалексеевского грабена, очевидно, в конце ранней перми происходит перестройка структурного плана, и на месте Новоалексеевской впадины образуются два поднятия: Алексеевское, оконтуренное изогипсой 6000 м, и Новоалексеевское, оконтуренное изогипсой 6500 м.

В конце палеозоя и в начале мезозоя (кунгур — триас) прогибание в пределах грабена также шло с большой скоростью. Накапливались огромные мощности кунгурской соли [4], происходило образование многочисленных соляных куполов [5]. В пределах авлакогенов наблюдаются наибольшие глубины до подошвы соли. В дальнейшем происходит некоторое выравнивание поверхности грабена, и в результате к началу неокома в его пределах образуется пологая моноклиналь с небольшим наклоном в северо-западном направлении. На современном этапе по поверхности неокома здесь выделяются значительные надсолевые структуры — Чингизское и Новоалексеевское поднятия, а также сравнительно глубокая (до 2500 м) Хобдинская впадина, наиболее погруженная часть которой по отношению к структуре по палеозою смещена к западу, к р. Урал. Меняется простирание выделяемых структур на преимущественно субмеридиональное, тогда как в палеозое преоб-

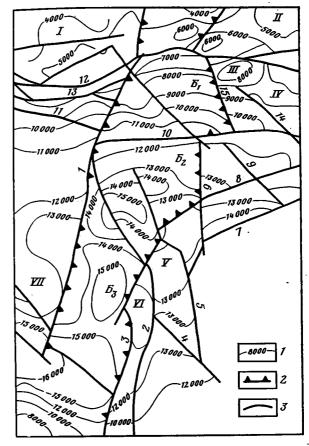
ладали северо-восточные простирания.

В центральной части Прикаспийской впадины и в ее северной бортовой зоне на космических снимках и картах отчетливо фиксируется зона сближенных кулисообразно расположенных субмеридиональных линеаментов, крайние из которых, судя по смене характера фотоизображения в их пределах, контролируют простирание во впадину крупной структуры — Бузулукско-Кушумского авлакогена. Анализ геофизических данных (КМПВ) (профили LXXII, X, XI, LXXIII, LXXII и др.) позволяет предполагать, что положение этих линеаментов совпадает с зоной разломов, выделяемых по поверхности фундамента и подсолевогопалеозоя (рис. 6). По поверхности фундамента, по данным КМПВ, в зоне авлакогена выделяется обширная система субмеридиональных разрывных нарушений, дробящих фундамент на ряд узких и протяженных грабенов, кулисообразно представляющих друг друга. Общая протяженность авлакогена превышает 600 км при ширине 100—120 км. В южной части наблюдается резкое сужение авлакогена до 40 км. Положение западного борта авлакогена контролируется зоной Кушумского разлома, положение которого совпадает с руслом р. Кушум. Амплитуды смещений поверхности фундамента вдоль него превышают 2000 м. Восточной границей авлакогена служит Хаместкульский разлом, на севере сочленяющийся с серией более мелких разрывов, пересекающих бортовую ступень. На юге он пересекается с Карабекским разломом. В центральной части авлакогена протягивается Уральский разлом, выделенный по комплексу геофизических методов [8]. Его длина свыше 550 км. амплитуды смещений по фундаменту меняются от 1000 до 2500 м. На юге, в пределах моря, он кулисообразно сочленяется с Гамбурцевским разломом. Строение авлакогена довольно сложное. В общем случае поверхность кристаллического фундамента внутри авлакогена сильно расчленена на приподнятые и опущенные блоки с амплитудой перемещения в несколько километров (см. рис. 6). В результате образовалась система грабенов, кулисообразно подставляющих друг друга и осложненных серией выступов: Приуральский, расположенный на глубине 13 000 м. Хаместкульский и Бискудукский выступы — на глубине 11 000 и 12000 м соответственно. На юге выделяется обширное Гурьевское поднятие, оконтуренное изогипсой —7000 м. Наибольшие глубины до поверхности фундамента —15500 м наблюдаются в пределах Челкарской впадины. По нижнему комплексу палеозойских осадков наиболее погруженная часть авлакогена до —13 000 м прослеживается в междуречье Кушума и Урала; в южном направлении авлакоген раскрывается, сливаясь с Новоузенским. Выделяемые здесь по мощностям осадков,

Рис. 6. Схема строения Бузулукско-Кушумского авлакогена. Составила Слепакова Г. И. Бузулукско-Кушумский авлакоген и его осложнения: \mathcal{B}_2 — Челкарский грабен; \mathcal{B}_3 — Приуральский грабен

 I — изогипсы поверхности фундамента по геофизическим данным, 2 — граница Бузулукско-Кушумского авлакогена; 3 —

разрывные нарушения. Арабскими цифрами обозначенарушения ны разрывные сбросы и сдвиги: 1— Кушум-ский; 2— Уральский; 3— Новобогатинский; 4 — Унгарский; 5 — Карабекский; 6 — Хаместкульский; 7 — Хобдинский; 8-9 — Чингиз-Новопетровский; 10 — Челкарский; 11 — Чижинский; 12 — Токаревский; 13 — Озинковский; 14 — Қазахстанский; 15 — Утвинский. Римобозначены цифрами скими поднятия и выступы фундамента: I — Клинцовский; II — Переволоцкий; III — Аксайский; IV — Қазахстанский; V — Бискудукско-Хаместкульский; VI— Приуральский; VII — Большеузенский



заключенных между поверхностью фундамента и горизонтом Π_2 , структуры располагаются согласно простиранию авлакогена в субмеридиональном направлении, за исключением северной части, где в районе слияния Урала и Кушума намечается зона значительного сокращения мощностей (до 1,5 км) субширотного простирания.

В раннепалеозойское время структурный план отложений развивался под влиянием подвижек, происходивших в пределах авлакогена вдоль разломов субмеридионального простирания. По всей вероятности, в среднепалеозойское время развитие авлакогена прекращается (см. рис. 4, B), об этом свидетельствует тот факт, что, хотя по размытой поверхности палеозоя и выявляются структуры, местоположение которых совпадает с зонами сокращенных мощностей нижнего палеозоя, но простирание их становится субширотным. И хотя по-прежнему к концу палеозоя наибольшие глубины располагаются в пределах междуречья Урала и Волги, судя по изменению мощностей верхнепалеозойских осадков (между гор. Π_1 и Π_2), здесь к концу палеозоя образуется общирное поднятие, контролируемое Кушумским и Уральским разломами. Очевидно, Уральский разлом оказывал большое влияние на палеозойскую историю региона, не случаен тот факт, что к нему приурочены купола-гиганты и огромные межкупольные мульды.

В мезозойское время (на структурных картах по III отражающему горизонту) в районе авлакогена выделяется зона моноклинального погружения пород с запада на восток, по краям осложненная серией прогибов субмеридионального простирания, выходящих за пределы авлакогена, т. е., хотя развитие авлакогена прекратилось, влияние его на структурный план отложений сохранялось и в мезозое. Интенсивные движения, происходившие на рубеже раннего и среднего миоцена и в ходе среднемиоценового — среднеплиоценового этапа развития территории, сопутствующие им фазы куполообразования и последующие де-

нудационные процессы хотя и оказали большое влияние на формирование современной структуры впадины, но, как показывают структурные построения, современный палеогеновый и меловой структурные планы совпадают. К этому времени относится также обновление региональных разломов и сбросовых нарушений.

Судя по геофизическим данным, в пределах авлакогенов наблюдаются как разрывы типа сбросов, так и сдвигов. Об этом свидетельствует тот факт, что грабены, входящие в состав авлакогенов, имеют нестрогое прямолинейное ограничение, разрывные нарушения изогнуты, иногда разорваны на отдельные звенья ортогональными разломами. Как отмечал Н. С. Шатский [10], в ряде случаев после окончания быстрого погружения прогибов на их месте развиваются широкие впадины, охватывающие склоны соседних структур. А. А. Богданов [2] также считал закономерным последовательное заложение авлакогенов и синеклиз, это им было показано на примере Московской синеклизы, развитие которой в виде Балтийского прогиба началось еще в венде и продолжалось до мезозоя на месте ранее существовавшей группы авлакогенов (Московского, Костромского, Оршанско-Крестцовского, Волгоградского). Представляется, что нечто подобное происходило и в Прикаспийской впадине. На самых ранних стадиях развития авлакогены были погружены на большие глубины, происходило накопление мощной толщи осадочных образований, что вело к дальнейшему погружению. В интенсивное погружение постепенно вовлекались окружающие приподнятые области, такие, как Аралсорский, Большеузенский своды и др. Это же подтверждается данными глубинной сейсмики: перемещение подкорового вещества наиболее интенсивно происходило в районе авлакогенов, вызывая подъемы поверхности Мохоровичича в районе Аралсора и Хобды (см. рис. 3).

С точки зрения оценки перспектив нефтегазоносности зоны развития авлакогенов наиболее перспективны для поисков углеводородов. Действительно, в них вследствие быстрого погружения, вероятно, существовали условия, благоприятные для накопления рассеянного органического вещества. Большие глубины создавали благоприятные условия для преобразования органики и сохранения углеводородов. Наличие положительных структур позволяет оценивать достаточно высоко возможности открытия здесь крупных месторождений нефти и газа.

Литература

- 1. Айзенштадт Г. Е.-А., Слепакова Г. И. Структура подсолевых палеозойских отложений юго-востока Прикаспийской впадины. Л.: Недра, 1978. 79 с.
- 2. Богданов А. А. О тектоническом расчленении докембрийских образований фундамента Восточно-Европейской платформы.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1967, № 1,
- 3. Валеев Р. Н. Авлакогены Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1978. 151 с. 4. Горфункель М. В., Слепакова Г. И. Первичная мощность соляной толщи в Прикаспийской впадине по геофизическим данным.— Сов. геология, 1970, № 4, с. 166---
- 5. Калинин Н. А. Основные черты геологического строения и нефтегазоносность Западного Казахстана. М.: Гостоптехиздат, 1963. 276 с.
- 6. Марков М. С. О некоторых чертах строения протерозойских геосинклинальных трогов.— В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М.: Наука, 1964, с. 15—20.
- 7. Павловский Е. В., Марков М. С. Особенности тектоники ранних этапов развития земной коры континентов.— В кн.: Деформация пород и тектоника. Тр. Междунар. геол. конф. XXII сессия. М.: Наука, 1964, с. 92—105.
- 8. Слепакова Г. И. Характеристика глубинных разломов Прикаспийской впадины.— Геология и геохимия горючих полезных ископаемых. Сб. 43. Киев, 1975, с. 12—17. 9. Слепакова Г. И. О продолжении Пачелмского авлакогена в Прикаспийской впа-
- дине.— Геотектоника, № 3, 1977, с. 46—52. 10. *Шатский Н. С.* Избранные труды. Т. 1 и 2. М.: Наука, 1963. 622 с. и 1964. 720 с.

ВНИГРИ Ленинград

Поступила в редакцию 1.IX.1981

УДК 551.243.8(235.216)

РУЖЕНЦЕВ С. В., СОКОЛОВ С. Д. ТЕКТОНИКА СЕВЕРО-НУРАТИНСКОЙ СУТУРЫ

В пределах Северо-Нуратинской сутуры выделяются два разновозрастных эвгеосинклинальных комплекса, разделенных миогеосинклинальными образованиями единицы Нуратау. Структурное положение эвгеосинклинальных толщ различное. В Устаханской и Шавазской структурах они слагают ядра антиформ, а в Хисарской структуре занимают верхнее аллохтонное положение. Формирование современной структуры обусловлено пододвиганием в башкирское и раннемосковское время эвгеосинклинальных толщ нижнего и среднего палеозоя под Нуратинскую сиалическую массу. В послемосковское время в условиях продолжающегося сжатия эвгеосинклинальные серии оказались уже надвинутыми к югу на Нуратинские разрезы. Следовательно, покровно-надвиговые структуры северной вергентности соответствуют субдуктивному типу, а южной вергентности — обдуктивному.

В пределах Высокой Азии эвгеосинклинальные серии слагают узкие, вытянутые на многие сотни километров зоны, часто выделяемые под названием «сутур», «шовных зон», «альпийских линий». Для них характерны широкое развитие вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ, присутствие офиолитов, а также крайне напряженная и сложная структура. Считается, что такие зоны являются реликтами бассейнов океанического типа, претерпевших сложное развитие и в конечном счете раздавленных между ограничивающими их сиалическими блоками.

Одна из крупнейших сутур расположена в Южном Тянь-Шане. Она протягивается не менее чем на 1500 км от Тамдытау через Северо-Нуратинский хребет и Южную Фергану до Сарыджаза. Здесь более или менее фрагментарно вскрыты тектонизированные породы ультрабазитгаббрового основания, широко представлены разновозрастные основные и средние эффузивы, кремни, туфы и туфотерригенные отложения. Существуют представления, что указанные толщи формируются на коре океанического типа [2-6, 8, 9, 12, 13, 15]. Правда, одни авторы рассматривают структуру, располагавшуюся здесь в палеозое, как океан [5], другие — как новообразованный рифт [2], третьи — как зону глубинного разлома [3, 14]. На территории Северо-Нуратинского хребта с юга указанная структура ограничена зоной развития нижнепалеозойских терригенных отложений, перекрытых девонскими и среднекаменноугольными известняками и среднекаменноугольным флишем турная единица Нурата»). К северу от нее развиты терригенно-кремнистые нижнепалеозойские («единица Иланчи») среднепалеозойские И кремнисто-карбонатные («единица Ямчи») отложения [11].

Внутреннее строение сутуры сложное. В настоящее время доказано присутствие здесь смятых покровно-надвиговых нарушений. Наиболее детально они рассмотрены в работах Ш. Ш. Сабдюшева и Р. Р. Усманова [12], В. С. Буртмана [4, 5], С. С. Шульца [15], О. А. Старцева [13] на примере Тамдытау и Северной Нураты. Существуют две геодинамические модели формирования структуры рассматриваемой зоны. Согласно первой [7, 12], эвгеосинклинальный комплекс, выполнявший впадину с корой океанического типа, был выдавлен к северу и югу в результате пододвигания под него ограничивающих эту впадину сиалических блоков. В результате возникла дивергентная веерообразная система покровов, корневая зона которых находится примерно в центральной части

структуры. Время шарьирования — поздний карбон.

Согласно второй модели [4, 5, 13], эвгеосинклинальные толщи шарьировались только к югу из корневой зоны, располагавшейся на месте «Туркестанской океанической структуры». В среднем карбоне (позднемосковское время) формируются обширные покровные пластины, каждая из которых имеет свою формационную характеристику. Эвгеосинклинальные отложения выделяются как аллохтонный комплекс Кулкудук. Позднее отмеченные пластины сминаются в серию более или менее вытянутых антиформ и синформ. Эвгеосинклинальные отложения выполняют ядра последних, являясь смятыми останцами покровов. Они занимают вполне определенное (верхнее) положение в системе шарьяжей Южного Тянь-Шаня, что имеет важное значение при последующих палинспастических реконструкциях. Действительно, единое положение, однонаправленность движений в период шарьирования аллохтона Кулкудук предполагает существование здесь единой эвгеосинклинальной корневой области, существовавшей в раннем палеозое в Южном Тянь-Шане.

Авторы настоящей статьи в течение ряда лет изучали строение указанной зоны в пределах Северо-Нуратинского хребта. Основные результаты наших исследований сводятся к следующему. Эвгеосинклинальные толщи обнажаются в пределах северного склона Северо-Нуратинского хребта, где образуют три полосы выходов (рис. 1): Хисарскую, Устахан-

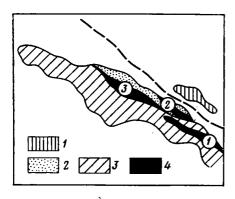


Рис. 1. Схема структурно-формационных комплексов Северо-Нуратинского хребта 1— Срединный Тянь-Шань; 2— мио-геосинклинальные отложения «единиц Иланчи и Ямчи»; 3— миогеосинклинальные отложения «единицы Нуратау»; 4— эвгеосинклинальные отложения. Цифры в кружках: 1— Устаханская полоса, 2— Шавазская полоса, 3— Хисарская полоса

скую и Шавазскую. Все они представляют собой сжатые (максимум 5—6 км) тянущиеся на десятки километров в северо-западном направлении покровные складки. По данным В. С. Буртмана [4] и О. А. Старцева [13], в морфологическом отношении это синклинальные структуры (синформы), ядра которых выполнены эвгеосинклинальными сериями.

Устаханская полоса протягивается почти от восточного окончания хребта до его средней части (район дер. Андреевки). В морфологическом отношении это опрокинутая к северо-востоку складка, в ядре которой вскрыты более или менее метаморфизованные вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения. В пределах юго-западного крыла последние падают под нижнепалеозойскую (Є—S) песчано-сланцевую с известняками и кремнями серию, на северо-восточном крыле вулканиты взброшены на толшу слюдистых кварцитов и кварц-серицитовых сланцев и мраморов, условно относимых к докембрию. Практически на всем протяжении структура близка к изоклинальной, поэтому невозможно определить является ли она анти- или синформой.

Решающее значение для выяснения доскладчатого соотношения слагающих структуру пластин имеет ее северо-западное окончание. Здесь откартирована морфологически четкая периклиналь (рис. 2). Вблизи ее слои вдоль юго-западного крыла падают на юго-запад под углом 40—50°, в пределах собственно периклинали они наклонены на северо-запад под углом 20—30°, вдоль северо-восточного крыла — на северо-восток под углом 50—80°. По направлению на восток они запрокидываются, а сама структура приобретает форму указанной опрокинутой складки. На основании сказанного очевидно, что Устаханская полоса представляет собой линейно вытянутую, опрокинутую, гребневидную антиформу. В ее пределах снизу вверх установлена следующая последовательность пластин.

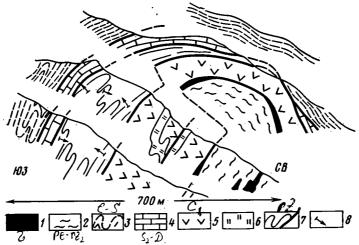


Рис. 2. Геологический профиль через северо-западное окончание Устаханской антиформы 1— серпентиниты; 2— зеленые сланцы (РЄ—Р z_2); 3— песчано-сланцевая толща (Є—S); 4— известняки (S $_2$ —D $_1$); 5— андезито-базальты, туфы, известняки, песчаники (С $_1$); 6— кремни; 7— немая песчано-сланцевая тол-

ща (Pz₁); 8 — направление ритмичности (стрелка направлена вверх по разрезу)

1. Альбит-винчит-хлорит-эпидотовые, альбит-эпидот-актинолитовые, альбит-слюдисто-кварцевые, кроссит-альбитовые сланцы иттунысайской (маджерумской) свиты условно рифейского возраста [10, 14].

2. Рассланцованные андезито-базальты, андезиты, их туфы, туфо-алевролиты, песчаники, конгломераты, известняки. В последних собра-

ны остатки намюрских гониатитов.

3. Рассланцованные базальты, туфогенные сланцы, фтаниты, реже известняки, условно относимые к силуру.

- 4. Песчано-сланцевая толща, смятая в напряженные кливажные складки. Органические остатки отсутствуют. По внешнему облику толща может быть сопоставлена либо со среднекаменноугольным флишем, либо с терригенной серией нижнего палеозоя.
 - 5. Известняки лудлова нижнего девона.

6. Песчано-сланцевая толща с прослоями и линзами известняков

кембро-ордовика [1].

Шавазская полоса сложена преимущественно спилитами, диабазами, кремнями. Последние содержат остатки ордовикских радиолярий (данные Б. Б. Назарова). Выше залегает толща переслаивающихся андезитовых порфиритов, туфов, кремней, сланцев и известняков условно силурийского возраста. Указанные отложения образуют погружающуюся к юго-западу смятую моноклиналь. С юга на нее взброшены слюдистые песчаники и сланцы (Р€?). С севера она обрублена взбросом, по которому ордовикские вулканиты надвинуты либо на песчаники, сланцы и кремни среднего — верхнего ордовика [1], либо на известняки и фтаниты лудлова. Вдоль северного крыла рассматриваемой полосы в виде узкого (200—300 м) падающего к юго-западу клина присутствуют сланцы иттунысайской свиты.

Шарниры Устаханской и Шавазской структур погружаются к северо-западу. Особенно отчетливо такое погружение выражено в первой из них. Эвгеосинклинальные серии падают под нижнепалеозойскую песчано-сланцевую толщу, выше которой залегают доломитизированные известняки среднего девона, известняки и флиш московского яруса среднего карбона. Девонско-каменноугольные отложения выполняют систему мульд массива Даристан. В ядре одной из них (район горы Аккая) сохранились останцы покровов. Здесь местами выше девонских доломитов, местами выше каменноугольного флиша залегают фтаниты, извест-

няки и песчаники, содержащие остатки брахиопод пржидольского яруса силура. Указанные отложения перекрыты туфами и обеленными фтани-

тами нижнего силура.

Хисарская полоса расположена в западной части хребта. Геологическое строение ее изучалось нами в междуречье рек Сентябсай, на востоке, и Кургансай, на западе. На востоке (водораздел Сентябсая и Сопсая) структура следующая (рис. 3, A). К югу от района выходов эвгеосинклинальных отложений снизу вверх обнажаются:

- Песчано-сланцевая толща, условно относимая к нижнему палеозою.
- 2. Доломитизированные известняки верхнего силура нижнего девона.
 - 3. Известняки среднего карбона.
 - 4. Терригенный флиш среднего карбона.

5. Песчано-сланцевая толща, содержащая глыбы преимущественно карбонатных пород нижнего палеозоя [4]. Вся толща под углом 30—40° падает к северо-востоку под эвгеосинклинальные отложения.

Собственно разрез Хисарской полосы включает три элемента: 1) серпентиниты; 2) сланцы иттунысайской свиты; 3) базальты, условно относимые к нижнему силуру, и перекрывающая их серия чередующихся глинистых и глинисто-кремнистых сланцев, туфов, кремней и известняков. Отсюда В. Л. Клишевичем и К. К. Пятковым были собраны остатки лудловских граптолитов, нами — остатки девонских кораллов.

Внутренняя структура полосы очень сложна. Все три элемента смяты либо в систему крутых складок, либо образуют серию чешуй и клиньев. Сланцы иттунысайской свиты залегают на водоразделе Сентябсая и Сопсая внизу, силурийские отложения — вверху. Серпентиниты в виде системы просечек, встречаясь в пределах обоих отмеченных элементов, шире развиты в поле развития иттунысайских сланцев. Восточнее Сентябсая последние образуют еще одну (верхнюю) пластину, залегающую выше силурийских пород.

С севера Хисарская полоса ограничена зоной выходов девонских терригенных и карбонатных пород, падающих к юго-западу под углом 40—45°. Такая структура интерпретировалась В. С. Буртманом [4] и О. А. Старцевым [13] как синформа. Следует, однако, обратить внимание на два обстоятельства: 1) отложения, подстилающие синформу с юга и севера, относятся к разным структурно-формационным зонам, что исключает предположение о едином основании, 2) внутреннее ее строение в общем является антиклинальным (см. рис. 3, A).

В западном направлении (к западу от Сопсая) Хисарская полоса резко сужается, а ее структура становится гораздо напряженней. В морфологическом отношении это система крутых, вплоть до вертикальных клиньев, в пределах которых слои смяты в напряженные изоклинальные кливажные складки (см. рис. 3, Б). Степень рассланцевания становится максимальной. Толщи интенсивно будинируются, разлинзовываются; катаклаз и милонитизация достигают огромных размеров. Такое строение Хисарская полоса сохраняет вплоть до западного своего окончания.

Все сказанное противоречит идее о простой синформе, выполненной эвгеосинклинальными сериями. По нашему мнению, Хисарская полоса представляет собой дивергентное нарушение, возникшее в результате двустороннего раздавливания, в результате которого эвгеосинклинальные серии надвигались к югу и северу в пределы прилегающих миогеосинклинальных зон. Сказанное в принципе согласуется с представлениями Ш. Ш. Сабдюшева и Р. Р. Усманова [12], а также А. К. Бухарина и К. А. Кешишяна [7]. Восточная, относительно простая часть структуры соответствует верхним шарьированным массам, западная, более напряженная — корневой области раздавливания.

Прежде чем перейти к характеристике истории формирования структуры, отметим следующие основные положения.

1. Эвгеосинклинальные серии, слагающие Устаханскую, Шавазскую и Хисарскую зоны Северо-Нуратинского хребта, имеют как определен-

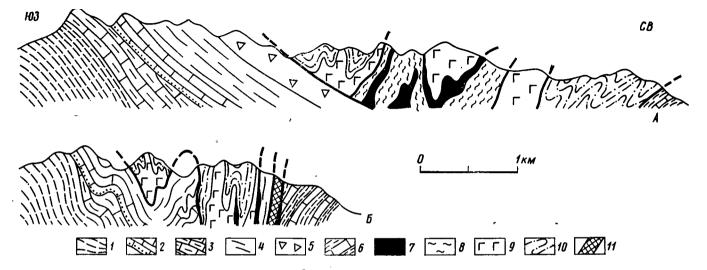


Рис. 3

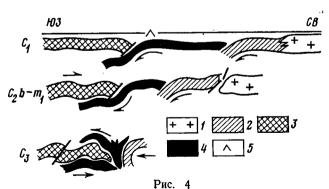


Рис. 3. Геологические профили через Хисарскую синформу (А — водораздел Сентябсая и Сопсая, Б — урочище Каттаич) I-5 — «единица Нуратау»: I — песчано-сланцевая толща (Є — S), 2 — доломитизированные известняки (D_2); 3 — известняки (C_2 m); 4 — флиш (C_2 m); 5 — микститы (C_2 m); 6 — «единица Ямчи»—известняки, глинистые сланцы, кремни (D₂); 7—11— «единица Кулкудук»; 7 — серпентиниты; 8 — зеленые сланцы $(P \in \text{или } Pz_2)$; $9 = \text{базальты } (0 = S_1)$, 10 = туфы, кремни, песчаники, глинистые сланцы $(S_2 = D_1)$; 11 = зона максимальногорассланцевания и смятия по базальтам и туфотерригенным породам (корневая зона)

Рис. 4. Схема, иллюстрирующая развитие структуры Северо-Нуратинской сутуры
1 — континент Срединного Тянь-Шаня; 2 — склоновые и шель-фовые отложения «единицы Иланчи и Ямчи»; 3 — то же, «еди-ницы Нуратау»; 4 — кора «Туркестанской океанической струк-туры»; 5 — нижнекаменноугольный островодужный комплекс

ные черты сходства, так и несомненные отличия. По сути дела общим является присутствие во всех трех полосах сланцев иттунысайской свиты.

- 2. Эвгеосинклинальные серии в региональной структуре хребта имеют различную позицию. В Устаханской полосе они слагают ядро антиформы. По-видимому, аналогичное положение они занимают в районе Шаваза, являясь в обоих случаях наиболее глубокими (в структурном отношении) элементами. Наоборот, в Хисарской полосе вулканиты, вулканогенно-осадочные отложения, амфиболиты и серпентиниты слагают верхнюю аллохтонную массу. На основании сказанного очевидно, что ни в формационном, ни в структурном отношении не существует единого «аллохтонного комплекса Кулкудук».
- 3. Оба эвгеосинклинальных аллохтонных комплекса (нижний и верхний) разделены миогеосинклинальной толщей «единицы Нуратау». По нашим данным, смещение эвгеосинклинальных пластин относительно последней было разнонаправленным. Анализ мелких складок в пластине 4 и основании пластины 6 Устаханского разреза (см. рис. 2) показывают южную их вергентность. Иными словами, происходило надвигание «единицы Нуратау» к северу на эвгеосинклинальные отложения, или, что в механическом отношении безразлично, пододвигание последних к югу. По-видимому, с этим же процессом было связано пододвигание к югу под эвгеосинклинальные серии отложений «единиц Иланчи и Ямчи». Наоборот, вергентность складок в кровле «единицы Нуратау» (по контакту с верхним эвгеосинклинальным аллохтоном) имеет южную вергентность, что подтверждает его надвигание к югу на нуратинские миогеосинклинальные отложения.
- 4. В настоящее время нет доказательств, что в строении Устаханской и Шавазской антиформ участвуют среднекаменноугольные отложения (конкретно известняки и флиш московского яруса). Немая песчаносланцевая толща пластины 4 (Устаханская антиформа), сопоставляемая В. С. Буртманом с флишем московского яруса, по нашему мнению, сложена нижнепалеозойскими отложениями. Если это так, то есть основание считать, что пододвигание нижнего эвгеосинклинального аллохтона и надвигание верхнего относительно нуратинских толщ происходили в разное время. Первое имело место в посленамюрское, но в предмосковское, второе в послемосковское время.
- 5. Важное значение имеет проблема возраста иттунысайских сланцев. Шире распространено мнение об их рифейском возрасте [10, 14]. Однако существуют данные о постепенном переходе палеозойских отложений в указанные сланцы [11, 15]. Наши наблюдения подтверждают этот вывод. Не исключено, конечно, что под названием иттунысайских сланцев объединяются разновозрастные метаморфиты как докембрийские, так и среднепалеозойские. В зависимости от принятия той или иной точки зрения во многом зависит интерпретация палеотектонической обстановки формирования сутуры. В первом случае необходимо признать существование допалеозойского складчатого основания, породы которого претерпели своеобразный метаморфизм в условиях малых температур и высоких давлений (глаукофансодержащие сланцы). Во втором случае формирование глаукофансодержащих сланцев может быть связано с субдуктивным процессом (пододвигание эвгеосинклинальных серий под Нуратинскую сиалическую массу), происходившим в среднем палеозое.

На основании сказанного тектоническое развитие Северо-Нуратинской сутуры представляется нам в следующем виде. В раннем палеозое здесь располагался бассейн с корой океанического типа, обладавший сложной структурно-формационной зональностью. Детали его строения и размеры в настоящее время не ясны. Нижнепалеозойские отложения «единиц Нуратау и Иланчи» могут рассматриваться как склоновые образования.

Начиная со среднего палеозоя, структурный план бассейна усложняется в связи с появлением системы островодужных поднятий и разделяющих их впадин, заполнявшихся туфотерригенными и туфогенными

отложениями. По-видимому, в основе такого усложнения лежал субдуктивный процесс. Последний в конечном счете нашел свое выражение в виде пододвигания эвгеосинклинальных серий к северу под Нуратинскую сиалическую массу. В результате в башкирское, возможно, раннемосковское время формируется обращенная к северу (плоскости сместителей падают к югу) система тектонических пластин. В послемосковское время в результате продолжающегося сжатия эвгеосинклинальные серии надвигаются к югу на Нуратинскую массу. Формируется структура с южной вергентностью (рис. 4). Очевидно, что покровно-надвиговые нарушения северной вергентности соответствуют субдуктивному, южной (более поздние) — обдуктивному типу.

Предложенная нами схема формирования структуры Северо-Нуратинского хребта мало чем отличается от таковых, рассматриваемых, например, на объектах Тихоокеанского кольца. Суженность, более напряженное и сложное строение сутуры скорее всего связаны со степенью сжатия бассейна океанического типа, располагавшегося здесь в палео-

зое.

Литература

1. Абдуазимова З. М., Ахбер Д. Я., Старцев О. А., Чукаров Е. В. Первые находки ордовикских граптолитов в Северном Нуратау (Южный Тянь-Шань). — Докл. АН СССР, 1969, т. 187, № 5, с. 1115—1116. 2. Абдулаев Р. Н., Далимов Т. Н. О явлениях деструкции в фундаменте герцинид Южного Тянь-Шаня.— Узбек. геол. ж., 1979, № 3, с. 53—59.

3. Ахбер Д. Я., Мушкин И. В. Кызылкумо-Нуратинский разлом (Тянь-Шань).— Геотектоника, 1976, № 1, с. 95—102.

4. Буртман В. С. Геология и механика шарьяжей. М.: Недра, 1973, с. 96.

5. Буртман В. С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М.: Наука, 1976, с. 162.

6. Буртман В. С., Молдованцев Ю. Е., Перфильев А. С., Шульц С. С. Океаническая кора варисцид Урала и Тянь-Шаня.— Сов. геология, 1974, № 3, с. 24—36.

7. Бухарин А. К., Кешишян К. А. Вопрос об аллохтонности структурно-формационных зон Западного Тянь-Шаня.— В кн.: Региональная геология Средней Азии. Ташкент: САИГИМС, 1977, с. 14—22.

8. Макарычев Г. И. Проблема становления гранитного слоя земной коры на примере

Западного Тянь-Шаня.— Геотектоника, 1974, № 5, с. 3—18. 9. Мухин П. А. Структурный анализ Южного Тамдытау: Автореф. дис. на соискание

- уч. ст. канд. геол. минералог. наук. М.: ГИН АН СССР, 1982, с. 23.

 10. Мушкин И. В., Старцев О. А., Корсаков В. С. Офиолитовые пояса и глаукофановые сланцы западной части Южного Тянь-Шаня.— Докл. АН СССР, 1971, т. 200, № 6, c. 1426—1427.
- 11. Путеводитель к экскурсиям международного симпозиума «Офиолиты в земной ко-
- ре». М.: Наука, 1973, с. 155. 12. Сабдющев Ш. Ш., Усманов Р. Р. Тектонические покровы, меланж и древняя океаническая кора в Тамдытау (Западный Уэбекистан).— Геотектоника, 1975, № 5, c. 27-36.
- 13. Старцев О. А. Офиолиты и вулканогенные толщи хребта Северный Нуратау (Юж-
- ный Тянь-Шань): Автореф. дис. на соискание уч. ст. канд. геол.-минералог. наук. Новосибирск: Ин-т геол. и геофиз. СО АН СССР, 1976, с. 28.

 14. Старцев О. А., Мушкин И. В. Тектоническое размещение, вещественный состав и глаукофановый метаморфизм иттунысайской свиты Северного Нуратау (Южный Тянь-Шань).— Докл. АН СССР, 1973, т. 213, № 3, с. 673—676.
- 15. Шульц С. С. Формирование континентальной коры палеозойских складчатых поясов и их современная структура (на примере Тянь-Шаня). В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Наука, 1974, с. 156—176.

Геологический институт AH CCCP

Поступила в редакцию 23.XI.1981

УДК 551.243(235.216)

ХРИСТОВ Е.В., МИКОЛАЙЧУК А.В.

О ДОГЕОСИНКЛИНАЛЬНОМ ОСНОВАНИИ КОРЫ ФЕРГАНСКО-КОКШААЛЬСКИХ ГЕРЦИНИД

Рассматривается строение пассивных континентальных окраин герцинид Ферганско-Кокшаальской складчатой системы. Приводятся данные о наличии под южным батиальным комплексом зрелой континентальной коры, сопоставляемой с сиалическим субстратом Тарима. Краевая градация северной батиклинали залегает непосредственно на меланократовом основании, обнаружившимся в результате деструктивного раздвига глубоких горизонтов докембрийского платформенного основания. В эвгеосинклинальную структуру на стадии ее начального раскрытия попали отколовшиеся от северной рифтогенной окраины сиалические блоки, на которых сформировался миогеосинклинальный карбонатный разрез, включающий щелочные базальты. С этими фрагментами древней континентальной коры связаны проявления позднепалеозойского субщелочного гранитоидного магматизма. Отсутствие островодужных известково-щелочных серий наряду с другими геолого-петрологическими данными свидетельствует от аллохтонном становлении континентальной коры ферганско-кошаальских герцинид.

Существуют различные представления о раннем этапе развития, времени и способе заложения Южно-Тянь-Шаньской герцинской геосинклинали. Своеобразие нижнепалеозойских отложений позволило Н. М. Синицыну [26] высказать вдею о платформенном характере тектонического развития этого региона в раннем палеозое. Чрезвычайно большое сходство докембрийской и нижнепалеозойской частей разреза Куруктага и платформы Янцзы Южного Китая с разрезами Чаткало-Нарынской зоны дало основание считать, что последняя в раннем палеозое представляла собой относительно погруженную окраину Таримского массива. В дальнейшем она была интенсивно переработана герцинскими движениями и погребена под среднепалеозойскими эвгеосинклинальными и миогеосинклинальными комплексами соответственно Ферганско-Кокшальской и Чаткало-Нарынской складчатых систем [13, 17]. К аналогичному выводу о заложении герцинской геосинклинали на докембрийском платформенном основании пришли В. Н. Огнев [20], М. А. Ахмеджанов и др. [2].

Выявление в эвгеосинклинальных зонах Южного Тянь-Шаня базитгипербазитового [15] или меланократового (океанического) догеосинклинального основания [4, 18, 19] привело к появлению новых представлений о раннем этапе развития и характере заложения эвгеосинклинали
Южного Тянь-Шаня, которые сводятся к двум точкам зрения. Согласно
одной из них [19], до возникновения геосинклинальной системы в Южном Тянь-Шане в течение сотен миллионов лет сохранялся режим, свойственный океанической коре. По мнению же В. И. Кнауфа [15], заложение герцинской геосинклинали Южного Тянь-Шаня на базитовом основании связано с растяжением и разрывом глубоких горизонтов докембрийского платформенного основания, т. е. с механизмом деструктивного раздвига континентальных блоков. К исходному выводу о рифтогенной природе Южного Тянь-Шаня в дальнейшем пришли и другие исследователи [1, 11]. Представляется, что последняя точка зрения находится в наибольшем соответствии с имеющимися фактическими данными.

БАТИАЛЬНЫЕ ОКРАИНЫ

Как известно, рифтогенез континентальной коры сопровождается комплексом явлений, находящих свое отражение в типе формационного выполнения, особенностях седиментации и специфике магматизма [23].

Поскольку рифтогенные формации практически не сохраняются во внутренних частях складчатых зон, то первостепенное значение приобретает анализ их краевых, бортовых частей. С этой точки зрения, по-видимому, лучшим объектом для решения дискуссионного вопроса о способе заложения Южно-Тянь-Шаньской геосинклинали является Ферганско-Кокшаальская складчатая система (рис. 1, см. вкл. к стр. 21). Она сопряжена с континентальными окраинами Таримской платформы на юге и сиалическим блоком Срединного Тянь-Шаня на севере, вдоль южной границы которого на дневную поверхность выведены достаточно полные разрезы меланократового фундамента, непосредственно перекрываемого геосинклинальными сериями.

Перейдем к рассмотрению южной континентальной окраины. К северу от Муздукского краевого прогиба Таримской платформы, отделяясь от него Кипчакским разломом [25], в пределах горных сооружений хр. Кок-Шаал-Тоо развит мощный комплекс миогеосинклинальных терригенных отложений со стратиграфическим объемом от верхнего силура до нижней перми. Разрез имеет следующий вид (рис. 1, I):

- 1. Верхнесилурийско-нижнедевонские темно-серые глинистые сланцы и алевролиты с прослоями известняков и песчаников 200—300 м [31].
- 2. Бедельская толща (D₁₋₂) зеленоцветных горизонтально- и косослоистых преимущественно кварцевых песчаников с подчиненными прослоями кремнисто-глинистых и серицито-кремнистых сланцев и единичными горизонтами известняков. Мощность до 1000 м.
- 3. Бозджалпакская флишоидная толща (D₂—С₁t) кварц-карбонатных и полимиктовых турбидитовых песчаников с глинистыми сланцами и алевролитами, которым подчинены прослои известняков. На востоке Кок-Шаал-Тоо в разрезе появляются достаточно мощные конгломератовые пачки, придающие толще молассоидный облик. Мощность 1300—2000 м. Бедельскую и бозджалпакскую толщи, по-видимому, можно параллелизовать с апаталканской серией, выделенной В. М. Синицыным [25] на южном склоне хр. Кок-Шаал-Тоо.
- 4. Карасайнынская толща (C_1 — C_2 b) разноцветных глинистых, кремнистых сланцев, кремней, известняков, а иногда и песчаников. Мощность 200—400 м

Выше залегает мощная (до 1,5—2 км) серия среднекаменноугольного — нижнепермского флиша и моласс, сложенных граувакковыми песчаниками и сланцами, аргиллитами, известняками.

Среднепалеозойские отложения Кок-Шаал-Тоо обладают достаточно полным набором характерных диагностических признаков батиальных комплексов: присутствием турбидитов, преобладанием пелагических комплексов фауны, отсутствием вулканических проявлений, последовательным увеличением глубины осадконакопления, достигнувшей максимума в раннем — начале среднего карбона, когда формировался сокращенный по мощности «конденсированный» разрез карбонатно-глинистокремнистых отложений. Уверенно реконструируется и палеоструктурное положение Кокшаальской зоны как области перехода между шельфом континентальной окраины Таримской платформы и океанической впадиной. Это подтверждается, в частности, тем, что почти 4-км серию среднепалеозойских терригенных кокшаальских толщ по латерали к северу сменяет маломощный «конденсированный» существенно кремнистый разрез, формировавшийся в глубоководном троге. Величина некомпенсированного прогибания в нем к концу раннего визе составляла не менее 1 км [27] и скорее всего значительно превышала эту цифру.

В целом формационный ряд среднепалеозойских толщ обнаруживает принципиальное сходство с терригенным комплексом Лемвинской зоны Полярного Урала, выделенным В. Н. Пучковым [23] в качестве тектонотипа древних краевых батинклиналей. Так, разрез силура — нижнего девона по своему литологическому облику похож на хоротскую (черносланцевую формацию Урала: бедельскую и бозджалпакскую толщи можно уверенно параллелизовать с олигомиктовой пагинской формацией (D₂), а конденсированный разрез нижнего — среднего карбона, вы-

делявшийся в отдаленную кремнистую формацию [27],— с известняково-глинисто-кремнисто-сланцевой колокольненской (пестросланцевой) формацией (C₁—C₂). Определенные ограничения на проводимые сопоставления налагает отсутствие сведений о характере нижних членов формационного ряда Кок-Шаал-Тоо и прямых данных о составе первичного фундамента. Однако о высокой степени зрелости гранитно-метаморфического фундамента под этой зоной можно судить по присутствию гранитоидов со щелочным уклоном и особенно рапакивиподобных гранитов [24], что позволяет сопоставлять его с сиалическими субстратом Тарима. А в качестве грабеновых фаций, вероятно, могут рассматриваться наиболее низкие горизонты апаталканской серии (S—D), сложенные чередованием кремнистых сланцев и брекчий [25].

Приведенные данные свидетельствуют о принадлежности Кокшаальского среднепалеозойского доорогенного формационного комплекса к пассивной континентальной окраине: в палеоструктурном плане он отве-

чал зоне континентального склона и его подножия.

Строение северного приконтинентального борта Ферганско-Кокшаальской системы может быть расшифровано только при учете выявленных здесь значительных горизонтальных перемещений [12, 28]. В частности, серия разнофациальных тектонических пластин была выявлена в Атбашинском хребте. Основой его герцинской структуры является крупная синформа с карбонатной тектонической единицей в автохтоне, перекрыпластиной ташрабатского кремнисто-вулканогенного В мульде залегает покров шириктинского разреза (рис. 1, IIa). Его нижнюю часть слагает мощная (1,5-2 км) песчано-сланцевая серия $(S_2-$ D₂) однообразных зеленых кварцитовидных и полевошпато-кварцевых. песчаников, алевролитов и филлитовидных, преимущественно серицитои хлорит-кремнистых сланцев. Отмечаются редкие прослои рассланцованных туфов кварцевых порфиров и покровы лав спилитов. В верхах серии появляются темно-серые серицито- и известково-глинистые сланцы, перекрываемые известняками 200-метровой мощности. Их согласносменяет 250-метровая толща кремней, кремнистых сланцев, плагио- и трахибазальтов (D_{2-3}) . Разрез завершают маломощные (около 200 м) кремни, кремнистые сланцы и известняки учкаринской толщи $(C_1 - C_2 b)$.

Зная, что Атбаши-Кокшаальский сектор Южного Тянь-Шаня в период шарьирования обладал южным движением масс, и снимая эффект наложения горизонтальных перемещений путем возвращения покровов в первоначальное положение, мы можем восстановить первичное, существовавшее до эпохи шарьирования, распределение фаций. Нетрудно при этом видеть, что шириктинский тип разреза, занимающий наиболее высокое структурное положение, самый северный. В этом случае находит удовлетворительное объяснение широкое развитие в нижней песчаносланцевой серии $(S_2 - D_2)$ кислых граувакк, имеющих континентальное происхождение, связанное с размывом поднятия, существовавшего в

Срединном Тянь-Шане в силуре и первой половине девона.

Сходный формационный комплекс развит на границе со Срединным Тянь-Шанем в юго-западных отрогах Ферганского хребта, где традиционно выделяется майлисуйский тип разреза (рис. 1, II6). Здесь на зеленокаменноизмененных основных эффузивах майлисуйской серии залегают 600-метровая толща олигомиктовых песчаников и алевролитов (S_2 — D_2), аналогичных по составу шириктинской серии. Их перекрывает 200-метровая толща кезартских известняков (D_2 — C_1 t). Венчает разрез устьтурдукская толща (C_1 v₃—s) кремнистых алевролитов, кремней, известняков с горизонтами олистостромовых конгломерато-брекчий мощностью до 800 м. В основании толщи располагаются хаотические зеленосланцевые брекчии.

Существенное отличие майлисуйского разреза от шириктинского заключается в отсутствии девонских вулканитов (имеющих, кстати сказать, локальное распространение и в Атбашинском хребте) и в появлении олистостромовых горизонтов в нижнем карбоне. Эти отличия не затушевывают их принципиального сходства как по типу осадков, харак-

теру и последовательности образования формаций, так и по положению в общей структуре, что свидетельствует о их принадлежности к комплексу отложений континентального склона. В нижней части комплекса располагается олигомиктовая песчано-сланцевая серия, состоящая из продуктов размыва пород сиалического ряда. На аллохтонный характер терригенного материала, образовавшегося за счет денудации прилегающего континента, указывает также коррелятность ее отратиграфического объема (S_2-D_2) с региональным перерывом в средненепалеозойском разрезе Срединного Тянь-Шаня 1. В средней части залегают известняки, ограниченное распространение имеют вулканиты и кремни (D_2-D_3) , а завершают разрез маломощные глубоководные, преимущественно кремнистые, карбонатно-кремнистые отложения автохтонной пелагической формации. Нетрудно видеть, что отложения северной континентальной окраины обладают отчетливыми признаками батиальных комплексов, и мы не можем согласиться с имеющимися представлениями [8] об их геоантиклинальном характере. По-видимому, мы имеем дело с краевыми градациями батиального формационного комплекса, аллохтонные терригенные осадки которого были вынесены с континентального склона в пределы бассейна с океанической корой. Сами же склоновые отложения здесь неизвестны. Имеющиеся данные о том, что при формировании покровно-складчатой структуры в надвиговые перемещения были вовлечены и глубокие горизонты докембрия Срединного Тянь-Шаня [29], делают реальным предположение об их тектоническом срезании и перекрытии. Возможно, что фрагментом связующего звена со склоновыми отложениями является балыктинская фация верхнесилурийско-среднедевонской олигомиктовой серии хр. Джангджир, занимавшая в палеоструктуре более северное положение, что и показано в одном из вариантов палеотектонических реконструкций С. Е. Зубцова [12]. свидетельствует доминирующая роль в ее составе песчаников, в которых появляется градационная слоистость. О сопряженности шириктинского и майлисуйского разрезов с континентальной окраиной рифтогенного типа свидетельствует наличие в составе олигомиктовой серии прослоев туфов кварцевых порфиров, принадлежность к трахибазальтовой формации девонских вулканитов и значительный ареал распространения девонских расслоенных силлов щелочной пикрит-диабазовой ассоциации, хорошо диагностирующей зоны разрыва и раздвига.

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ ВНУТРЕННЕЙ ЧАСТИ ФЕРГАНСКО-КОКШААЛЬСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛИ

Закончив рассмотрение рифтогенных континентальных окраин Ферганско-Кокшаальской складчатой системы, перейдем к анализу некоторых формационных особенностей вулканогенно-осадочного выполнения ее центральной части. Здесь особого внимания заслуживает выяснение палеотектонической позиции крупных карбонатных массивов. Среди геологов нет единодушия в понимании природы мощных среднепалеозойских карбонатных толщ Южного Тянь-Шаня. Н. М. Синицын [26] связывал их формирование с седиментационными мульдами, а сокращенных разрезов — с антиклинальными отмелями. Позднее выяснилось, что сокращенные разрезы — это обычно маломощные («конденсированные») разрезы некомпенсированных прогибов [14, 21, 27]. Большинство исследователей рассматривает карбонатные толщи девона — нижнего (местами и среднего) карбона в качестве одного из типов разреза эвгеосинклинального комплекса [8, 12, 15]. По другим представлениям [5, 6], они имеют миогеосинклинальный характер.

Карбонатная надформация согласно залегает на силурийской аспидной формации, имеющей мощность до 1200 м (рис. 1, III). Нижняя часть

¹ Примечательно, что эта своеобразная приконтинентальная формация высокозрелых осадков непосредственно перекрывает зеленые аповулканогенные сланцы майлисуйской серии, что доказывается прямыми полевыми наблюдениями как в СВ Фергане, так и в Атбащинском хребте

карбонатного разреза (D_{1-2}) сложена субформацией массивных и слоистых, часто криноидных и криноидно-обломочных известняков с линзами ракушняков и колониями табулят, ругоз, строматопороидей, в средней $(D_2 - D_3 fr)$ развиты битуминозные слоистые доломитистые, часто органогенные (амфипоровые, гастроподовые, криноидные) известняки и доломиты, а в верхах $(D_3 f - C_2 b)$ распространены массивно-слоистые оолитовые, обломочно-оолитовые, комковатые обломочно-полидетритовые, детритовые известняки с кремнями. Мощность карбонатной надформации до 4500 м.

На различных стратиграфических уровнях девона, но преимущественно в живете, в карбонатных разрезах располагаются вулканогенные толщи щелочных базальтов. В их составе, по данным Т. А. Додоновой [9], присутствуют диабазы, спилиты, трахибазальты, оливиновые, анальцимовые и псевдолейцитовые базальты, псевдолейцитовые порфиры, кератофиры, ортоклазовые и кварцевые порфиры, отмечаются туфолавы, лавобрекчии, туфы и туфоконгломераты. Субвулканическая фация представлена щелочными габбро и габбро-диабазами, трахидолеритами, мончекитами и камптонитами. Кроме того, в карбонатном разрезе чирмашского типа (южный склон Атбашинского хребта) в нижнем девоне появляются трахилипариты. Мощность вулканогенных толщ меняется от 200—300 до 1000 м.

Литологические особенности известняков, широкое распространение рифоидных и биогермных разностей, состав фауны, а также наличие доломитов — все это указывает на стабильные условия накопления карбонатной надформации в неритовой зоне, что сближает ее с мелководными карбонатными толщами шельфа. Основываясь на этом очевидном сходстве, В. С. Буртман [6] рассматривает карбонатные массивы как выходы параавтохтона из-под вулканогенно-осадочных эвгеосинклинальных серий, что предполагает крупноамплитудное пододвигание древней континентальной коры с шельфовым чехлом под палеоокеанические комплексы.

Как было показано [27], карбонатные массивы окаймлялись маломощными («конденсированными») кремнистыми разрезами некомпенсированных прогибов. К югу их сменяют батиальные формации континентального склона и подножия, а отложения шельфа на Тариме представлены маломощными преимущественно терригенными отложениями среднего палеозоя.

Рифтогенная природа континентальных окраин Фергано-Кокшаальской системы позволяет высказать предположение, что карбонатные массивы — это в значительной мере чужеродные для эвгеосинклиналей участки автономного миогеосинклинального развития с устойчивой в течение длительного времени обстановкой осадконакопления, сходной шельфовой. Их можно рассматривать как отколовшиеся от северной рифтогенной окраины континентальные блоки, попавшие в океаническую структуру, по-видимому, на стадии ее начального раскрытия и вкрапленные в пестрые по составу разрезы эвгеосинклинального комплекса. Напрашивается их известная аналогия с такими структурными элементами современных океанов, как карбонатные банки, развивающиеся на сиалическом основании. Это дает основание предположить, что с самого начала геосинклинального этапа земная кора в ферганско-кокшаальских герцинидах была дифференцирована на участки относительной тектонической стабильности и более высокого стояния с характерными для них карбонатными разрезами и участки относительной тектонической подвижности с вулканогенно-кремнистыми разрезами.

Вулканические толщи эвгеосинклинальной зоны Ферганско-Кокшаальской системы к востоку от Таласо-Ферганского разлома обычно относятся к силурийской спилит-диабазовой и девонской трахиабазальттрахиандезитовой формациям [9]. В последние годы были получены новые данные, внесшие существенные коррективы в стратиграфию кремнисто-вулканогенных разрезов, в связи с чем возникла необходимость пересмотреть и уточнить изложенные выше представления. В частности, было установлено, что вулкано-кремнистые толщи, включавшиеся в состав спилит-диабазовой формации, имеют преимущественно девонский возраст и лишь в двух типах разреза — кайнарском и чакыркорумском, по С. Е. Зубцову [12], — стратиграфический диапазон расширяется, охватывая и верхнюю часть силура.

При сходном положении в разрезе вулканогенно-кремнистые толщи характеризуются специфическими чертами строения и состава, позволяющими обособить три, по-видимому, латерально сменяющие друг друга с севера на юг формации: спилито-кератофировую (ташрабатский тип разреза Атбашинского хребта и хребта Туругарт), спилит-диабазовую (джангджирский тип разреза в одноименном хребте), контрастную базальт-липаритовую (кайнарский тип разреза на южном склоне Джангджирского хребта).

Рассмотрим петрохимические особенности этих формаций и вулканитов, входящих в разрез карбонатной надформации. Как показано Ю. М. Шейнманном [30], достаточно надежным признаком, позволяющим различать вулканические серии толеитового и щелочного ряда, является скорость насыщения пород кремнеземом в процессе дифференциации, что отражается на диаграмме qz—SiO2 наклоном трендовой линии и численно выражается коэффициентом К, который больше 20 для толеитов и не превышает 10 для щелочных серий. На ней (рис. 2a) видно, что всей формации эвгеосинклинальной зоны обладают толеитовым типом дифференции, при этом тренд базальтов ташрабатского типа разреза (спилит-кератофировая формация) смещен влево. Это нашло отражение и в нормативном составе, наряду с толеитовыми и кварцевыми толеитами в ней присутствуют недосыщенные базальты, содержащие до 3% нормативного нефелина. Поскольку на диаграмме, предложенной Ю. М. Шейнманном, в толеитовый ряд попадают как толеиты континентальной и океанической областей, так и островодужные известняково-щелочные ассоциации вулканитов, то для их разделения были использованы диаграммы железистость — кремнезем и AFM (рис. 2, θ , ϵ). На них большинство фигуративных точек локализуется вблизи линии толеитовых базальтов океанических хребтов: в то же время обращает на себя внимание отсутствие характерных для островных дуг непрерывно дифференцированных извести ково-щелочных вулканогенных серий. Резко отличен характер дифференциации базальтоидов из карбонатных разрезов. Коэффициент насыщения равен 10 (рис. 2 б), содержание нормативного нефелина в эффузивах и субвулканических телах колеблется от 2 до 10%.

Таким образом, вулканиты Ферганско-Кокшаальской системы принадлежат к двум сериям — толеитовой и щелочно-базальтовой. Сопряженное проявление разнотипного вулканизма с различным уровнем генерации магмы — показатель известной автономности развития рассматриваемых крупных блоков. Латеральная смена толеитовых серий щелочно-базальтовыми характерна для зон перехода от районов с океаническим строением коры к континентальным.

Петрохимические особенности базальтоидов карбонатных разрезов, появление лав трахилипаритов и трахитов — все это дает основание предполагать наличие в глубинной структуре зрелого гранитно-метаморфического слоя. В последние годы в СВ Фергане обнаружены и прямые вещественные признаки присутствия древней континентальной коры под карбонатными массивами [28]. В частности, на правом берегу р. Нарын в силурийских песчано-сланцевых отложениях ядра Кызкурганской антиклинали, перекрываемых на крыльях вулканогенно-карбонатным средним палеозоем, вскрывается тектоническая пластина серпентинитового макромеланжа. В его составе обнаружен крупный (размером 400× ×700 м) блок гнейсовидных кварцевых диоритов и плагиогранито-гнейсов.

Проведенный анализ показывает, что в эвгеосинклинальной зоне восточной части Южного Тянь-Шаня отсутствуют специфические вертикальные ряды формаций, соответствующие в пределах активных окраин

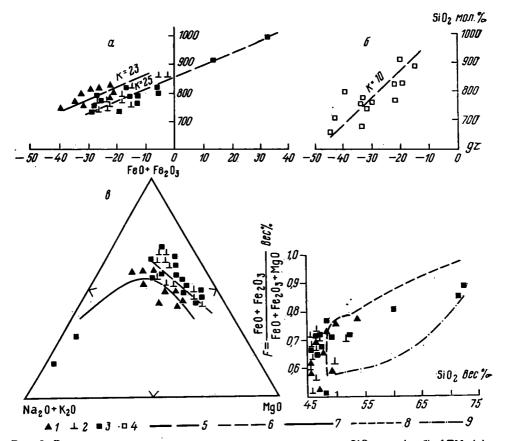


Рис. 2. Вулканиты верхнего силура — девона на диаграммах SiO₂—qz (a, б) AFM (в), F—SiO₂ (г)

1—3 — вулканические формации толеитового ряда: 1 — спилит-кератофировая (ташрабатский тип разреза): 2 — кремнисто-спилит-диабазовая (джангджирский тип разреза); 3 — контрастная бальзат-липаритовая (кайнарский тип разреза): 4 — трахибазальтовая формация карбонатных разрезов; 5—9 — тренды вулканических серий: 5 — линия дифференциации и коэффициент насыщения на диаграмме Ю. М. Шейнманна; 6 — линия толеитовых базальтов срединно-океанических хребтов; 7 — граница между толеитовыми известняково-щелочными сериями; 8 — линия Тингмули; 9 — линия Каскадных гор

континентов таким тектоническим элементам, как окраинные моря, островные дуги, глубоководные желоба. Здесь совершенно неизвестна типоморфная для островных дуг ассоциация пород непрерывно дифференцированной известково-щелочной вулканической серии и ее интрузивные аналоги: отсутствуют габбро-плагиогранитные, гранодиоритовые и другие формации, рассматриваемые в качестве комплексов — показателей начальных этапов автохтонного становления континентальной коры переходного типа [22]. Не получили сколько-нибудь заметного развития туфогенно-терригенные и флишеподобные граувакковые серии, молассо-подобные грубообломочные толщи и другие образования, ассоциирующиеся с вулкано-плутоническими формациями переходной стадии развития.

Изложенное дает основание заключить, что вся последовательностьразвития Ферганско-Қокшаальской складчатой системы имеет специфическую направленность, отличительной чертой которой является практически полное отсутствие островодужной переходной стадии.

Таким образом, имеющиеся в литературе указания о том, что образование формаций переходной стадии в Южном Тянь-Шане происходилов силуре и продолжалось до среднего карбона [19, с. 92], не подтверждаются имеющимся фактическим материалом.

ГРАНИТОИДЫ

Обратимся теперь к рассмотрению позднепалеозойских гранитоидов Ферганско-Кокшаальской зоны. Из анализа петрохимических следует, что все проявления корового кислого магматизма здесь принадлежат к классу гранитоидов с повышенной щелочностью. шенное содержание суммы щелочей для атбаши-иныльчекского плекса составляет 8,32%, для кипчакского — 8,82% [16]. Выше было показано, что характер интрузивных серий Кокшаальской миогеосинклинальной зоны со всей очевидностью свидетельствует о наличии зрелой континентальной коры под терригенным батиальным комплексом. Севернее гранитоидные интрузивы локализуются преимущественно карбонатных массивах. При взгляде на геологическую карту видно, что карбонатные массивы составляют основной объем геологического тела той части ферганско-кокшаальских герцинид, которую большинство исследователей относит к эвгеосинклинальной зоне [8, 12, 15]. Наиболее широко карбонатный средний палеозой развит в хребтах Джангджирском, Уланском, Борколдойском, в бассейне р. Мудрюм, в районе пика Данкова, кроме того, он выступает в ядрах антиформных складок на южном склоне хр. Атбаши, в хр. Иныльчек. Локализованные здесь гранитоиды в петрохимическом (да и в металлогеническом) отношении близки к кокшаальским. В частности, обращает на себя внимание практически одинаковое средневзвещенное содержание суммы, щелочей как в наиболее раннем по времени внедрения (318±10 млн. лет) Мудрюмском интрузиве (8,87%), так и в более молодых (290 \pm 9, 292 \pm 9 млн. лет) лейкократовых гранитах Южно-Мудрюмского (8,77%) и щелочных гранитах Кок-Киинского (8,90%) массивов [9, 16]. Из этого следует, что в составе и петрохимических особенностях даже наиболее ранних фаз позднепалеозойского гранитоидного плутонизма мы не находим никаких признаков влияния субстрата андезитового состава.

Можно думать, что существенно щелочной характер продуктов кислого корового магматизма, начиная с первых фаз его проявления, мог быть предопределен присутствием в фундаменте блоков с карбонатным разрезом фрагментов древней континентальной коры, реомобилизация вещества которой привела к внедрению гранитных плутонов в автохтонный карбонатный комплекс и частично в аллохтонно перекрывающие его эвгеосинклинальные серии.

СХЕМА ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ ФЕРГАНСКО-КОКШААЛЬСКИХ ГЕРЦИНИД

Все изложенное выще показывает, что в наибольшем соответствии с имеющимися геолого-петрологическими данными находится модель аллохтонного способа формирования континентальной коры Южного Тянь-Шаня (рис. 3). Очевидно, не случайно, что более полно он проявился в наиболее суженной части герцинид Южного Тянь-Шаня — Ферганско-Кокшаальской складчатой системе. Здесь в процессе пододвигания Таримского массива к северу произошло его латеральное тектоническое сближение и спаивание с Джангджирско-Борколдойским континентальным блоком, а последнего - с массивом Срединного Тянь-Шаня. Интенсивное сжатие привело к раздавливанию рифтогенных эвгеосинклинальных прогибов и тектоническому перемещению слагающих их серий к югу на континентальные блоки с карбонатным миогеосинклинальным чехлом, а последнего на терригенный батиальный комплекс. Формирование покровов и утолщение коры вызвало плавление древнего сиалического субстрата и массовое появление вначале гранитоидов с повышенной щелочностью, а затем щелочных гранитов и нефелиновых сиенитов. Судя по геофизическим данным, меланократовое основание сохранилось только в Атбашинской зоне, а наиболее полно представлено в западной части Южного Тянь-Шаня (Южно-Ферганская, Майлисуйская зона).

Предложенная схема формирования континентальной коры ферган-

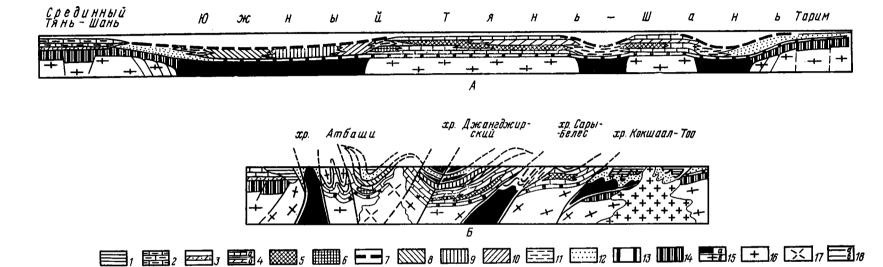


Рис. 3. Палеотектонический профиль к началу верхнего палеозоя (A) и обобщенный схематический разрез (Б) Ферганско-Кокшаальской системы. Составлены с использованием материалов С. Е. Зубцова [12]

1— флише-молассовый комплекс (C₂—P₁); 2—3— среднепалеозойские формации Срединного Тянь-Шаня: 2— терригенно-карбонатная (D₃—С₁), 3— красноцветная терригенная (D₂—3); 4—13— осадочные и вулканогенно-осадочные формации Южного Тянь-Шаня: 4— карбонатная надформация (D—C₂b), 5—6— щелочные вулканогенные формации: 5— трахибазальтовая (D₂—3), 6— трахилипаритовая (D₁); 7—11— вулканогенно-кремнистые формации эвгеосинклинальной зоны: 7— пелагическая кремнисто-карбонатная (C₁v—C₂b); 8—10— вулканогенные формации толеитового ряда (S₂—D): 8— спилит-кератофировая (ташрабатский тип разреза), 9— кремнисто-спилит-диабазовая (джангджирский тип разреза), 10— контрастная липарит-базальтовая (кайнарский тип разреза); 11— кремнисто-сланцевая формация (D—C₁t); 12— батиальные комплексы континентальных окраин Тарима (S₂—C₂b) и Срединного Тянь-Шаня (S₂—C₂b); 13— аспидная формация (S); 14— протерозойские — нижнепалеозойские отложения Тарима и Срединного Тянь-Шаня; 15— догеосинклинальное основание: а— меланократовое, б— гранито-гнейсовое (докембрийская зрелая континентальная кора); 16—17— верхнепалеозойские интрузии: 16— гранитоиды, 17— снениты, 18— надвиги и шарьяжи (a), крутые разломы (б)

ско-кокшаальских герцинид в целом достаточно удовлетворительно объясняет ее значительную мощность, достигающую 60—65 км [3]. К этому следует добавить, что рассматриваемый регион характеризуется преимущественно интенсивным отрицательным гравитационным полем, таким же как и в Сарыджазском геоантиклинальном поднятии в Срединном Тянь-Шане, в котором вскрывается зрелый докембрийский гранитнометаморфический слой [15].

Все вышеизложенное свидетельствует о существенном отличии ферганско-кокшаальских герцинид от алайских, характеризующихся более резко выраженной дифференциацией коры по составу и мощности вкрест простирания складчатой системы. Как известно, Южно-Ферганская эвгеосинклинальная зона, с практически не переработанным мелакократовым основанием, имеет сокращенную мощность земной коры, оцениваемую Е. М. Бутовской, по сейсмологическим данным, в 45 км [10]. Южнее, в миогеосинклинальной зоне, характеризующейся интенсивным проявлением гранитоидного магматизма, мощность коры, как и в Ферганско-Кокшаальском секторе, увеличивается до 55-60 км.

В заключение следует отметить, что особенности становления земной коры ферганско-кокшаальских герцинид, и в частности связь позднепалеозойских субщелочных гранитоидов с фрагментами древней континентальной коры (в том числе и в эвгеосинклинальной зоне), в значительной мере определили оловоносную металлогеническую специализацию регио-на, существенно отличную от металлогенической зональности герцинид Алая с ее Южно-Ферганским сурьмяно-ртутным и Туркестано-Алайским сульфидно-редкометальным (иногда с золотой минерализацией) поясами.

Литература

- 1. Абдуллаев Р. Н. О рифтовой природе основания Южно-Тяньшаньской герцинской геосинклинали.— В кн.: Региональная геология Средней Азии, вып. 2. Ташкент: Фан, 1979, с. 47—60.

 2. Ахмеджанов М. А., Борисов О. М., Фузайлов И. А. Строение и состав палеозойского фундамента Узбекистана. Ташкент: Фан, 1967. 162 с.
- 3. Беляевский Н. А. Земная кора в пределах территории СССР. М.: Недра, 1974, 280 c.
- 4. Буртман В. С., Молдаванцев Ю. Е., Перфильев А. С., Шульц С. С. (мл.). Океаническая кора варисцид Урала и Тянь-Шаня.— Сов. геология, 1974, № 3, с. 23—37. 5. Буртман В. С., Поршняков Г. С. Тектоника варисцид Тянь-Шаня и Кызылкума.—
- В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Наука, 1974, с. 92-
- 6. Буртман В. С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М.: Нау-
- 7. Волкова А. А., Чернова И. А. К стратиграфии верхнесилурийских и девонских от-

- Волкова А. А., Чернова И. А. К стратиграфии верхнесилурийских и девонских отложений северных отрогов Кок-Шаальского хребта.— Изв. АН КиргССР, Сер. естеств. и техн. наук, 1961, т. III, вып. 4, с. 37—49.
 Довжиков А. Е. Тектоника Южного Тянь-Шаня. М.: Недра, 1977. 169 с.
 Додонова Т. А. Вулканогенные формации геосинклинальных этапов развитня.— В кн.: Геология Киргизии. Т. 25, кн. 2. М.: Недра, 1972, с. 9—26.
 Земная кора и верхняя мантия Средней Азии. М.: Наука, 1977, с. 210.
 Зоненшайн Л. П., Перфильев А. С. Формирование континентальной коры Урало-Монгольского складчатого пояса.— В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979, с. 47—62.
 Зибиов С. Е. История герцинских структур восточного сектора Южного Тянь-Ша-
- 12. Зубцов С. Е. История герцинских структур восточного сектора Южного Тянь-Шаня: Автореф. дис. на соискание уч. ст. канд. геол.-минер. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1980.
- 13. Киселев В. В., Королев В. Г., Нурманбетов К. Каледонская структура Терскей Ала-Тоо и основные особенности ее развития.— В кн.: Тектоника допалеозойских и палеозойских толщ Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1970, с. 36—61.
- 14. *Клишевич В. Л., Назаров Б. Б., Гущин С. Н*. Возраст и условия образования среднепалеозойских кремнистых толщ Алайского хребта.— Сов. геология, 1977, № 6,
- с. 116—122. 15. Кнауф В. И. Тектоника палеозоид восточной части Северного Тянь-Шаня: Авторефер. на соискание уч. ст. докт. геол.-минер. наук. Ташкент: Ин-т геол. и геофиз. Х. М. Абдуллаева, 1973. 39 с.
- 16. Колесников Я. И., Бокомбаев К. Дж., Горошев А. К. К вопросу о генезисе верхнепалеозойских гранитоидов восточной части Ферганско-Кокшаальской области Южного Тянь-Шаня. — В кн.: Магматизм, иетаморфизм и оруденение (матер. к III Среднеазиатскому петрографическому совещанию). Фрунзе: Илим, 1978, c. 264-266.

- 17. Королев В. Г. Схема тектонического районирования Тянь-Шаня и смежных регионов.— Изв. Кирг. филиала Всес. геогр. о-ва, 1961, с. 81—102.
- 18. *Макарычев Г. И., Штрейс Н. А.* Тектоническое положение офиолитов Южного Тянь-Шаня.— Докл. АН СССР, 1973, т. 210, № 5, с. 1164—1166.
- 191. Макарычев Г. И. Геосинклинальный процесс и становление континентальной коры в Тянь-Шане. М.: Наука, 1978. 196 с. (Тр. ГИН, вып. 318).

 20. Огнев В. Н. Основные структурно-фациальные зоны Средней Азии.— В кн.: Ре-
- Огнев В. Н. Основные структурно-фациальные зоны Средней Азии.— В кн.: Решения совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1956, с. 40.
- 21. Поярков Б. В. Об условиях образования верхнедевонских отложений Южной Ферганы Геол. сб. Львовск. геол. о-ва. 1969. № 10. с. 97—106.
- ганы Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, 1969, № 10, с. 97—106.
 22. Пейве А. В., Яншин А. Л., Зоненшайн Л. П., Книппер А. А., Марков М. С., Моссаковский А. А., Перфильев М. С., Пущаровский Ю. М. Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи со составлением новой тектони-
- тальной земной коры Северной Евразии (в связи со составлением новой тектонической карты).— Геотектоника, 1976, № 5, с. 6—23.

 23. Пучков В. Н. Батиальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей.
- М.: Наука, 1979. 260 с. 24. Сабельников С. Е. Рапакивиподобные граниты хребта Кок-Шаал-Тау (Южный Тянь-Шань). В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение. Фрунзе: Илим, 1979,
- Тянь-Шань).— В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение. Фрунзе: Илим, 1979, с. 261—263.
 25. Синицын В. М. Северо-западная часть Таримского бассейна. М.: Изд-во АН СССР,
- 1957. 249 с. 26. Синицын Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Л.: Изд-во ЛГУ, 1960. 217 с.
- 27. Христов Е. В. Некомпенсированные прогибы Кок-Шаала.— В кн.: Тектоника допалеозойских толщ Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1970, с. 97—112.
- 28. Христов Е. В. Сравнительная тектоника структур на гипербазитовом основании.— В кн: Соотношение геологических процессов в палеозойских складчатых сооружениях Средней Азии. Фрунзе: Илим, 1981, с. 72—78.
- 29. Христов Е. В. О структурном положении атабашинского метаморфического комплекса Докл. АН СССР, 1981, т. 253, № 6, с. 1437—1439.
- Шейнманн Ю. Н. Новые данные о базальтах океана и значение их для общей геологии.— В кн.: Тектоника и магматизм. Избранные труды. М.: Наука, 1976, с. 253—279.
- 31. Эктова Л. А., Бельговский Г. Л. Основные черты палеозойской структуры восточной части Южного Тянь-Шаня.— Геотектоника, 1980, № 6, с. 62—70.

Институт сейсмологии АН КиргССР, Фрунзе

Поступила в редакцию 14.XII.1981

Ne 3

1983

УДК 551.243(234.9)

РОГОЖИН Е. А., ЯКОВЛЕВ Ф. Л.

ОПЫТ КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ОЦЕНКИ МОРФОЛОГИИ СКЛАДЧАТОСТИ ТФАНСКОЙ ЗОНЫ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Предлагается новая методика количественной оценки морфологических особенностей геосинклинальной складчатости на геологических профилях по семи структурным признакам. Такая оценка позволяет объективно установить неоднородности в распределении складчатости на площади и сравнивать степень ее сложности для разных тектонических зон. Результаты могут быть использованы для целей тектонического районирования и при работе над проблемой механизма складкообразования. Методика опробована на примере Тфанской зоны Большого Кавказа.

Основным материалом, на котором строятся современные гипотезы по проблеме происхождения складчатости, являются детальные структурно-геологические профили и карты складчатых зон, а также зарисовки отдельных складок. Первым этапом обработки этих материалов обычно является районирование по морфологическим типам складчатости. Затем исследователи устанавливают главные кинематические типы складчатости и в конце концов дают какие-то заключения о возможном ее генезисе.

Уже на первом этапе такого исследования приходится сталкиваться со значительными трудностями. Как это ни парадоксально, до настоящего времени нет удовлетворительной классификации геосинклинальной складчатости по морфологическому признаку. В. В. Белоусов [2] дал четкие признаки голоморфного (полного) и идиоморфного (прерывистого) типов складчатости, поэтому разделение складчатых деформаций на геосинклинальные и платформенные не составляет труда. Несложно также установить принадлежность серий коробчатых, сундучных, корытовидных и килевидных складок к промежуточному морфологическому типу складчатости, который, по словам В. В. Белоусова [3], «в той или иной мере объединяет признаки складчатости как полной, так и прерывистой» (стр. 81). В то же время в пределах собственно полной складчатости не разработано никаких более дробных градаций, не выяснен также набор признаков, по которым можно было бы объективно различать складчатость голоморфную и промежуточную.

Детальные структурные работы в сложноскладчатых системах показывают значительную морфологическую неоднородность геосинклинальной складчатости. Имеются участки более сложного и менее сложного строения. Обычно геолог, работающий с подобными структурами пользуется для определения степени сложности дислокаций на отдельных участках терминами свободного пользования, такими, как «более сложная» или «менее сложная», «более интенсивная» или «менее интенсивная» складчатость и т. п. В связи с этим возникают субъективные оценки, которые часто мещают выяснить характер распределения складчатости с разной морфологией на территории складчатой системы или зоны. Отсюда большая ненадежность в определениях возможного механизма формирования складчатости в пределах такой системы или зоны.

Чтобы избежать этого, ряд исследователей предложили качественные или полуколичественные методы оценки степени морфологической сложности складчатости. А. А. Сорский [16] и В. Н. Шолпо [20] чисто качественно выделяли в пределах зоны геосинклинальной складчатости Сланцевого Дагестана ряд подзон, которые характеризовались несколько различным обликом складок. Эти морфологические разновидности складчатости голоморфного типа устанавливались в результате их под-

робного описания. Описательный метод, несмотря на многие положительные стороны, остается субъективным и не представляет твердых основ для сравнения полученных результатов в разных местах.

А. В. Вихерт [4, 5] предложил методы построения морфологической классификации в численных статистических мерах структуры. Главными критериями «интенсивности складчатости» он считает избыточную длину слоев (λ) и относительную частоту антиклиналей (ν). Путем замеров, вычислений и сопоставлений этих величин удалось провести разделение промежуточной, полной, чешуйчатой и шарьяжной складчатости. Тем не менее для достаточно детальных исследований в зонах перехода от промежуточной к полной складчатости эти оценки не вполне подходят. Действительно, исследования А. В. Вихерта показали, что «переход от промежуточной к полной складчатости в значениях показателей интенсивности деформаций характеризуется непрерывностью, плавностью и наличием общих для обеих складчатостей четко выраженных тенденций...» (стр. 85). Поэтому в полученных им значениях показателей λ и ν отмечается значительное перекрытие величин, характеризующих ту или другую складчатость ([4], табл. 4), что не позволяет достаточно четко их разделить. Видимо, двух взятых признаков для этого недостаточно. Сложно также выделять морфологические разновидности собственно голоморфной складчатости, поскольку графический метод сопоставления пары величин λ и ν на разных участках не слишком нагляден.

В наших исследованиях мы решили провести оценку степени морфологической сложности по принципу формализации структурных данных. Этот принцип дает возможность сопоставлять полученные оценки на разных участках одного и того же структурно-геологического профиля, по разным профилям и даже по разным районам.

Изучение литературы по структурной геологии позволило составить список структурных признаков, суммарная оценка по которым может являться достаточной для того, чтобы отнести складчатость, отображенную на каком-либо структурном профиле, к полному или промежуточному типу или к какой-либо средней градации непрерывного ряда ее морфологических разновидностей. Некоторые из признаков мы позаимствовали у других авторов, которые в своих работах обосновывали целесообразность их применения при структурном анализе. Так, А. В. Вихерт [4, 5] считал крайне важной оценку углов падения пород на крыльях складок. У нас этот признак несколько видоизменен. Мы оцениваем угол при вершине (в замке) складки. В. В. Белоусов [3] обращает особое внимание на соотношение формы антиклиналей и синклиналей. Многие авторы при описании сложнодислоцированных толщ выясняли «вес» таких факторов, как вергентность [3, 12, 14 и др.], соотношение мелких, часто дисгармоничных складчатых форм и крупных складок [10, 14], кливаж [9, 7]. Другие структурные признаки введены нами впервые.

Каждый из признаков характеризует количественно какую-либо одну сторону морфологии складчатости на определенном участке. Суммарный учет всех признаков позволяет оценить степень морфологической сложности складчатости в целом.

Принимая во внимание непрерывность и постепенный характер перехода от складчатости промежуточной к полной, эти две разновидности были приняты нами в качестве двух крайних точек отсчета. Та и другая были описаны по семи структурным признакам, причем первой присвоена максимально возможная оценка 1,0 (при соответствии всех семи признаков этому типу складчатости), а второй минимальная — 0 (при соответствии всех семи признаков промежуточному типу складчатости). Эти крайние оценки, конечно, следует считать идеальными и в природе редко встречающимися. Каждый из признаков оценен в 0,1, а для особо значимых установлена оценка 0,2. Выбор признаков и их оценка произведены экспертным путем с привлечением специалистов и учебных пособий по геотектонике и структурной геологии [1, 2, 3, 11, 15, 19 и др.].

К особо значимым признакам нами отнесены:

- 1. **Угол при вершине складки.** Складки с углом до 90° тяготеют к полной складчатости, а больше 90° к промежуточной. Оценка этого признака 0,2.
- 2. Подобие формы антиклиналей и синклиналей. Если они подобны, то это признак полной складчатости, если их форма сильно различается, то это признак промежуточной складчатости. Оценка признака 0,2.
- 3. **Наличие кливажа.** Если кливаж есть, то это признак полной складчатости, а если нет, то промежуточной. Оценка 0,2.

Прочие признаки следующие:

- 4. Соотношение ширины крыльев и замка складок. Для полной складчатости характерны узкие замки и широкие крылья, для промежуточной — наоборот: широкие замки и узкие крылья или равные по ширине замки и крылья. Оценка 0,1.
- 5. Углы падения осевых поверхностей складок. Для полной складчатости характерны углы от 0 до 90°, могут быть также углы от 270 до 360° (ныряющие складки). Для промежуточной складчатости обычны углы от 60 до 90°. Оценка признака 0.1.
- 6. Количество мелких осложняющих складок высоких порядков по отношению к количеству крупных складок (низких порядков). Если мелких осложняющих складок много больше, чем крупных, то это признак полной складчатости, если количество их сопоставимо, или мелких меньше, чем крупных, то промежуточной. Оценка 0,1.

Следует особо отметить, что анализ складчатости как по описательному методу [13], так и по предложенным признакам проводится в основном в пределах складок II и III порядков.

7. Положение зеркала складчатости. Для промежуточной складчатости характерно субгоризонтальное его положение, а для полной — как горизонтальное, так и наклонное. Оценка 0,1.

Признаки 5 и 7 отличаются от остальных некоторой особенностью. По признаку 5 в интервале углов падения осевых поверхностей складок от 60 до 90° нет различий между складчатостью полной и промежуточной, так как и для той и для другой может быть характерно субвертикальное положение осевых поверхностей. Пологое или ныряющее их положение (углы падения $0-60^{\circ}$ или соответственно $270-360^{\circ}$) характерны только для полной складчатости. Поэтому в первом случае по этому признаку может быть дана лишь половинная оценка (0,05), а во втором — высшая (0,1). Ни в каком случае не может быть оценки 0.

Похожая картина наблюдается в отношении оценки по признаку 7. Если положение зеркала складчатости наклонное, то это характерно только для полной складчатости. Тогда дается высшая оценка (0,1). Если же положение зеркала складчатости субгоризонтальное, то различить по этому признаку полную и промежуточную складчатость нельзя, так как и в том и в другом случае может быть такое его положение. Поэтому дается половинная оценка (0,05), а нулевая по этому признаку вообще невозможна.

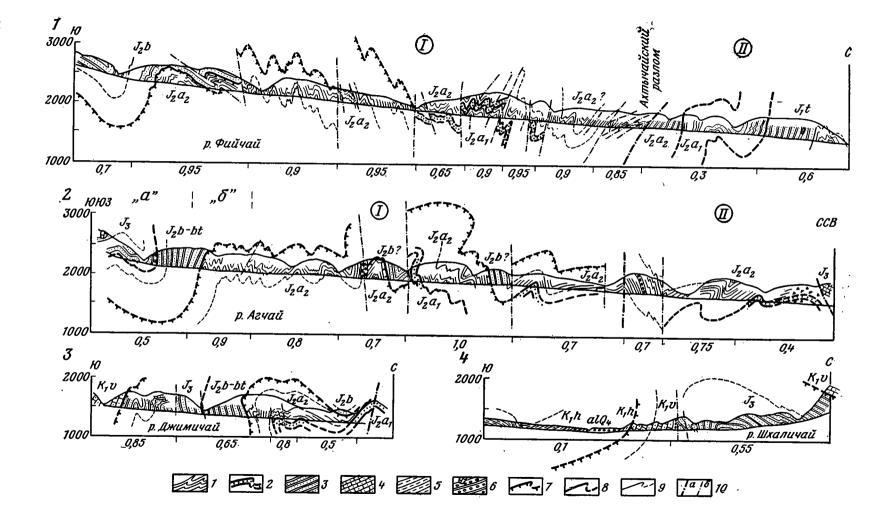
В силу особенностей признаков 5 и 7 суммарная оценка морфологической сложности складчатости по всем семи признакам реально никогда не может быть равна нулю. Минимальная возможная оценка 0,1.

Для того чтобы выявить неоднородности морфологии складчатости, необходимо имеющиеся геолого-структурные профили разбить на участки, оценить складки на этих участках по предложенным признакам, а затем уже сопоставить между собой всю массу этих участков по всем профилям.

В основу выделения участков положены следующие принципы:

1) участки должны быть приблизительно соразмерны по протяженности; 2) в пределах каждого участка морфология складчатости должна быть сравнительно однородна; 3) границы между соседними участками проводятся в местах заметного изменения морфологии складчатости.

Выделение участков, таким образом, требует предварительной качественной оценки морфологических разновидностей складчатости на исследуемом геологическом профиле. Быстрое изменение морфологии



складчатости вкрест простирания складчатых зон, а также наличие значительного количества природных ограничений в виде разломов естественно определяют границы таких участков.

На всех выделенных участках складчатость оценивается по каждому из семи признаков с целью выяснения ее принадлежности к тому или иному типу. Обычно оценка сводится к ответу на вопрос: соответствует ли складчатость на каком-то участке по данному структурному признаку полному морфологическому типу? Ответ может быть сформулирован как: «да», «нет», «не известно». Если форма складок по признаку определяется как соответствующая полной складчатости (первый случай), то участок оценивается высшей возможной оценкой 0,1 (или 0,2 у особо важных признаков), если промежуточной (второй случай), то низшей (0). Когда нет уверенности в полной принадлежности признака, или на участке присутствуют складки с морфологией, соответствующей и тому и другому типу (третий случай), мы ставим половинную оценку (соответственно 0,05 и 0,1). В результате каждый выделенный участок получает ряд оценок по каждому признаку и может быть проведена суммарная оценка.

Как пример применения предложенной методики приведем ход операций по оценке морфологической сложности складчатости на двух самых южных участках (a и δ) на составленном авторами структурно-геологическом профиле по долине р. Агчай (рис. 1) в Тфанском антиклинории Большого Кавказа (геологическое строение района описано несколько ниже). На участке a мы видим одну крупную (I порядка) синклиналь, осложненную тремя более мелкими складками. На участке δ — крупную антиклиналь (II порядка), осложненную серией сильно сжатых мелких складок. По предварительной качественной оценке облик складчатости на этих участках разный. На глаз можно предположить, что участок δ характеризуется более сложной по морфологии складчатостью.

Теперь проведем оценку по предлагаемой методике. На участке а углы при замках складок составляют величины как более 90°, так и менее. Поэтому по первому признаку берем половинную оценку — 0,1. Форма антиклиналей ц синклиналей не подобна. Оценка по второму признаку — 0. Кливаж развит — 0,2. Замки складок значительно уже, чем крылья. Оценка по этому признаку — 0,1. Осевые поверхности складок характеризуются падением под углами от 60 до 90°. Оценка 0,05 (половинная). Количество мелких осложняющих складок невелико, сопоставимо с количеством крупных. Оценка 0. И наконец, положение зеркала складчатости субгоризонтальное. Оценка по признаку 7 — 0,05. Суммарная оценка составляет, таким образом, 0,5.

На участке б углы при вершинах складок всегда менее 90°, оценка по признаку 0,2. Форма антиклиналей и синклиналей подобна. Оценка 0,2. Замки складок значительно уже крыльев. Оценка 0,1. Осевые поверхности складок субвертикальны, оценка половинная — 0,05. Количество мелких складок много больше, чем количество крупных. Оценка 0,1. Положение зеркала складчатости субгоризонтальное, поэтому оценка по признаку 7 половинная — 0,05. Суммарная оценка по всем признакам составляет 0,9 (таблица).

Таким образом, получается, что предварительная качественная оценка степени сложности складчатости правильна. Действительно, складчатость на участке δ по морфологии более сложная, чем на участке a.

Предложенную методику количественной оценки степени морфологической сложности складчатости имеет смысл применять для сопоставления дислокаций в пределах толщ со сходным литологическим составом и однотипным характером переслаивания по всему разрезу, иначе разли-

Рис. 1. Структурно-геологические профили. Положение профилей см. на рис. 3 Породы: I — сланцево-граувакковой формации; 2 — аташкаинского маркирующего горизонта; 3 — флишоидной формации; 4 — терригенно-карбонатной формации; 5 — нижнемолассовой формации; 6 — грубообломочного состава. Стратиграфические границы: 7 — между формациями; 8 — между свитами и толщами; 9 — между пачками; 10 — разломы (a — региональные, 6 — локальные)

Количественная оценка степени морфологической сложности складчатости на участках a и σ по структурно-геологическому профилю по долине р. Агчай

Участок	Номера							<u></u>
	1	2	3	4	5	6	7	Суммарная оценка
а б	0,1	0 0,2	0,2 0,2	0,1	0,05 0,05	0 0,1	0,05 0,05	0,5

чия литологии, а следовательно, и механических свойств сопоставляемых толщ могут затруднить интерпретацию полученных оценок. Примером таких однородных толщ являются флишоидные серии.

Исследованная с этой точки зрения Тфанская зона является наиболее приподнятой структурой Юго-Восточного Кавказа, и ее погружение к востоку является одновременно периклинальным замыканием всего мегантиклинория Большого Кавказа. Этот район неоднократно привлекал внимание исследователей, занимавшихся вопросами морфологии и генезиса складчатости [6, 16, 18, 21 и др.]. Ими было выяснено, что Юго-Восточный Кавказ состоит из ряда структурных ступеней, каждая из которых имеет свою морфологию складчатости и свою историю развития. В строении Тфанской ступени (зоны) выделялись с севера на юг Куруш-Конахкендский антиклинорий, Хиналыкский синклинорий и Базардюзинский антиклинорий, осложненные большим количеством более мелких складок. В работе В. Е. Хаина и А. Н. Шарданова [18], а также Б. М. Исаева и др. [8] имеется указание на то, что примерно между Куруш-Конахкендским антиклинорием и Хиналыкским синклинорием проходит Главный Кавказский надвиг (в пределах Дагестана — Ахтычайский разлом).

В Тфанской зоне выходят на поверхность флишоидные образования средней, верхней юры, а также нижнего мела. Ааленский ярус средней юры в нижней своей части представлен аргиллитами двух толщ — нижней сидеритовой и верхней сидеритовой, разделенных маркирующей пачкой толстослоистых аташкаинских песчаников. Венчает разрез этого яруса толща чередующихся тонкосреднеслоистых песчаников и аргиллитов. Выше по разрезу располагаются толстослоистые массивные песчаники байосского яруса, переслаивающиеся с маломощными аргиллитами. Завершает разрез среднего отдела юрской системы толща чередующихся песчаников и аргиллитов батского яруса. Общая мощность отложений средней юры 2—4 км.

Отложения верхнего отдела юрской системы представлены в основном терригенными толщами песчаников, алевролитов, аргиллитов, встречаются карбонатные и кремнистые породы, прослои галечников и конгломератов. В восточной части района отложения имеют характерные красноватые окраски. Мощность верхнего отдела юрской системы 800—1500 м.

Образования нижнего мела распространены в основном за пределами Тфанской зоны, однако в восточной части района они в целом согласно сменяют вверх по разрезу верхнеюрские отложения и фактически участвуют в структуре Тфанской зоны. Они представлены слоистыми известняками, мергелями, местами глинами и песчаниками, относящимися к валанжинскому ярусу, и глинами готеривского яруса суммарной мощностью 1,5—3 км. Более поздние отложения в структуре Тфанской зоны, по-видимому, не участвуют.

Весь разрез Тфанской зоны можно разделить на две формации: сланцево-граувакковую (по [17]) — это нижняя и верхняя сидеритовые толщи ааленского яруса, и флишоидную, к которой следует отнести все вышележащие отложения. Тонкослоистый, флишоидный в целом, характер переслаивания, а также специфические особенности состава отдельных толщ и горизонтов этих формаций дают возможность, с одной стороны, прослеживать и расшифровывать структуру, а с другой — считать разрез

механически однородным и все особенности структуры относить целиком на счет действия тектонических сил.

Для выяснения детальных особенностей морфологии складчатости Тфанской зоны нами были составлены достаточно подробные структурно-геологические профили (см. рис. 1) по долинам крупных рек, протекающих в субмеридиональном направлении (вкрест простирания структуры). Профили составлялись в масштабе 1:10 000 по методике, опубликованной ранее [13]. Анализ этих материалов показал, что Ахтычайский разлом делит Тфанскую зону на две подзоны, северную и южную, которые отличаются друг от друга по большой группе признаков. Прежде всего северная подзона на всех пересечениях находится структурно выше южной: в ней обнажается по большей части нижняя сидеритовая толща, тогда как в южной подзоне эти отложения видны только в ядрах самых крупных антиклиналей. В районе с. Конахкенд, на погружении Тфанской зоны, в северной подзоне фиксируются ряд перерывов, местами с угловыми несогласиями — предбайосский, предбатский, предкиммерийский, преднижнемеловой. Здесь же следует отметить, что севернее Ахтычайского разлома, в Шахдагской ступени, субгоризонтально лежащие верхнеюрские известняки перекрывают с угловым несогласием смятые в складки отложения средней юры [20]. В южной подзоне перерывы практически отсутствуют. В пределах Дагестана севернее Ахтычайского разлома среднеюрские отложения имеют значительно большую мощность, более грубый состав (песчаники и алевролиты при почти полном отсутствии аргиллитов), чем одновозрастные отложения южнее Ахтычайского разлома. В азербайджанской части района эти литологические различия сглажены. В северной подзоне на всех профилях складки имеют относительно более спокойный облик, кливажа в породах северной подзоны не наблюдается в отличие от южной подзоны. Сам Ахтычайский разлом обнаруживает длительный характер развития, по многим пересечениям он имеет наклон сместителя на юг, мелкие складки и другие признаки указывают на движения типа надвига, а сближены по этому надвигу более древние породы на севере и более молодые на юге, т. е. прежде этот надвиг имел характер сброса. Вся эта сумма фактов указывает на то, что эти две подзоны имеют разную историю развития и разное время складчатости; следовательно, и структуру их следует рассматривать отдельно друг от друга. Поскольку структура северной подзоны не обнажается на дневной поверхности целиком и представлена фрагментарно, в виде нескольких складок, основное внимание было уделено строению южной подзоны. За южное ограничение рассматриваемой структуры нами принят Малкамудский надвиг, отделяющий Тфанскую зону от расположенной южнее Бабадагской ступени, которая имеет свои характерные особенности строения, стратиграфии и, по-видимому, более позднее время основной складчатости.

Как показал анализ детальных профилей, южная подзона, или, как мы будем называть ее в дальнейшем, Тфанский антиклинорий, расположенный между Малкамудским надвигом и Ахтычайским разломом, состоит из трех складок I порядка — центральной антиклинальной и двух синклинальных, обрамляющих ее с севера и юга. В. Е. Хаин и А. Н. Шарданов [18] называли северную синклинальную складку Хиналыкским синклинорием, веерообразную центральную антиклиналь — Базардюзинским антиклинорием, а южную синклиналь — Сарыдашской синклиналью. В свою очередь центральная антиклинальная складка состоит из трех складок II порядка — двух антиклинальных, северной и южной, образующих как бы «уши» структуры, и центральной синклинальной, расположенной между ними. Ширина южной и северной синклинальных складок I порядка, двух антиклинальных II порядка, центральной синклинальной II порядка составляет с запада на восток от 2-3 до 0,5-1 км. Высота этих складок 1—1,5 км. Количество складок III и IV порядков, осложняющих эти пять складок І и ІІ порядков, разное по разным пересечениям. На большей части исследованной территории осевые поверхности мелких складок, а также плоскости кливажа в южной антиклинальной складке II порядка имеют падения на север, а в северной антиклинальной складке II порядка — на юг. Это придает веерообразный характер не только центральной антиклинали I порядка, но и всему складчатому сооружению Тфанского антиклинория (см. профили 1, 2 рис. 1). В восточной же части района веерообразный характер структуры проявлен слабее и затушеван общим опрокидыванием складок на юг (см. профили 3, 4 рис. 1). Разрывные нарушения имеют углы падения сместителей согласные, как правило, с местной вергенцией. Их амплитуды достигают иногда значительного размера, существенно искажая стратиграфические соотношения, характерные для складчатой структуры. Чаще всего у разрывов опущено южное крыло.

Тфанская зона в целом представляет собой весьма разнородную поморфологии складчатости структуру. Заметные ее изменения наблюдаются как с севера на юг, вкрест простирания складок, так и с востока на запад, по простиранию. Вкрест простирания, с одной стороны, существенно отличаются друг от друга северная и южная подзоны, а с другой — в последней более простые, открытые складки приурочены к синклиналям I и II порядка, более напряженная складчатость наблюдается в двух антиклинальных складках II порядка. По простиранию напряженность складчатости снижается в целом с запада на восток, в соответствии с тем, как полная геосинклинальная складчатость сменяется промежуточной гребневидной. Последнее обстоятельство, с одной стороны, указывает на правильность выбора района для апробации методики, а с другой — увеличивает ценность такого исследования для теоретической тектоники.

Материал структурных профилей по Тфанской зоне мы проанализировали по методике А. В. Вихерта [4, 5] и по методике, предлагаемой в начале этой статьи. Применение количественных оценок необходимо для решения нескольких задач. Во-первых, надо было выяснить, существуют ли различия в морфологии складчатости для северной и южной подзон, во-вторых, необходимо проследить изменение морфологической сложности складчатости с запада на восток в направлении погружения Тфанской зоны, и, наконец, в-третьих, следовало установить, существуют ли морфологические неоднородности складчатости на территории Тфанского антиклинория, как они распределены и каков характер их изменения в направлении с запада на восток.

Для решения этих задач были подсчитаны по методике А. В. Вихерта показатели избыточной длины слоев (λ) и относительной частоты антиклиналей (ν) по каждому из профилей к северу и югу от Ахтычайского разлома. Кроме того, была проведена оценка степени морфологической сложности складчатости по участкам профилей, как это было описано выше. При этом нами был получен ряд цифр, характеризующих на отдельных участках профилей эту величину.

Первая задача является довольно важной при всяком тектоническом районировании — при выделении структурно-фациальных зон. Как мы видели из описания стратиграфии северной и южной подзон, их разрезы несколько различаются по составу пород, мощностям, количеству и положению стратиграфических перерывов. При описании складчатой структуры обеих подзон также обнаруживаются ее качественные различия в пределах каждой из них. Используя методику А. В. Вихерта, мы нанесли данные λ и ν на график в прямоугольной системе координат (рис. 2,a). Точки, соответствующие оценкам интенсивности складчатости южной подзоны заняли правый верхний угол диаграммы, точки оценок северной подзоны сконцентрировались в средней части, а цифры интенсивности складчатости на периклинальном замыкании, там, где Тфанская зона вообще перестает существовать, так как породы средней юры погружаются под более молодые, оказались в левом нижнем углу графика. Значения интенсивности складчатости этих трех структурных провинций без труда удается разделить прямолинейными границами.

Выяснилось также, что складчатость в обеих структурных подзонах Тфанской зоны является по морфологии полной (голоморфной), по оцен-

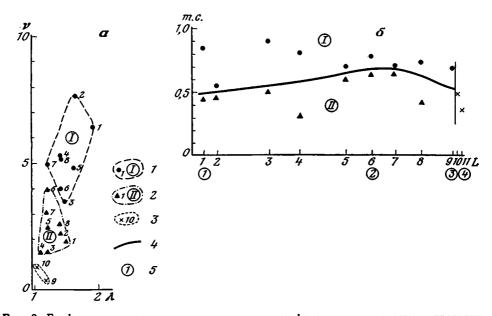


Рис. 2. Графики количественного сопоставления морфологии складчатости в пределах Тфанского и Куруш-Конахкендского антиклинориев a— по методике А. В. Вихерта (λ, ν) ; b— по методике авторов (m. c.; L) a— контуры поля, положение на графиках и номера точек для: a— Тфанского антиклинория, a— Куруш-Конахкендского антиклинория, a— периклинали Тфанского антиклинория; a— линии, разделяющие поля точек разных структурных подразделений; a0— положение точек, соответствующих профилям, показанным на рис. 3 (только

кам А. В. Вихерта. Промежуточная складчатость отмечается в северной подзоне лишь по одному профилю (р. Курвечай) и на восточной периклинали антиклинория (профили по восточному водоразделу р. Джимичай и по долине р. Шхаличай).

для рис. 2, б)

Чтобы применить сопоставление по нашей методике, потребовалось по каждому структурно-геологическому профилю подсчитать среднее значение степени морфологической сложности складчатости (т. с.) для южной и северной подзон отдельно. Затем эти значения были нанесены на график, где по вертикальной оси откладывается значение этой величины, а по горизонтальной — расстояние между профилями в масштабе (L). Для сравнения приведены также средние значения степени сложности складчатости на периклинальном замыкании Тфанской зоны. На графике видно, что величины оценки для южной подзоны занимают область значений от 0,7 до 0,9, причем отмечается тенденция их уменьшения с запада на восток (рис. 2, б). Для северной подзоны и периклинального замыкания антиклинория средние величины степени морфологической сложности складчатости укладываются в рамки от 0,3 до 0,7. Какой-либо закономерности в изменении этой величины по простиранию северной подзоны не наблюдается.

Тенденция некоторого убывания величин λ и ν в направлении с запада на восток для южной подзоны наблюдается при расчетах по методике A. B. Вихерта. Изменение этих величин для северной подзоны незакономерно.

Таким образом, из совместного применения методик оценки интенсивности складчатости на основании одного и того же структурного материала вытекают одни и те же выводы: 1) складчатость в южной и северной подзонах по морфологии в целом значительно различается; 2) степень сложности складчатости в южной подзоне (Тфанском антиклинории) закономерно снижается с запада на восток.

Для того чтобы решить третью поставленную задачу, мы составили карту Тфанской зоны, на которой показали выделенные на линиях профилей участки и соответствующие им величины оценки степени морфо-

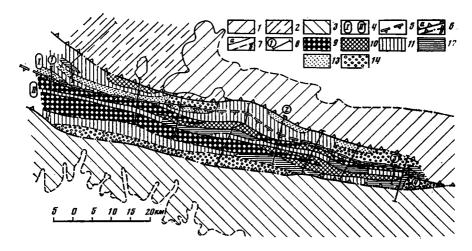


Рис. 3. Карта распределения складчатости с разной степенью морфологической сложности в Тфанской зоне

Тектонические зоны: 1, 2— Шахдаг-Хизинская (1— верхний, структурный этаж, 2— нижний структурный этаж), 3—Бабадагская и Ковдагская; 4— подзоны внутри Тфанской зоны: 1— северная, 11— южная (Тфанский антиклинорий); 5— Ахтычайский разлом; 6— прочие разломы: a— достоверные, 6— предполагаемые; 7— границы между участками с разной степенью морфологической сложности: a— достоверные, 6— предполагаемые; 8— линии структурно-геологических профилей, в кружках показаны номера профилей, приводимых на рис. 1; 9—14— интервалы степени морфологической сложности складчатости Тфанской зоны $(m.\ c.)$: 9—1,0—0,95—0,9; 10—0,85—0,8—0,75; 11—0,7—0,65—0,6; 12—0,55—0,5—0,45; 13—0,40—0,35—0,3; 14—0,25—0,2—0,15—0,1

логической сложности складчатости. Затем провели интерполяцию данных между линиями профилей, соединив между собой границы участков в соответствии с принятыми градациями значений оценки. На карте (рис. 3) обрисовывались полосы, согласные с общим простиранием складчатой системы в этом регионе. Имеются полосы с максимальной степенью морфологической сложности складчатости (оценки от 0,8 до 1,0), со средними (от 0,45 до 0,75) и низкими (от 0,1 до 0,4) значениями.

На карте Тфанской зоны отчетливо выделяются северная и южная подзоны. Северная отличается низкими или средними значениями морфологической сложности складчатости, причем распределение участков с разными значениями носит спокойный, неконтрастный характер.

Южная подзона (Тфанский антиклинорий) характеризуется развитием участков в основном с высокими и средними значениями оценки. Более высокие значения концентрируются в двух субширотных полосах, которые разделены и обрамлены с юга и севера тремя полосами со сравнительно низкими (средними) значениями степени сложности складчатости. Субширотные зоны максимумов совпадают с «ушами» веерообразного ядра антиклинория, а минимумы — с осевой, в общем синклинальной частью ядра и с южным и северным синклинальными крыльями.

В направлении с запада на восток на территории антиклинория значения степени морфологической сложности в общем уменьшаются. В полосах со сравнительно низкими и сравнительно высокими значениями этой величины уменьшение идет по-разному: полосы минимумов становятся шире и характеризуются несколько более низкими значениями величины, а полосы максимумов сокращаются по ширине. Значения оценки в их пределах также уменьшаются, хотя и остаются все же довольно высокими. Таким образом, в направлении с запада на восток снижается общая интенсивность складчатости и несколько возрастает контрастность распределения разных по морфологии дислокаций на площади. Уменьшение степени морфологической сложности складчатости в этом направлении в пределах всех выделенных полос идет не равномерно, а как бы пилообразно, с отдельными пиками более высоких значений и провалами более низких. Причем, если значения для всех полос свести

на один график, то конфигурация всех ломаных линий на графике будет иметь черты сходства, что свидетельствует о наличии поперечных зон локального увеличения и уменьшения интенсивности складчатости для антиклинория в целом.

Таким образом, применение предложенной в настоящей статье методики количественной оценки степени морфологической сложности складчатости позволяет не только различать складчатые зоны с разной интенсивностью складчатости, но и выяснять, каким образом происходит смена полной складчатости складчатостью промежуточного типа на периклинальных замыканиях антиклинориев. Примером могут служить следующие результаты анализа складчатости, проведенного в Тфанском антиклинории Большого Кавказа. Вдали от периклинальной зоны складчатость голоморфного типа, выполняющая антиклинорий, имеет в основном очень высокие значения степени морфологической сложности, несколько различающиеся в пределах крупных антиклиналей и синклиналей. По мере приближения к периклинали в крупных синклиналях (І и II порядков) значения этой величины снижаются, складчатость в них приобретает менее сложную морфологию, хотя и остается по-прежнему полной. Эти полосы более простой складчатости в направлении периклинали все более расширяются, занимая на территории антиклинория все большую площадь. Складчатость с высокой степенью морфологической сложности по-прежнему концентрируется в пределах крупных антиклиналей (II порядка), причем по мере приближения к периклинали интенсивность ее также несколько снижается, а главное, полосы, где развита такая сложная складчатость, становятся уже и занимают гораздо меньшую площадь, чем вдали от периклинального замыкания. Наконец, в районе периклинали происходит резкий скачок в значениях степени сложности складчатости. Совершенно исчезают полосы с очень высокими оценками этой величины. Остаются узкие полосы в приразломных антиклиналях со средними значениями степени морфологической сложности складчатости. Вся остальная территория складчатой системы дислоцирована довольно слабо в виде широких открытых синклиналей с небольшим количеством осложняющих мелких складок простой формы. За пределами антиклинория, к юго-востоку от периклинального замыкания, складчатость в целом оценивается уже как промежуточная (по [5]). Таким образом, в зоне перехода от полной складчатости к промежуточной нарастает ее неоднородность, все большую часть площади складчатой зоны занимает складчатость с простой морфологией, пока не захватит всю ее территорию. Складчатость со сравнительно сложной морфологией остается лишь в виде узких гребневидных полос.

Проделанный анализ морфологии складчатости Тфанской зоны с применением количественных оценок показывает, что эта структурная зона не является однородным складчатым сооружением, равномерно заполненным складками одинаковой морфологии. Чередование линейных участков с более сложной складчатостью (в крупных антиклиналях) и менее сложной (в крупных синклиналях) создает довольно сложную и закономерно меняющуюся по простиранию зоны картину ее распределения

Полученные результаты очень наглядны, могут быть представлены в графическом виде, позволяют делать сопоставление складчатости в разных местах и проводить математическую обработку структурных данных, вычислять средние и средневзвешенные значения оценок для отдельных профилей или целых складчатых зон.

В предлагаемой нами методике неизбежно присутствует некоторый элемент субъективности. Однако в результате неоднократных, специально проделанных проверок мы пришли к выводу, что субъективный фактор практически не влияет на величину оценки степени морфологической сложности складчатости.

Применение предлагаемой методики, особенно в комплексе с методикой количественной оценки интенсивности складчатости, предложенной А. В. Вихертом, дает возможность объективно анализировать гео-

синклинальную складчатость, выделяя ее морфологические разновидности, выяснять характер их распределения на площади складчатых зон и прослеживать особенности латеральных и вертикальных переходов складчатости с разной морфологией. Результаты таких исследований могут найти широкое применение для целей тектонического районирования, при сопоставлении структуры разных складчатых зон и систем, а также для работы над решением одной из сложнейших проблем геотектоники — проблемы механизма формирования геосинклинальной складчатости.

Литература

1. Ажгирей Г. Д. Структурная геология. Изд. 2. Изд-во МГУ, 1966, с. 350. 2. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Изд. 2. М.: Госгеолтехиздат, 1962,

3. Белоусов В. В. Структурная геология. Изд-во МГУ, 1971, с. 278.

- 4. Вихерт А. В. Методы и результаты статистического исследования тенденций изменения интенсивности складчатости. В кн.: Вопросы геономии. Изд-во МГУ,
- 1972, с. 36—92. 5. Вихерт А. В. Статистические тенденции изменения интенсивности складчатости попростиранию и вертикали на юго-восточном окончании Кавказского мегантиклинория. Там же, с. 93-111.
- 6. Вихерт А. В., Лебедева Н. Б., Башилов В. И. Типы, история и механизм образования складчатости юго-восточного Кавказа. М.: Недра, 1966, с. 188.
- 7. Гончаров М. А. Кливаж.— В кн.: Очерки структурной геологии сложнодислоцированных толщ. Изд. 2. М.: Недра, 1977, с. 93—119.

 8. Исаев Б. М., Гаджиев Т. Г., Али-Заде С. А., Кенгерли Т. Н. Тектонические покро-
- вы и олистостромовые комплексы юго-восточного Кавказа. Геотектоника, № 1, 1981, c. 70—84.
- 9. Кириллова И. В. Кливаж как показатель характера движения вещества в процессе развития складчатости.— В кн.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М.: Наука, 1962, с. 78—109.
- 10. Кириллова И. В. Элементы внутреннего строения сложнодислоцированных толщ.-В кн.: Очерки структурной геологии сложнодислоцированных толщ. Изд. 2. М.:

- Недра, 1977, с. 30—63. 11. Лахи Ф. Х. Полевая геология. Т. 1. М.: Мир, 1966, с. 482. 12. Паталаха Е. И., Смирнов А. В., Поляков А. И. Генетические типы геосинклинальной складчатости. Алма-Ата: Наука, 1974, с. 208.
- 13. Рогожин Е. А. Палеозойская тектоника западной части Туркестанского хребта.

М.: Наука, 1977, с. 98.

14. Синицын Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Л.: Изд. ЛГУ, 1960, с. 219.

15. Ситтер де Л. У. Структурная геология. М.: Изд-во иностр. лит., 1960, с. 473.

16. Сорский А. А. Типы геосинклинальной складчатости Большого Кавказа и условия их формирования. В кн.: Складчатые области Евразии. М.: Наука, 1964, с. 303-317.

17. Хаин В. Е. Общая геотектоника. Изд. 2. М.: Недра, 1973, с. 511. 18. Хаин В. Е., Шарданов А. Н. Геологическое строение северного склона Юго-Восточного Кавказа.— В кн.: Материалы по геологии Северо-Восточного Азербайджана. Баку: Изд-во АН АзССР, 1957, с. 6—179.

19. Хиллс Е. Ш. Элементы структурной геологии. М.: Недра, 1967, с. 479.

- Шолпо В. Н. Типы и условия формирования складчатости Сланцевого Дагестана.
 М.: Наука, 1964, с. 167.
 Шурыгин А. М. Условия формирования структур Юго-Восточного Кавказа. М.:
- Изд-во АН СССР, 1962, с. 140.

Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта

Поступила в редакцию 18.I.1982 УДК 551.242(265.5)

АНОСОВ Г. И., ИЛЬЕВ А. Я., СУВОРОВ А. А., АРГЕНТОВ В. В., НЕВЕРОВ Ю. А., ЖИЛЬЦОВ Э. Г., ПАТРИКЕЕВ В. Н.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ЖЕЛОБОВ ТОНГА И КЕРМАДЕК

Рассмотрено строение зоны сочленения желобов Тонга и Кермадек по данным геофизических исследований и результаты драгирования коренных пород. Выявлено, что желоба наложены на более древние структуры северо-западного простирания. Установлены различия в структурах разных участков желобов и широкое развитие продуктов андезитового вулканизма в их осадках.

ВВЕДЕНИЕ

Глубоководные желоба Тонга и Кермадек принадлежат Новозеландскому сегменту тектонического пояса, обрамляющего с востока зону перехода от Австралийского материка к Тихоокеанской плите.

В январе — апреле 1980 г. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР провел комплексную геолого-геофизическую экспедицию в зоне сочленения указанных желобов (рис. 1). Работы велись на двух судах: НИС «Пегас» (рейс № 18) и НИС «Морской геофизик» (рейс № 14). Геолого-геофизический комплекс включал НСП и МПВ, гравиметрические наблюдения, эхолотный промер и драгирование. Навигационная привязка обеспечивалась спутниковыми системами «Avtonav», приемник YMR на НИС «Пегас» и «Маgnavox» на НИС «Морской геофизик».

Экспедиция осуществлялась в рамках Международного геодинамического проекта и была направлена на изучение структурных, вещественных, возрастных и динамических характеристик зоны сочленения желобов, их взаимосвязи и соотношения.

АНАЛИЗ ПОЛУЧЕННЫХ ПАРАМЕТРИЧЕСКИХ ДАННЫХ

В центральной части отработанного полигона (см. рис. 1) по профилям VII и IV (рис. 2) выполнены параметрические наблюдения, на базе которых проинтерпретированы результаты НСП по всему полигону. При этом профиль VII характеризует приостровную зону, а IV — океаническую.

1. Приостровная зона

Анализ полученных на профиле VII геолого-сейсмических данных позволяет выделить в разрезе осадочного чехла ряд сейсмокомплексов. На западном участке его (см. рис. 2, VII) выделяются три комплекса (сверху вниз).

Верхний сейсмокомплекс характеризуется высокочастотной записью хорошо коррелирующихся фаз. Отражающие площадки, соответствующие этим фазам, залегают конформно с дном. Среднепластовая скорость в них изменяется от 1,6 до 2,0 км/с. Определенная по динамическим параметрам волн акустическая жесткость дна на участке 0—12 км профиля VII составила 3,3—3,4·10⁵ г/см²·с.

По данным драгирования, этот комплекс сложен слабоуплотненными темно-коричневыми глинами, часто с железомарганцевыми корками, с прослоями пепловых коричневых туфов и многочисленными обломками и галькой пемзы. Глины насыщены песчаным и алевритовым материалом. Этот тип пород вскрыт почти во всех станциях. Вероятнее всего,

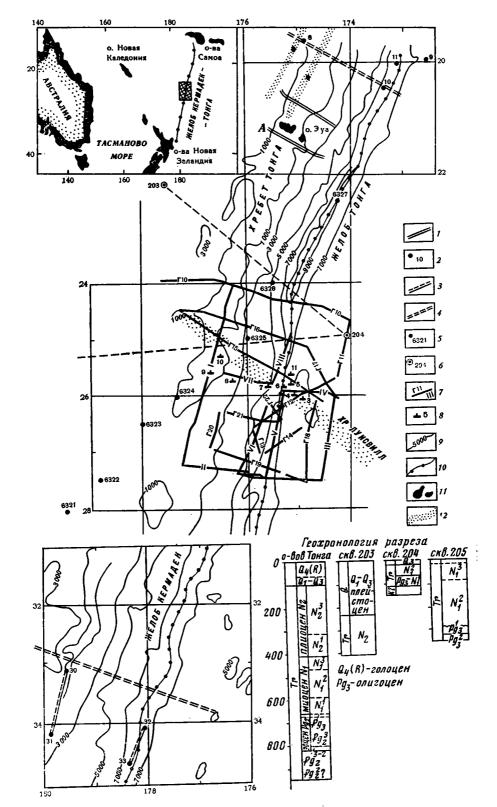


Рис. 1. Схема изученности полигона Тонга — Кермадек 1 — профили НСП по л. Кронке и с. Тонгилава [13], 2 — ГСЗ по данным Шора и др. [15], 3 — ГСЗ экспедиции Каприкорн [5, 14], 4 — разрезы ГСЗ по г. Шору и др. [15], 5 — станции НИС «Витязь», 48-й рейс [1], 6 — скважины «Гломар Челленджер» [9], 7 — профили НСП НИС «Пегас», 18-й рейс (Г 11) и НИС «Морской геофизик», 14-й рейс (III), 8 — станции драгирования НИС «Пегас», 18-й рейс, 9 — изобаты, 10 — осн желобов, 11 — островные сооружения, 12 — подводные горные цепи. На врезке слева вверху заштрихована площадь изученного полигона

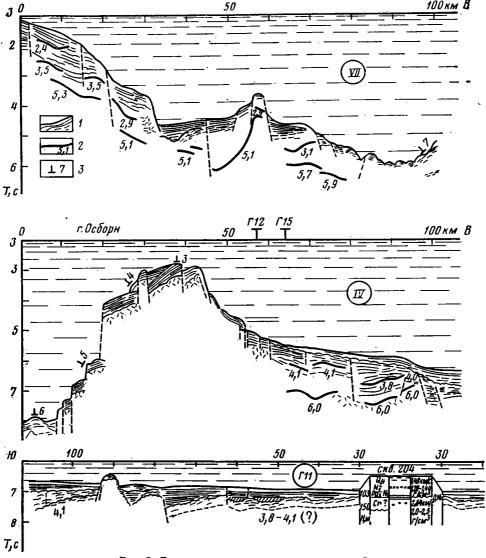


Рис. 2. Данные параметрических исследований VII— параметрический разрез, выполненный СахКНИИ на островном склоне системы дуга— желоб Тонга— Кермадек. 1— данные НСП, 2— данные КМПВ, 3— станции драгирования. IV— параметрический разрез, выполненный СахКНИИ на океаническом склоне желоба Тонга— Кермадек. Обозначения показаны на разрезе VII. Г 11— разрез НСП в сопоставлении с глубоководной скважиной

они соответствуют постплиоцен-четвертичному осадконакоплению и могут быть сопоставлены с осадками, вскрытыми в скв. № 204 [9], но формирующихся в менее глубоководных условиях.

Восточнее, на 12—14 км профиля VII рассматриваемый комплекс пород выклинивается, что подчеркивается микроступенчатой формой рельефа дна. Далее по профилю он вновь появляется, выполняя понижения и ступени дна.

Второй сейсмокомплекс, кровля которого характеризуется $V_r = 2.4$ км/с, а подошва от 2,9 до 3,5 км/с, отмечается средне- и низкочастотной записью. Акустическая жесткость его составляет на 21-26 км профиля $2.6-2.7\cdot10^5$ г/см $^2\cdot$ с. Достаточно высокая дисперсия амплитуд волн, отраженных от границ внутри этой толщи, указывает на переслаивание в ней горизонтов с различными акустическими свойствами. Отражающие площадки имеют слабый наклон на запад и отчетливо срезаются поверхностью дна (см. рис. 2, VII).

Породы второго комплекса вскрыты на станциях 9 и 10, располагающихся на склонах неглубоких вершинок (300 и 500 м), приуроченных к южному замыканию подводного горного хребта Тонга. Они представлены толщей красноватых туфопесчаников с кварцем, полевым шпатом, обломками андезитов, дацитов и неопределимыми обломками раковин моллюсков. Такого же характера породы обнаружены и в станции 7, где они выходят на поверхность. В них также содержится значительное количество галек и обломков пемзы, причем характерен двойной тип их распространения: как составная часть песчаников, свободное присутствие. Обломки пемзы, вероятно, являются продуктами современной и четвертичной вулканической деятельности.

Третий сейсмокомплекс, кровля которого связана с поверхностью, имеющей $V_r = 2.9 - 3.5$ км/с, на разрезах НСП может быть выделена на уровне, ниже которого отражения не регистрируются. Подошва комплекса совпадает с преломляющей границей $V_r = 5, 1 - 5, 3$ км/с. По-видимому, этот комплекс по физическим параметрам близок к так называемым акустическим прозрачным слоям. На профилях Мобил ойл Корпорейшн, расположенных на восточном склоне подводного хребта Тонга, эти слои отождествляются с мощным осадочным клином, представленным известняками олигоценового возраста, не отмечающегося в разрезе близлежащих островов [13]. Вероятнее всего, такого же возраста осадочный комплекс можно наблюдать и здесь, но представлен он терригенно-вулканогенными образованиями мелководного генезиса. Они достаточно представительны в станции 7, расположенной у перелома в ось желоба (см. рис. 2, VII). Здесь вскрываются плотные зеленовато-серые алевролиты и туфоалевролиты в переслаивании с туфопесчаниками и алевропесчаниками, насыщенными пирокластическим материалом, пемзой. В основании разреза залегает слой брекчированных пород с обилием гравелита, обломочного и галечного материала осадочных и эффузивных пород (чаще всего песчаников и аргиллитов, пемз андезитов и базальтов). Вещественный состав пород, слабая окатанность обломков и галек, ходы и поры илоедов, а также сверлящих моллюсков, брекчированность свидетельствуют об относительно мелководном бассейне осадкообразования в условиях расчлененного рельефа. В отдельных участках породы насыщены остатками планктонной и бентосной микрофауны до степени карбонатных. Однако типичных известняков ни в одной из станций поднято не было.

Ниже этого сейсмокомплекса залегает немая толща с граничной скоростью в кровле $V_r = 5,1-5,3$ км/с, в которой совершенно отсутствуют отражающие горизонты. Наличие в образцах драгированных пород обломков андезитов, трахиандезитов позволяет стратифицировать ее по сопоставлению с данными северных профилей МОВ [13] с верхней частью офиолитового комплекса, охарактеризованного тем же диапазоном скоростей и изученного на островах Эуа и Тонгатапу [3].

По данным драгирования, эта толща представлена андезитами, преобладающими в разрезе, и трахиандезитами.

Основная масса андезитов сложена сильно ожелезненным или хлоритизированным вулканическим стеклом с микролитами хлоритизированного плагиоклаза, моноклинного пироксена и рудного минерала.

По химическому составу андезиты аналогичны таковым дуги Тонга— Кермадек.

Описанный разрез осадочных образований прослежен по профилю VII до 56 км, где он обрывается тектоническим нарушением у выступа океанического дна, с которым связан подъем кровли третьего сейсмокомплекса (V_r =2,9—3,5 км/c). Для данного участка отчетливо отмечаются два антиклинальных перегиба, в своде которых вскрываются отложения второго сейсмокомплекса. Синклинальный прогиб, располагающийся между ними, выполнен менее плотными образованиями самой верхней части первого сейсмокомплекса с относительно низкими значениями акустической жесткости (менее $2,2\cdot10^s$ г/см $^2\cdot c$) и соответственно резким ослаблением амплитуд отраженных от дна волн. Последнее свидетель-

ствует о большей диспергированности осадочного материала, значительной удаленности от источников сноса и об уменьшении гранулометрического состава отложений с запада на восток.

Такого же типа осадки отмечаются и в приразломной зоне с востока на участке 60—65 км. Судя по физическим параметрам и небольшим примазкам к образцам пород,—это алеврито-глинистые или четвертичного и современного генезиса. Мощность их невелика и не превышает 200 м.

Далее к востоку по материалам НСП устанавливается отсутствие хорошо стратифицированных осадочных отложений. По данным МПВ, в верхней части разреза наблюдаются более высокие скорости (до $V_{\rm r}=2.6~{\rm km/c}$). Преломляющие границы с $V_{\rm r}=3.4~{\rm km/c}$ и $V_{\rm r}=5.7-5.9~{\rm km/c}$ свидетельствуют о наличии в разрезе двух разнородных сейсмокомплексов. О вещественном составе их можно судить по данным драгирования на станции 7, расположенной на глубине 4200 м вблизи 100 км профиля VII. Комплексы сверху вниз представлены: 1. Толщей плотных зеленовато-серых алевролитов, туфоалевролитов, реже песчаников и алевропесчаников, зачастую с обильной примесью эффузивного переотложенного материала. По составу в обломочной фракции преобладают компоненты вулканического происхождения. 2. Алевритистые туфоаргиллиты, туфопесчаники, с глинистым, реже хлорит-глинистым цементом. В породах часты включения гравийного и грубозернистого материала, туфов и эффузивных пород.

Ниже, вероятно, залегают брекчированные породы, в которых кроме обломков осадочных пород и пемзы содержатся обломки пироксеновых и пироксен-роговообманковых андезитов, редко кварцевых диоритов и анальцимовых трахидолеритов. Частично, прослоями встречаются доломитизированные аргиллиты и пемзы.

Комплексы подстилаются толщей андезитов, формирующих вулканогенный фундамент осадочной толщи. Их можно сопоставлять с неогеновыми андезитами островной дуги, слагающими самую верхнюю часть обнажающихся изверженных пород [3].

Установление в глубоководной части желоба Тонга (9150—9400 м) ультраосновных пород и базальтов [11], базальтов и туфов и полученные нами данные об андезитах фундамента согласуется с предположением о длительности вулканогенного этапа развития хребта Тонга задолго до раннеэоценового времени [7, 8].

2. Океаническая зона

Параметрический профиль IV (см. рис. 2) на океаническом склоне желоба пройден через гору Осборн, входящую в подводный хребет Лоусвилл. На западном склоне этой горы (0-25 км) осадки небольшой мощности, по данным НСП, отмечаются на участках выровненных террас (уступов), сохраняя примерно ту же мощность, что и в осевой части желоба (до 600 м). Характерной чертой слоистости этой толщи является слабый наклон отражающих границ на запад оси желоба. Акустическая жесткость дна, определенная здесь по амплитудам отражений, составляет $1.9-2.0\cdot10^5$ г/см $^2\cdot$ с, что указывает на неуплотненный состав рыхлых осадков. Фундаментом, на котором сформировался этот слой, служит комплекс, возможно, дислоцированных пород, внутри которого протяженных отражающих площадок здесь не зарегистрировано.

На плоской вершине горы Осборн мощность слоистых осадков несколько больше, чем у подножия ее западного склона. Наклон отражающих площадок в сторону оси желоба регистрируется более четко и на дно выходят, по-видимому, с запада на восток все более глубокие горизонты слоя. Акустическая жесткость дна возрастает с запада на восток от 2,7·10⁵ до 3,5·10⁵ г/см²·с, что отражает факт залегания более плотных пород в нижней части толши.

Восточный склон горы переходит в слабонаклонную в сторону океана поверхность. Мощность осадков возрастает до 1,0—1,5 км и состоит по

крайней мере из трех толщ, четко разделяющихся по акустическим и морфологическим свойствам. Верхний сейсмоакустический комплекс мощностью 200-300 м хорошо расслоен, отражающие площадки залегают конформно с дном. Акустическая жесткость дна 1,9—2,0·10⁵ г/см²·с. Скорость упругих волн в нем, по данным МПВ, составляет 1,5—1,8 км/с. Ниже залегает комплекс пород, который имеет более сложную внутреннюю структуру, что выражается в меньшей протяженности отражающих границ и их неконформности к вышележащим. Скорость упругих волн в этом слое 2,5-2,7 км/с. Подошва этого комплекса контролируется преломляющим горизонтом с $V_r = 3.8 - 4.1$ км/с. Отражения от границ в верхней части этой толщи зарегистрированы только на одном участке профиля (80—90 км). Не исключено в связи с этим, что указанная выше преломляющая граница совпадает и здесь с таким же, как и на приостровном склоне, «акустически прозрачным» слоем. Подошвой последнего служит преломляющая граница с V_r = 6,0 км/с. В целом на профиле IV выделенные сейсмокомплексы по динамическим параметрам записи на лентах НСП различаются слабо. Наиболее четкой отражающей границей, тем не менее, служит подошва первого сейсмокомплекса.

Геологическая (вещественная) характеристика выделенных сейсмических толщ для профиля IV может быть выполнена по результатам проведенного драгирования горы Осборн (станции 3, 4, 5), основания океанического склона желоба (станция 11) и по данным скважины 204 [9].

Осадочные породы горы Осборн представлены туфопесчаниками, туффитами, туфами с редкими мелкими включениями пемз, измененных основных эффузивов. Подстилающие их эффузивы представлены трахибазальтами, которые по химическому составу, в частности высокому содержанию титана, отнесены к океаническим образованиям.

Вблизи основания желоба подняты вулканогенно-осадочные породы и оливин-пироксеновые и оливиновые меланократовые базальты, по минералогическому и химическому составу относящиеся к океаническим толеитам.

Сопоставляя сейсмические и геологические данные, можно сделать вывод о том, что на вершине горы Осборн развит второй сейсмический комплекс, осадочные образования которого представлены песчано-туфогенно-карбонатными породами, поднятыми на станции 3. Третий сейсмокомплекс может быть отождествлен с породами, широко представленными на станции 4,— лавобрекчиями, обломками андезитов и т. д. Фундаментом осадочного чехла, контролируемого здесь преломляющей границей с V_r =6,0 км/с, служит, по-видимому, кровля гетерогенной толщи, которая сложена в основном базальтами, поднятыми при драгировании у подножия горы Осборн, вблизи оси желоба на станциях 5, 6 и 11.

По данным скв. 204 [9], первый сейсмокомплекс (см. рис. 2—ГІІ) представлен переслаиванием сравнительно плотных глин, пепловых туфов, глинистого алевролита, витрокластических туфов и т. д., которые характеризуются скоростями 1,5 км/с, плотностью 1,36 г/см³ и имеют четвертичный— верхненеогеновый возраст. Акустическая жесткость дна, видимо, не превышает 1,8—2,0·10⁵ г/см²·с. Сходный набор поднят при драгировании на станциях 3, 7, 6, 11, что может свидетельствовать о близком составе первого слоя в целом по площади полигона.

Последнее подтверждается как значениями пластовых скоростей в слое (1,6—1,8 км/с), акустической жесткостью (1,9—2,0 г/см²·с) дна (кровли слоя), так и определениями возраста по микрофауне (плиоценчетвертичный) рыхлых осадков, изученных на профиле IV драгированием и сейсмическими методами. Если это так, то залегающий ниже второй сейсмокомплекс, пластовые скорости (2,5—2,7 км/с) в котором близки к таковым в скв. 204 для сопоставимых по составу геологических образований, а характер сейсмической записи на лентах НСП, тождественный таковому вблизи скважины (см. рис. 2, IV, ГІІ), скорее всего имеет возраст не моложе верхнего мела.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сейсмическими исследованиями на полигоне (рис. 3) охвачена зона южного окончания желоба Тонга и северного — желоба Кермадек с прилегающими участками восточного борта впадины Лау, подводного хребта Тонга — Кермадек, островного склона и его ступени, осевой части желоба, океанического склона и плато. Ниже дается краткая характеристика указанных морфологических элементов.

Впадина Лау хорошо выражена на западных участках профилей Г10, Г16, Г15 (см. рис. 3). Ее склон и дно интенсивно расчленены нарушениями, которые четко следятся в значительной по мощности (до 1,7 с) толще осадков. На Г16 (30—40 км) в разрезе осадочных отложений располагается вулканическое сооружение, к западу от которого наблюдается серия уступов, следующих через 3—5 км и формирующих перепады в рельефе дна высотой до 0,5 км.

Подошва осадков (кровля третьего сейсмокомплекса) в рисунке записи НСП выражена слабо, ее можно лишь условно наметить по зоне коротких отражающих границ и вершин дифрагированных волн, которые заметны на некоторых участках профилей: Г10 (15—45 км), Г15 (250—280 км). В разрезе осадочной толщи можно выделить две пачки слоистых отложений (см. рис. 3, профиль Г10, 5—40 км), которые могут быть сопоставлены с первым и вторым сейсмоакустическими комплексами.

Восточнее впадина Лау переходит в **хребет Тонга**, южные отроги которого зафиксированы на профилях Г10, Г16, Г15 в виде валообразного поднятия с поперечными размерами 40—60 км. Наименьшая глубина его (0,35 км) отмечена на 160 км профиля I (рис. 3, б). Практически ненарушенная зона протяженностью 30—40 км наблюдается в районе пересечения профилей I и Г16. В рисунке записи НСП этой зоны выделяются по крайней мере две пачки отражений.

Первая рисуется серией хорошо коррелируемых высокочастотных отражающих горизонтов. Общая мощность ее до 0,3—0,5 с (300—500 м). Фазовая корреляция отражений возможна здесь на десятки километров; внутри нее выделяется ряд горизонтов с повышенной отражающей способностью. Толща осадков, рисуемая этой пачкой отражений, отвечает скорее всего первому сейсмокомплексу.

Вторая пачка отражений более низкочастотная. Фазовая корреляция их несколько хуже (до 10 км). Мощность этой пачки такая же, как и первой. Толща осадков, как и во впадине Лау, не имеет четко выраженной подошвы. По данным параметрического профиля VII (см. рис. 2), она скорее всего отвечает границе с $V_r = 2.9 - 3.5$ км/с.

В целом рассматриваемые отроги хребта Тонга изобилуют множеством тектонических нарушений, прослеживающихся как вдоль, так и вкрест простирания основной структуры. В зонах нарушений корреляция отражающих горизонтов затрудняется. Перепады в рельефе дна достигают 0.25—0.3 км.

Восточный склон хребта Тонга (островной склон) сравнительно круто погружается к ступени, расположенной на глубине 3—4 км. В верхней части склона (см. рис. 3, А: Г10, 15—25 км; Г15, 190—200 км) наблюдается срезание слоистой толщи, слагающей купол поднятия. В пределах наиболее крутых участков склона осадков, по данным НСП, не зафиксировано. Высота склона в южном направлении сокращается. На траверзе северной оконечности желоба Кермадек он практически выполаживается до уровня ступени (см. рис. 3, А: Г21, 0—10 км; Г19, 50—20 км).

Рельеф ступени в пределах системы хребет — желоб Тонга имеет весьма сложную форму. Ступень расчленена долиной, глубина вреза которой достигает 2 км. Малые формы рельефа в виде горных цепей, уступов, холмов, вулканических построек дополняют эту картину.

В пределах системы хребет — желоб Кермадек рельеф ступени имеет более спокойный характер.

Осевая часть желобов Тонга — Кермадек имеет несколько характерных особенностей. Ни на одном из профилей НСП (см. рис. 3, A) нет

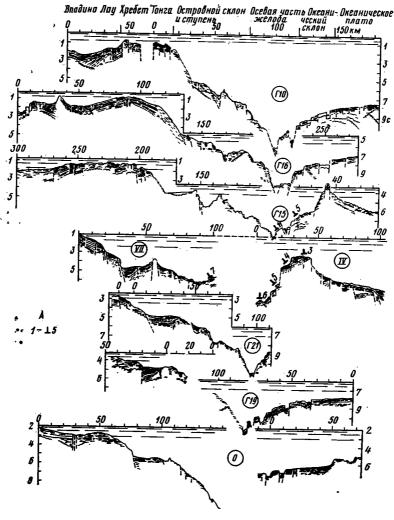


Рис. 3 (A)

даже видимого поддвига одной из плит под другую, присущего, например, Курило-Камчатскому и Японскому желобам, который выражается там прежде всего в резком погружении под осевую зону и приостровной склон кровли второго океанического слоя и формированием на его поверхности осадочно-вулканогенной толщи [2, 10]. Другими словами, так называемая аккреционная зона желобов в классическом ее понимании здесь скорее всего отсутствует. По обе стороны от оси, по сейсмическим и геологическим данным, наблюдается сходство в строении как первого, так и второго сейсмоакустических комплексов. Осевой блок желобов Тонга — Кермадек представляет собой узкую линейную зону грабенообразного прогибания, которая обусловлена развитием здесь продольных систем разломов, свидетельствующих о преимущественно растягивающих напряжениях. Амплитуда опускания увеличивается с удалением от зоны сочленения желобов Тонга и Кермадек с 0,5 (Г15) до 1,5-2,0 км (Г19, Г10). В их осевой части со стороны островного склона прослеживается небольшой участок ровного дна -2-5 км, представляющего собой поверхность осадочного слоя — кровлю первого сейсмоакустического комплекса, который заполняет узкие расщелины. С океанической стороны также по линейным разломам развивается вторая осевая зона желобов, максимум на 0,5 км мельче первого. Между этими зонами выделяется узкий хребет с амплитудой до 0,5—0,8 км, вершина которого также перекрыта осадками первого комплекса, по составу близкого к таковому на обоих склонах желобов (станции драгирования 7, 6, 11, 5).

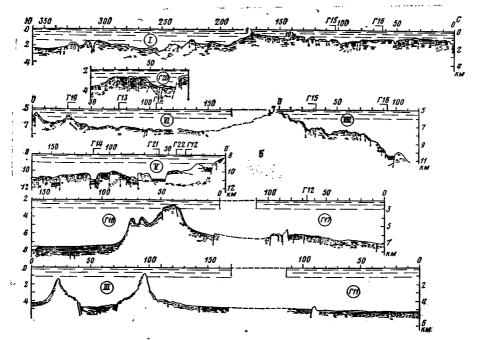


Рис. 3. Блоки разрезов НСП, выполненные вкрест (A) и вдоль (Б) простирания основных структурных элементов системы дуга — желоб. I — станции драгирования

В тех случаях, когда океанический склон не осложнен выступами дна типа горы Осборн, наблюдается правильная V-образная форма склонов желоба, часто маскирующаяся развитыми здесь террассовидными уступами и локальными структурами горст-грабенного типа, что было и ранее отмечено для желоба Тонга [5]. Крутизна склонов может достигать $20-25^{\circ}$.

Океаническое плато, почти не подверженное нарушениям (см. рис. 3, профили Γ 11, Γ 17, Γ 10 (150—225 км) и Γ 12 (0—35 км), Γ 11 (110—175 км), Γ 1 (15—50 км), Γ 19 (0—50 км), Γ 18 (100—159 км), Γ 14 (65—87 км) и Γ 11 (40—75 км)), характеризуется наличием в разрезе по крайней мере трех сейсмокомплексов, аналогичных описанным выше по профилю Γ 100 км.

Первый комплекс пород может быть отнесен к так называемому первому океаническому слою. Однако здесь он имеет несколько необычный вид. Вместо привычного полупрозрачного слоя, регистрируемого в районе северо-западных желобов [2, 10], мы имеем здесь сравнимую по интенсивности, хорошо коррелируемую пачку плоскопараллельных отражающих горизонтов. Фазовая корреляция возможна на десятки километров. Мощность слоя составляет от 0,3 до 0,7 с двойного времени пробега волн (100—600 м).

Выделяемый нами второй сейсмокомплекс по своим характеристикам близок к переходному океаническому слою. Он выделяется, как обычно, повышенной интенсивностью, меньшей протяженностью фазовой корреляции и пониженной частотой. Мощность слоя составляет от 0,2—0,3 до 0,8 (300—1000 м).

Наибольшую трудность представляет выделение третьего сейсмокомплекса, который может быть отождествлен со вторым океаническим слоем. На некоторых участках профилей Γ 18 (100—140 км), Γ 10 (150—180 км) в интервале 0,7—1,0 с его можно выделить только по групповой корреляции коротких отражающих площадок, либо по вершинам дифрагированных волн. Во всех же остальных случаях наблюдается постепенное ослабление сейсмической записи и исчезновение слоистости. Возможно, так проявляется свойство «резкости» поверхности, связанной с подошвой слоистых осадков, которая контролируется здесь преломляющей границей с V_r = 3,8—4,1 км/с (см. рис. 2, IV).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В зоне сочленения желобов Тонга и Кермадек на океаническом склоне возвышается гора Осборн, входящая в состав хребта Лоусвилл, который отчетливо прослеживается в виде цепочки подводных гор и выступов дна на профилях НСП, пройденных согласно с простиранием желобов (см. рис. 3, Б). Почти на всех профилях в разрезе вершин и склонов горотсутствуют слои первого сейсмокомплекса. При подходе к горному массиву со стороны океана наблюдается его дробление и замещение на поверхности дна переходным слоем (второй сейсмокомплекс). На склонах хребта в районах дробления переходного слоя (на глубинах 0,6—0,7 с от дна) регистрируется фронт отражений, представленный короткими площадками и вершинами дифрагированных волн, что характерно для третьего сейсмокомплекса (второго океанического слоя). Последний слагает плоские вершины горного массива, перекрытые незначительной толщей осадочных отложений переходного слоя, и обнажается местами на поверхности. На профилях V и VIII, заданных непосредственно на осях желобов (см. рис. 3, Б), погруженная часть хребта Лоусвилл обрисовывается валообразным поднятием с перепадом высот относительноуровня дна желобов на 2,0—2,5 км, т. е. не менее тех амплитуд, которые характерны для хребта в целом по отношению к гипсометрическому уровню дна океана. На профиле І, который пройден вдоль оси хребта Тонга, западное продолжение хребта выражено широкой, относительно приподнятой зоной (амплитуда 300—500 м) на 120—180 км рис. 3, Б).

Таким образом, особенности строения зоны сочленения желобов Тонга — Кермадек определяются, по-видимому, характером взаимоотношений структур желобов и подводным хребтом Лоусвилл.

Профиль НСП Г15 (см. рис. 3, А), пройденный вблизи оси этого хреб-

та, показывает, что структура желоба скорее всего наложенная.

По мнению У. Бриана [9], хребет Лоусвилл может рассматриваться как старая островная дуга, которая служила источником сноса для близлежащих районов. В связи с этим состав первого сейсмоакустического комплекса, по-видимому, может отвечать переотложенным породам второго и третьего сейсмокомплексов, которые в ряде случаев встречены при драгировании в виде галек, окатанных брекчий и т. п.

В свете изложенного геологическое строение зоны сочленения желобов Тонга — Кермадек может быть предварительно сформулировано следующим образом.

В основании разреза здесь залегают пористые базальты, химический состав которых близок к океаническим толеитам, выше — карбонатсодержащие породы станции 3. Учитывая, что последние скв. 204 [9] не вскрыты, можно ожидать, что наиболее вероятное их положение — между немой туфовой толщей и базальтами. Выше залегает турбидитная верхнемеловая толща, представленная широко на станциях 7 и 11, разделенная глубоководным желобом. Очевидно, что заложение желоба в его современном виде могло произойти после формирования этих толщ, т. е. после верхнего мела.

Для всего периода формирования толщ характерен интенсивный вулканизм, в неоген-четвертичное время сопровождавшийся многочисленными выбросами пемзы.

Идентичность андезитового состава вулканических пород, поднятых при драгировании по обе стороны желобов, позволяет предположить, что развитие вулканизма вдоль оси хребта Лоусвилл и близлежащих участков желобов шло вдоль разломов северо-западного простирания в условиях сходства геологического состава пород основания и примерно одинаковой глубины заложения вулканических аппаратов. Обилие в вулканических продуктах пемзы (и туфов) свидетельствует о насыщенности андезитовой лавы летучими компонентами. Бурное выделение летучих (вскипание лавы) могло быть только на небольших глубинах океана. В свою очередь андезитовый вулканизм стал главным фактором, контролирующим осадконакопление в близлежащих окрестностях.

Система разломов, вдоль которой развивался вулканизм и которая контролирует структуру хребта Лоусвилл, является скорее всего северозападной периферией зоны разломов Элтанин [6, 12]. Полученные данные свидетельствуют о несомненном продолжении этой зоны через перешеек между желобами Тонга и Кермадек в пределах островного склона желоба Тонга. Хорошо сохранившийся ненарушенный океанический слой между горным сооружением и желобом Кермадек (Г18, 85—160 км; Г19, 0-50 км; II, 20-60 км), а также со стороны Тонга (Г1, 150-225 км; Г17, 0—80 км) подчеркивает горст-грабеновую тектонику этого района.

Вторая система разломов, формирующая рельеф островного и океанического склонов желобов, четко выявляется по геофизическим данным и расположена ортогонально к первой. Именно эта система определяет современное простирание осей желобов и их кулисообразное сочленение. Основные элементы желобов развернуты друг относительно друга под углом 3—5°, что ранее предполагалось Р. Рейттом с соавторами [14]. Район перекрытия систем расположен между профилями Г16 и Г21 (см. рис. 1 и 3, А).

Результаты проведенных исследований дают основание сделать следующие выводы.

- 1. В зоне сочленения желобов Тонга Кермадек наблюдаются сложные взаимоотношения более древних структур северо-западного простирания, представителем которых является подводный хребет Лоусвилл, и молодых, наложенных, главные из которых сами желоба Тонга и Кермадек и генетически связанные с ними хребты.
- 2. Кулисообразное развитие прилегающих элементов осевых частей желобов и симметричное, грабеновое их обрушение может свидетельствовать о развитии здесь растягивающих тектонических движений в направлении, близком к простиранию желобов. Это направление, а также возможный возраст начала движений (позже верхнего мела) согласуются с мнением Р. Фейрбриджа [4] о заложении желобов Тонга -- Кермадек одновременно с развитием Большого Альпийского сдвига в Новой Зеландии (70 млн. лет).
- 3. В целом структура зоны сочленения желобов Тонга Кермадек неоднородна по простиранию. Имеющиеся на период проведения настоящих исследований материалы и результаты выполненных СахКНИИ работ могут свидетельствовать о различии в развитии геологического строения ее северной, южной и центральной частей.
- 4. В основании разреза у подножия островного склона зоны сочленения желобов отсутствуют ультраосновные породы, подобные тем, что были обнаружены на северном участке дуги Тонга предыдущими работами [15].
- 5. Характерно развитие вулканических пород андезитового состава по обе стороны желоба Тонга. Сходство этих пород позволяет предположить наличие симметрии в развитии вулканизма, одинаковую глубину. заложения вулканических аппаратов, сходство геологического строения кристаллического фундамента.
- 6. Андезитовый вулканизм один из основных факторов, контролирующих осадконакопление в желобе и его обрамлении. Обилие в вулканических продуктах пемз и туфов свидетельствует о насыщенности андезитовой лавы летучими компонентами.

Литература

- 1. Аздейко Г. П., Безруков П. Л., Мурдмаа И. О., Прокопцев Н. Г. Новые данные о составе вулканических пород фундамента островной дуги Тонга.— Докл. АН СССР, 1972, т. 204, № 5, с. 1232—1235.
 2. Васильев Б. И., Жильцов Э. Г., Суворов А. А. Геологическое строение юго-запад-
- ной части Курильской системы дуги желоб. М.: Наука, 1979. 108 с. 3. Кац Г. Р. Континентальные окраины в юго-западной части Тихого океана.— В кн.: Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978, с. 255-274.
- 4. Океанографическая энциклопедия. Л.: Гидрометеоиздат, 1974, с. 123—130. 5. Рейтт Р. У., Фишер Р. И., Мейсон Р. Г. Желоб Тонга.— В кн.: Земная кора. М.: Изд-во иностр. лит., 1957, с. 251-270.

- Barazangi M., Dorman J. World seismisity maps compiled from ESSA, Coast and Geodetic Survey, epicenter data, 1961—1967.— Seismol. Soc. Amer. Bull., 1969, v. 59, p. 369-380.
- p. 369—380.

 7. Bryan W. B., Stice G. D., Ewart A. Geology, petrography and geochemistry of the volcanic islands of Tonga.—J. Geophys. Res., 1972, v. 77, № 8, p. 1566—1585.

 8. Ewart A., Bryan W. B. Petrography and geochemistry of the igneous rocks from Eua, Tongan Islands.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, v. 83, № 11, p. 3281—3298.

 9. Initial Report of the Deep Sea Drilling Project, XXI, Washington, 1973.
- 10. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, LVI, LVII, P. 1, 1980.
- Interest Reports of the Deep Sea Drilling Project, LVI, LVII, P. 1, 1980.
 Fisher R. L., Engel C. E. Ultramafic and Basaltic rocks dredged from the nearshore-flank of the Tonga Trench.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1969, v. 80, p. 1373—1378.
 Hayes D. E., Ewing M. The Louisville Ridge A possible extension of the Eltaning Fracture. Zone in Reid J. L. et al., Antarctic Oceanology I, Amer. Geophys. Union, 1968, p. 223—228.
- 13. Kroenke L., Tongilava S. L. A structural interpretation of two reflection profiles across the Tonga arc. South Pacific Marine Geological Notes. CCOP—SOPAC ESCAP. Suva,
- No 2, p. 15.

 14. Raitt R. W. Seismic-refraction Studies of the Pacific Ocean basin.—Bull. Geol. Soc.
- Amer., 1956, v. 67, p. 1623—1640.

 15. Shor G. G., Kirk H. R., Menard H. W. Crustal structure of Melanesian area.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, № 11, p. 2526—2568.

СахКНИИ ДВНЦ АН СССР Новоалександровск

Поступила в редакцию 12.X.1981

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Журнал «Геотектоника» освещает общие и региональные геоструктурные закономерности, механизмы, природу тектонических деформаций, типы и историю тектонических движений, связи тектоники и магматизма, а также связи тектоники и полезных ископаемых.

Редакция журнала «Геотектоника» просит авторов при оформлении для печати

статей соблюдать следующие обязательные правила.

1. Работа должна быть представлена в окончательно подготовленном для печати виде и иметь соответствующую документацию.

2. Объем статей, как правило, не должен превышать авторского листа (24 стр.

машинописного текста), кратких сообщений — 6 стр. машинописного текста.

3. Рукопись печатается на машинке с нормальным шрифтом, через два интервала с оставлением полей с левой стороны (3—4 см). Страницы рукописи должны быть пронумерованы, включая таблицы. Рукописи, рисунки и фотографии представляются в двух экземплярах.

4. В конце статьи приводится полное название учреждения, где была выполнена

работа, город, в котором оно находится, адрес автора.

5. Все формулы вписываются чернилами или тушью. Тексты, приводимые в иностранной транскрипции, печатаются на машинке с латинским шрифтом. Необходимо тщательно писать индекс и показатели степени, делать четкое различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая прописные двумя черточками снизу, строчные — сверху; правильно вписывать сходные по написанию буквы как русские, так и латинские: h и n, g и q, I и j и др., а также делать четкое различие между O (большим), о (малым) и 0 (нулем).

Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие - красным каран-

дашом.

6. Все упоминаемые в статьях величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным измерениям.

7. Цитируемая литература дается в конце статьи по алфавиту: сначала — русско-

му, затем — латинскому, литература должна быть пронумерована.

В списке литературы приводятся следующие данные: фамилия и инициалы авторов, далее для журналов — название статьи и журнала (в принятом сокращении), том, выпуск, год издания, страницы, для книг — название работы, изд-во, место и год издания, количество страниц.

8. Ссылки на литературу в тексте даются в квадратных скобках, где указывается

номер.

- 9. Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции (в скобках — в иностранной). В русской транскрипции даются и названия зарубежных географических пунктов.
- 10. Все иллюстрации, приложенные к рукописи, должны быть пронумерованы, на обороте каждой из них надписывается фамилия автора, название статьи, в случае необходимости указывается верх и низ. Все обозначения на рисунках необходимо разъяснить в подписях. Список подрисуночных подписей прилагается на отдельном листе. Места размещения рисунков, таблиц должны быть указаны на полях, а в тексте обязательны ссылки на них.
- 11. Все рисунки, карты должны быть четко выполнены и пригодны для окончательного перечерчивания с обязательным приложением всех условных знаков, имеющихся на рисунке. Карты должны иметь минимальное количество названий различных пунктов, необходимых для понимания текста. Чертежи могут представляться в различном масштабе, но с указанием автора о возможном максимальном их уменьшении.

12. Иллюстрирование статей рисунками допускается лишь в полном соответствии

с текстом. Максимальное количество — 5-6 рис. на авторский лист.

13. К статье должна быть приложена аннотация (до 1 стр. машинописного текста в двух экземплярах).

14. Редакция сохраняет за собой право сокращать статьи и подвергать их правке,

а также возвращать статьи в случае несоблюдения приведенных выше правил.

15. Корректура статьи авторам не высылается. В подготовленном к набору (отредактированном и перепечатанном) оригинале статьи нужно тщательно проверить текст и рисунки. Все исправления и дополнения делать только простым карандашом.

16. Проверенный текст статьи и рисунков подписать карандашом «в печать»: в

тексте — в конце статьи, на рисунках — на обороте. 17. По выходе статьи в свет автор получает 25 оттисков.

Редакционная коллегия

В. В. БЕЛОУСОВ, Р. Г. ГАРЕЦКИЙ, Ю. А. КОСЫГИН, Л. И. КРАСНЫЙ, П. Н. КРОПОТКИН, И. В. ЛУЧИЦКИЙ, М. С. МАРКОВ (ответственный секретарь), Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ, А. А. МОССАКОВСКИЙ, А. В. ПЕЙВЕ, Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ (зам. главного редактора), В. Е. ХАИН, Н. А. ШТРЕЙС

Адрес редакции

109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, Геологический институт АН СССР Телефон 233-00-47, доб. 3-77 Зав. редакцией Б. Д. Гриль

Технический редактор Е. А. Проценко

В магазинах «Академкнига»

имеются в продаже:

Интерпретация данных сейсмологии и неотектоники. Вычислительная сейсмология. Вып. 8. 1975. 192 с. 1 р. 24 к.

Сборник посвящен применению современной математики и электронно-вычислительных машин к анализу геолого-геофизических данных. Рассматривается совместный анализ данных сейсмологии и неотектоники при оценке сейсмического риска и прогнозе места сильных землетрясений.

Издание рассчитано на сейсмологов.

Теория и анализ сейсмологических наблюдений. 1979. 191 с. 2 р. 50 к.

Сборник посвящен применению современных математических методов и ЭВМ к решению задач сейсмологии и смежных дисциплин. Описаны результаты поиска предвестников землетрясений и опытного долгосрочного прогноза в нескольких регионах. Продолжен цикл работ по применению алгоритмов распознавания к выявлению мест, где возможны сильные землетрясения. Определяется строение Земли по объемным и поверхностным волнам, проводится расчет теоретических сейсмограмм.

Книга представляет интерес для специалистов в области глобальной и региональной сейсмологии, геотектоники, автоматизации геофизиче-

ских наблюдений и сейсморазведки.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов «Книга — почтой» «Академкнига»:

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»