

# Модели несоосного деформирования в структурном анализе складчатости Украинских Карпат

© В. В. Гончар, 2018

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

Поступила 15 ноября 2017 г.

Виконано структурний аналіз і реконструкцію складчатості Українських (флішових) Карпат за матеріалами (розрізами) середньомасштабних геологічних знімачів. Застосовано методичні розробки в рамках теорії вигину і неспіввісності течії. За допомогою моделювання асиметричної складчатості показано, що ефективним методом діагностики є повернення складок у проміжний деформований стан за допомогою зняття неспіввісності течії і статистичного пошуку найімовірнішого орієнтування осі стиснення. Визначено умови виникнення карпатських структур, які можуть бути наслідком як поздовжньо-поперечного вигину, так і горизонтальної неспіввісності течії, накладеної на початково симетричний або асиметричний вигин складок. У рамках моделей неспіввісності деформування встановлено нахил осі стиснення й інтенсивність деформування, що привело в підсумку до спостережуваних складчастих форм, показано специфікацію складок із різних структурно-фаціальних зон Карпат за ступенем стислості та асиметрії, наведено їх генетичне тлумачення.

**Ключові слова:** Українські Карпати, складчастість, поздовжньо-поперечний вигин, неспіввісність течії, моделювання, реконструкція.

**Введение.** Надежно установленный (к концу 80-х годов прошлого века) общий чешуйчато-надвиговый стиль тектонического строения Украинских (флишевых) Карпат (УК) [Тектоника Украины, 1988] позволил в дальнейшем сосредоточиться на разработке моделей аккреционного тектогенеза [Паталаха и др., 1995; Гнилко, 2011; Гончар, 2012]. Предлагаемая статья, как к обратной стороне медали, обращена к проблеме складчатости УК, т. е. установлению связей между моноклиальной чешуйчатой структурой и внутренним деформационным строением отдельных зон, основную ткань которых составляют асимметричные складки. Возникающие при этом задачи тесно переплете-

ны с практикой палинспастических реконструкций УК [Паталаха и др., 2003; Накапелюх, Бубняк, 2013; Бубняк та ін., 2014; Гинтов и др., 2014]. Попытаемся обосновать механизмы, приведшие к формированию наблюдаемой складчатой структуры вдоль некоторых пересечений, используя для анализа методические разработки в рамках теорий продольно-поперечного изгиба и несоосного течения, ранее развивавшиеся как самостоятельные [Гончар, 2001, 2008]. Так как реконструкции, основанные на складчатой структуре, дают возможность использовать складки как тензодатчики [Паталаха и др., 1974], параллельно будут определяться тензорные характеристики деформации. С учетом

внешне однообразного стиля строения УК внимание уделяется также выработке приемов формально-классификационного изучения складчатых структур.

**Асимметричные складки, их моделирование и реконструкция в рамках теорий изгиба и несоосного течения.** Симметричные и асимметричные складки разделяются согласно ориентировке осевой поверхности относительно горизонтали [Ажгирей, 1966; Никола, 1992]: симметричными называются складки с вертикальной осевой поверхностью, одинаковыми наклоном и длиной крыльев; соответственно асимметричные складки обладают наклонной осевой поверхностью и разными наклоном и длиной крыльев. Следует добавить, что асимметричные складки, как правило, имеют разную мощность вдоль оси и на крыльях, вторично приобретенную в ходе пластического течения. Согласно предпосылкам механики деформируемых тел [Теркот, Шуберт, 1985], симметричные вертикальные складки следует рассматривать как результат горизонтального (продольного) сжатия горизонтально же залегающих слоев. В противоположность этому механизм образования асимметричной складчатости из исходно горизонтальных слоев логично объяснять более общим состоянием несоосности слоя и действующей сжимающей силы.

Первоначально теоретические основы и методика использования складок как тензодатчиков деформированной толщи разработаны Е. И. Паталахой, А. В. Смирновым и А. И. Поляковым [Паталаха и др., 1974]. В качестве механизма складкообразования ими была взята за основу обстановка продольного сжатия компетентного слоя, когда за его упругим изгибом следовало пластическое деформирование (течение). Складки, испытавшие такое течение, приобретают увеличенную мощность в замках и относительно уменьшенную на крыльях. Были установлены зависимости между сжатостью складок, изменениями мощности, с одной стороны, и тензором деформации, с другой. С их помощью по структурным признакам мож-

но определять величины деформации, выделяя их упругую и пластическую составляющие. Остаются ли верными эти соотношения и для складок, чья форма отклоняется от свойств симметрии? И другой вопрос: какую методику следует применить в случае асимметричных складок, если построения в рамках симметричного приближения не действуют? Ответы будем искать, начав с моделирования.

Складки продольно-поперечного изгиба. Численно можно показать [Гончар, 2008], что асимметричные складки, наблюдаемые в пределах складчатых поясов и краевых прогибов, могут быть следствием упругого изгиба в условиях взбросо-надвиговых перемещений, когда изгиб развивается в обстановке наклонных относительно слоя сжимающих сил — так называемый продольно-поперечный изгиб [Попов, 1986]. Для расчета изгибных кривых применяется метод эллиптических интегралов. В его рамках уравнения координат точек изгибаемой упругой полоски имеют вид [Попов, 1986]

$$\frac{x'}{l} = \frac{2(E(\varphi) - E(\varphi_0))}{b} - \frac{s}{l}, \quad (1)$$

$$\frac{y'}{l} = \frac{2k(\cos \varphi_0 - \cos \varphi)}{b}, \quad (2)$$

где  $F(\varphi)$ ,  $E(\varphi)$  — эллиптические интегралы первого и второго рода,  $s = \frac{F(\varphi) - F(\varphi_0)}{b}$  — расстояние вдоль кривой  $l$ ,  $b = 3F(\varphi_1) - F(\varphi_0)$  — силовой коэффициент ( $\varphi_0, \varphi_1$  — значения эллиптической амплитуды в начальной и конечной точках),  $k = \sin \alpha$  — модуль эллиптического интеграла, определяемый угловым параметром  $\alpha$  (рис. 1, а). Сжатие складки определяется отношением базы ( $bs$ ) к длине изгибаемого слоя  $l$ :

$$d_b = \frac{bs}{l} = \frac{\sin \alpha}{\sin(\alpha + \theta)}, \quad (3)$$

где  $\alpha$  и  $\theta$  — углы наклона зоны сдвига и базы соответственно.

Складки с разной степенью асимметрии — от открытых флексур до близких к симметричным — обладают характерной для изгибных форм неизменной мощностью слоя. В модели степень асимметрии зависит от наклона плоскости гипотетического разлома, на которую "опирается" изгибаемый слой [Гончар, 2008]. В поле диаграммы, описывающей серии складок, можно представить два крайних случая их развития: при стабильном наклоне разлома и ориентированной изгибающей силе (рис. 1, б). В первом варианте наклон сжимающей силы увеличивается от субгоризонтального и эволюция складки прослеживается от начальных

слабодеформированных и квазисимметричных форм к все более асимметричным и сжатым. Напротив, если зафиксировать наклон вектора силы, то сначала формируются сильно асимметричные флексуроподобные складки, эволюционирующие по мере нарастания деформации к слабо асимметричным сжатым формам. Наклон виртуального разлома при этом изменяется от крутого до пологого, близкого к нулевому. Дальнейшая эволюция асимметричных складок связана с переходом от упругого изгибного деформирования к пластическому течению, когда мощность слоя изменяется в замке и на крыльях в соответствии с ориентировкой оси главного нормального напряжения на границе объема, вследствие чего складка из категории концентрической переходит в категорию подобной.

Проблем реконструкции при рассмотрении асимметричных изгибных складок не возникает, если ставится задача определения степени горизонтального сокращения и связанных со складчатостью надвиговых перемещений. Тогда может использоваться выравнивание слоя до горизонтального состояния. Также может применяться диаграмма, связывающая параметры упругого изгиба и сжатия складки (см. рис. 1, б). Основные трудности обусловлены расшифровкой наложенной пластической деформации. В случае симметричной вертикальной складчатости задача облегчается соосностью тензоров напряжений и деформаций (отсутствием вращательной деформации в объеме), так что проследить связь между пластической деформацией и формой складки можно аналитическими методами [Паталаха и др., 1974]. Что касается асимметричных структур с признаками пластического течения, то здесь реконструкция подразумевает использование величин не только сжатия, но и угла вращения (сдвига) в объеме.

Можно существенно облегчить задачу, если априорно конкретизировать обстановку пластического течения, исходя из разумных допущений. В складчатых поясах, где не действуют высокие темпера-

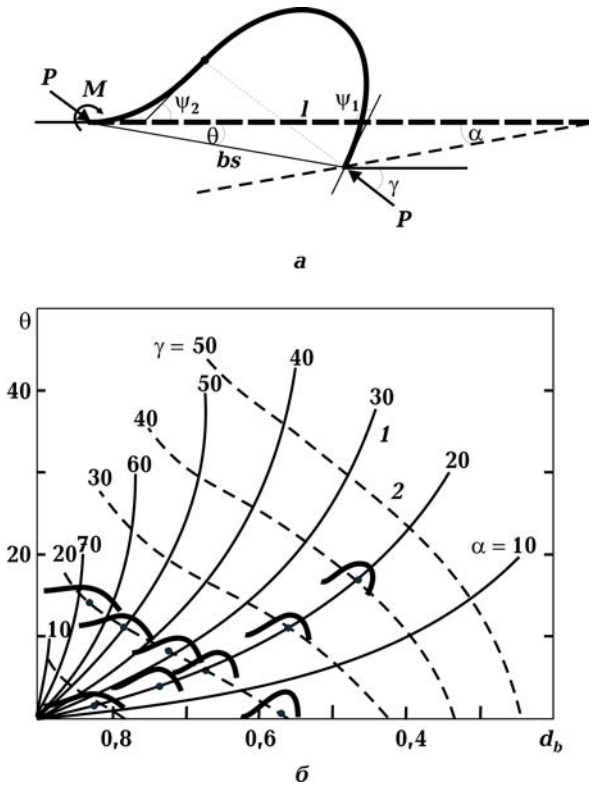


Рис. 1. Модель складчатости продольно-поперечного изгиба: а — расчетная схема продольно-поперечного изгиба тонкого стержня [Попов, 1986]; стрелками показано направление сжимающей силы  $P$  на концах стержня,  $M$  — момент на закрепленном конце (см. пояснения в тексте); б — базовая диаграмма, связывающая продольно-поперечный изгиб с углами наклона надвиговой зоны ( $\alpha$ ) и сжимающей силы ( $\gamma$ ) в координатах сжатия складки ( $d_b$ ) и углов наклона базы ( $\theta$ ) [Гончар, 2008]. Показаны изгибные формы для  $\alpha = 20^\circ$  и  $\gamma = 20^\circ$ ; 1—2 — траектории складок с постоянными величинами  $\alpha$  и  $\gamma$ .

туры и давления (приповерхностные условия), течение развивается наиболее упорядоченно [Паталаха, 1985] (за исключением подводно-оползневых движений, явлений диапиризма и меланжа). Наличие субгоризонтальных границ различной природы: напластование пород, поверхность фундамента осадочной толщи, реологические границы, связанные с вертикальными температурными градиентами, с одной стороны, с другой — примат горизонтальных движений при орогенезе складчатых поясов, все это благоприятствует условию развития обстановки общего несоосного течения с (суб)горизонтальными границами [Гончар, 2001; Паталаха и др., 2003].

Развитие асимметричной складчатости в обстановке общего несоосного течения и методика реконструкции. Общее несоосное течение означает совмещение обстановок простого и чистого сдвигов (рис. 2, а). В его процессе происходит прогрессивное вращение эллипсоида деформации, так что главные оси тензоров конечной деформации и напряжений не совпадают. Применение модели несоосного течения базируется на соотношениях, связывающих параметры тензоров конечной деформации, скорости деформации и напряжений [McKenzie, 1979; Weijermars, Poliakov, 1993; Гончар, 2001]. Основное предназначение метода, использующего модель несоосного течения, — определение составляющих тензора деформации и восстановление, таким образом, характеристик обстановки, связанной с условиями пластичного деформирования, а также создание количественной базы для палинспастических реконструкций [Паталаха и др., 2003]. Одна из возможностей данного подхода — реконструкция положения осей тензора напряжений, действовавшего на вязкопластическом этапе деформирования.

Приведем еще раз основные соотношения для тензора конечной деформации при горизонтальном несоосном течении:

$$F = \begin{vmatrix} f_{11} & f_{12} \\ 0 & f_{22} \end{vmatrix}, \quad (4)$$

$$f_{11} = e^{\dot{\epsilon}t \cos \beta}, \quad (4a)$$

$$f_{12} = 2\dot{\epsilon}t \sin 2\beta, \quad (4б)$$

$$f_{22} = f_{11}^{-1},$$

где  $f_{11}$ ,  $f_{12}$ ,  $f_{22}$  — горизонтальные нормальная и сдвиговая, вертикальная нормальная составляющие тензора деформации,  $\dot{\epsilon}$  — скорость деформации,  $t$  — время,  $\beta$  — угол наклона оси сжатия тензора напряжений. Горизонтальная составляющая  $f_{11}$  определяет величину горизонтального сокращения  $d_f$  первоначального объекта (складки) на этапе течения.

Угол сдвига (скашивания первоначально вертикальной линии) определяется из произведения нормальной и сдвиговой составляющих тензора

$$sh = \arctg ( f_{11} \cdot f_{12} ). \quad (5)$$

Деформация удлинения эллипса равна

$$\lambda = \sqrt{\frac{2}{R - \sqrt{R^2 - 4}}}, \quad (6)$$

где  $R = d^2 + d^{-2} + \operatorname{tg}^2(\delta)$ ,  $\delta = \arctg ( f_{12} )$ ,  $\delta$  — угловой параметр (чистое вращение, не путать с (5)).

Наложение деформации несоосного горизонтального течения на симметричную изгибную складку переводит ее в несимметричную. На рис. 2, б, I и II показан результат несоосного деформирования двух симметричных складок  $s_1$  и  $s_2$  с разной степенью сжатия при  $\beta = 25^\circ$ ,  $\dot{\epsilon} = 0,315$  млн лет<sup>-1</sup> и  $t = 4$  млн лет. В результате течения первоначально вертикальная ось складок приобретает наклон (практически совпадающий с наклоном оси эллипса конечной деформации), крылья теряют соразмерность — подвернутое крыло становится короче; мощность слоя увеличивается в замке, в пределах короткого крыла она становится больше, чем у длинного. Неизменно горизонтальной остается база складки — линия, соединяющая крылья в точках перегиба. В отличие от них база асимметричной изгибной склад-

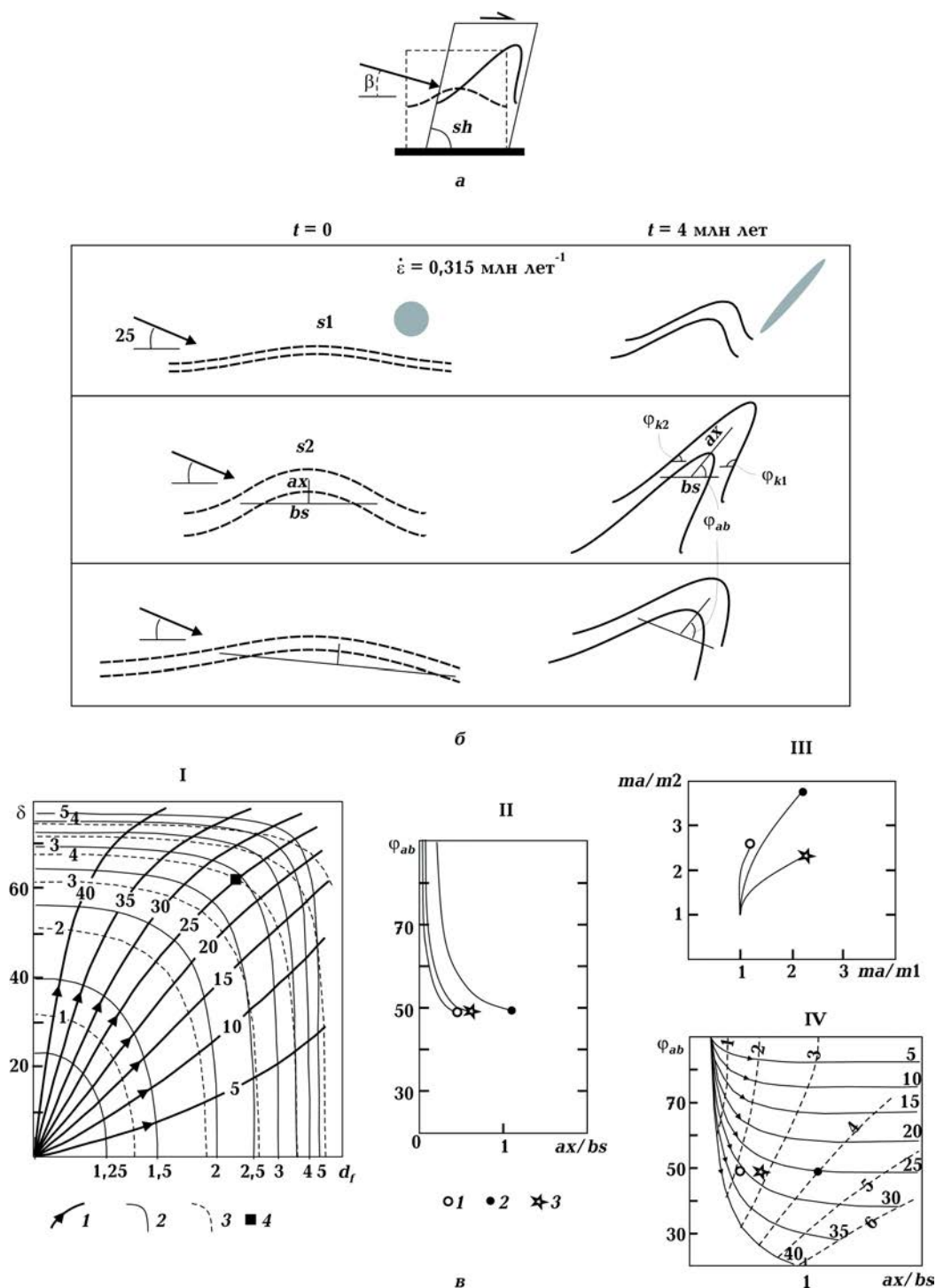


Рис. 2. Модели развития асимметричной складчатости в условиях горизонтального несоосного течения: *a* — схема горизонтального несоосного течения [Гончар, 2001];  $\beta$  — угол наклона оси сжатия,  $sh$  — угол сдвига; *b* — результат наложения деформации несоосного течения на изгибные симметричные ( $s_1$  и  $s_2$ ) и асимметричную складки; угол наклона оси сжатия  $25^\circ$ , скорость деформации  $0,315 \text{ млн лет}^{-1}$ , время 4 млн лет,  $bs$  и  $ax$  — база и осевая высота складки,  $\varphi_{k1}$  и  $\varphi_{k2}$  — углы наклона крыльев; *в* — диаграммы, описывающие эволюцию складок в условиях несоосного течения (I — диаграмма несоосного течения; 1 — траектории движения деформируемого объема с постоянным углом  $\beta$ , 2 — величины сжатия эллипса, 3 — изохроны (млн лет), 4 — точка деформированных складок; II—III — классификационные диаграммы, описывающие эволюцию складки в координатах сжатости — угла между осью и базой (II), относительных мощностей (III); 1—3 — точки складок (исходно симметричных  $s_1$  и  $s_2$ , асимметричной (3)); IV — классификационно-генетическая диаграмма, на которую вынесены траектории складки  $s_2$  при различных режимах несоосного течения — углах  $\beta = 5 \div 40^\circ$ ; штриховые кривые — изохроны (млн лет).

ки обладает наклоном изначально (рис. 2, б, III), который усиливается в процессе течения, ее осевая линия также вытягивается в направлении оси максимального удлинения тензора конечной деформации. Графическая эволюция складок показана на рис. 2, в. Единой траектории в поле несоосной деформации (рис. 2, в, I) соответствуют индивидуальные тренды каждой складки на диаграммах, описывающих изменения наклона оси, сжатости, относительных мощностей (рис. 2, в, II и III). Из представленного видно, что для разных складок, развивающихся в одинаковых условиях несоосного деформирования, требуется отдельное описание. Поэтому обратная задача восстановления истории деформирования не может быть решена аналитически по наблюдаемым формам.

Чтобы осуществить реконструкцию, необходимо знать параметры несоосной деформации, как минимум — угол наклона оси сжатия. В настоящей статье был применен численный поиск наиболее вероятной величины  $\beta$  для наблюдаемых складчатых форм на основе минимизации функции, суммирующей отклонения трех основных параметров складки от идеального состояния изгибной складки:

$$Sum = S1 + S2 + S3, \quad (7)$$

где  $S1 = 1 - (m_{os}/m_{k1})$  — отклонение от единицы отношения осевой мощности к мощности первого крыла;  $S2 = 1 - (m_{os}/m_{k2})$  — то же для второго крыла;  $S3 = 90^\circ - \varphi_{ob}$  — отклонение угла между осью и базой от  $90^\circ$ . Использовался принцип возвращения структур в недеформированное состояние с перебором спектра возможных ориентировок оси максимального сжатия в обстановке, обратной обстановке соскладчатого деформирования (рис. 3, а). Результат подтверждает получение на основе минимума  $Sum$  однозначного решения (рис. 3, б) — наклона оси сжатия, равного  $25^\circ$ . Далее перебором времен определяется также условная длительность деформирования (при заданной  $\dot{\epsilon} = 0,315$  млн лет $^{-1}$ ). После этого по уравнениям (4)—(6) нахо-

дят все параметры несоосной деформации.

Для приблизительной оценки  $\beta$  одновременно со структурной классификацией природных складок можно использовать диаграмму несоосной деформации одной модельной складки, например умеренно изогнутой симметричной  $s2$  (рис. 2, в, IV). Если вынести на нее фигуративные точки двух других складок, они дадут неправильную информацию о величине  $\beta$ . Однако отклонения от реального значения невелики. В случае природных данных такие отклонения часто могут находиться в границах погрешности измерения. Поэтому для ориентировочной оценки наклона оси сжатия при анализе складок применение общей классификационно-генетической диаграммы вполне оправдано, что будет подтверждено далее на примере складок Карпат.

Важный, но промежуточный результат определения обстановки несоосного деформирования приводит к исходной форме складки упругого изгиба — симметричной либо асимметричной, которую, если

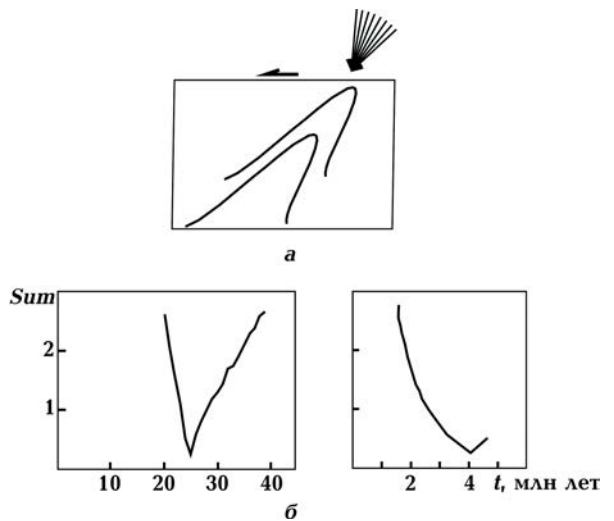


Рис. 3. Пример реконструкции модельной асимметричной складки  $s2$  в обстановке несоосного горизонтального течения: а — возвращение в недеформированное состояние с перебором спектра ориентировок оси сжатия в обстановке с обратным направлением сдвига, б — расчет суммарной функции для ориентировок оси сжатия и длительности деформирования (при  $\dot{\epsilon} = 0,315$  млн лет $^{-1}$ ). См. пояснения в тексте.

требуется восстановить первоначальную длину пласта, следует выпрямить. Эта процедура может быть выполнена графически или с помощью несложной компьютерной программы. После этого определяется величина горизонтального сжатия, соответствующая изгибу. Общее горизонтальное сжатие, выраженное в кратных величинах для этапов изгибного деформирования и несоосного течения, определяется произведением этих двух величин:

$$D = d_b \cdot d_f. \quad (8)$$

**Анализ и реконструкция карпатской складчатости.** Рассматриваемые геологические разрезы сосредоточены по территории УК и представляют разные тектонические зоны: Дуклянскую, Кросно, Скибовую и Бориславско-Покутскую (рис. 4). Тем не менее стиль складчатой тектоники у них один и тот же: в разной степени асимметричные складки — антиклинали, опирающиеся коротким, подвернутым крылом на разлом, либо группирующиеся в пакеты наклонные или опрокинутые антиклинали и синклинали. Задача анализа состоит из двух частей: во-первых, формальная характеристика складок из различных зон по структурным особенностям, во-вторых, генетическое толкование отдельных складок и выделенных групп. С этой целью были составлены две классификационные диаграммы, фиксирующие соотношение основных параметров: угол наклона крыльев — первая диаграмма, угла наклона оси и сжатости складки — вторая (рис. 5, а). Генетический элемент вводился нанесением в поле диаграмм траекторий эволюции модельной симметричной складки  $s_2$  в обстановке несоосного течения при разных углах наклона оси сжатия (см. рис. 2, б и в). Анализируемые складки, с которых брали замеры, пронумерованы на разрезах (см. рис. 4).

С помощью классификационных диаграмм удастся раскрыть внешне однообразный стиль строения СФЗ УК: складки, отобранные из разных разрезов, дискриминируются как на основе замеров углов наклона крыльев, так и соотноше-

ний углов наклона оси и сжатости. Получается также предварительная оценка условий несоосной деформации для разных складок и их групп (углов  $\beta$ ), которую затем можно будет сравнивать с данными численной реконструкции. Отметим сразу тенденцию к группированию складок из разных тектонических зон по стилю и условиям несоосного деформирования. Складки Дуклянской зоны (№ 1—4), обладающие наибольшей степенью асимметрии (подвернутые короткие крылья и оси с наибольшими углами наклона), группируются в краевой зоне обеих диаграмм, отмеченной соответственно траекториями с большими наклонами оси сжатия ( $\beta = 30 \div 35^\circ$ ), что соответствует обстановке деформирования с большей вращательной компонентой. Складки тыловой части Кросно (№ 5—7) обладают противоположной тенденцией — они близки к симметричным и занимают пространства с пологими наклонами оси сжатия (менее  $15^\circ$ ). Складки Кросно на профиле 4, занимающие пространство в ее фронтальной части вблизи Скибовой зоны (№ 9—14), наименее деформированы и вытянуты в начальной части диаграмм вдоль траекторий слабо- и средненаклоненной оси сжатия ( $\beta = 10 \div 24^\circ$ ). На их продолжении находятся точки складок 15—20, принадлежащих Скибовой и Бориславско-Покутской зонам в юго-восточной части УК, охватывая примерно тот же интервал значений  $\beta = 14 \div 24^\circ$ . Здесь можно говорить об однотипности условий деформирования для двух последних профилей, при том, что складки последней группы сильнее деформированы. Последнее соответствует общей тектонической ситуации: юго-восточная (Раховско-Буковинская) область УК сужена (по-видимому, за счет большего горизонтального сжатия) по сравнению с основной территорией примерно в 1,5—2 раза.

Таким образом, обе рассмотренные диаграммы могут служить основой для формальной классификации асимметричных складок, выделения их групп, а также условий деформирования. Более точное оп-



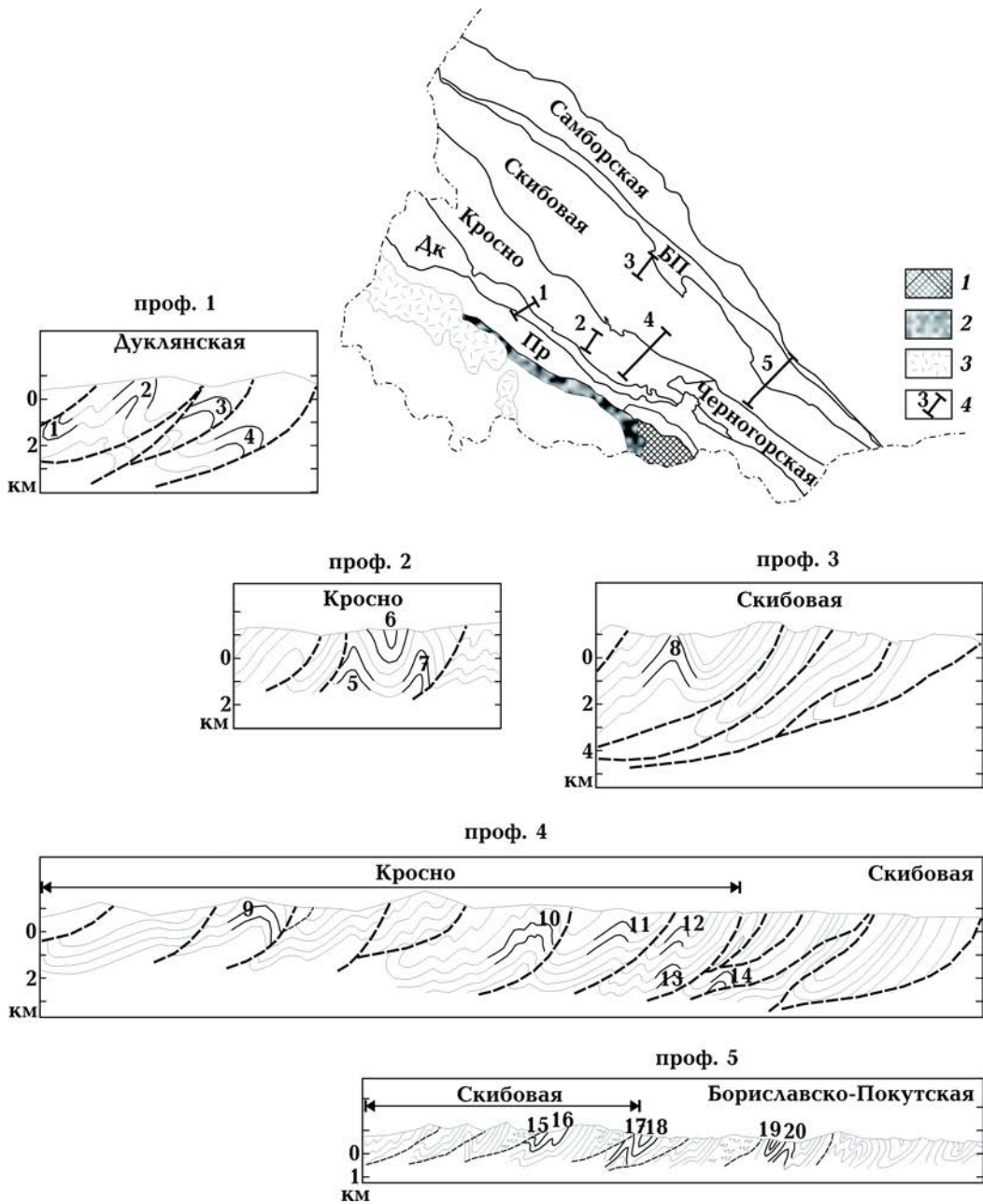


Рис. 4. Тектоническая схема УК и структурные профили по данным геологических съемок (1, 2 — [Державна ..., 2009 а], 3 — [Державна ..., 2007], 4 — [Державна ..., 2009 б], 5 — [Ва-щенко и др., 1985]): 1 — Мармарошский массив; 2 — зона Утесов; 3 — вулканический по-яс; 4 — расположение и номер профиля. На разрезах пронумерованы складки, для которых был выполнен структурный анализ.

ределение обстановок и величин деформирования выполняется индивидуально для каждой складки методом численного поиска наклона оси, описанным выше (см. рис. 3). Еще одним результатом численной процедуры будет нахождение исходной (до несоосного течения) формы склад-

ки. Пример расчета статистических функций и нахождения величин  $\beta$  и  $t$  для складки 2 из Дуклянской зоны показан на рис. 5, б. Минимумы частных функций  $S_1, S_2, S_3$ , как видно, более расплывчаты и не всегда однозначны. Минимум суммарной функции дает основание для однознач-



го выбора, хотя он не так четко выражен, как минимум модельной складки на рис. 3, б. В результате получаем  $\beta = 28^\circ$ ,  $t = 1,5$  млн лет (время, как уже указывалось, условно и соответствует длительности деформирования при заданной скорости  $0,315$  млн лет<sup>-1</sup>). Величина горизонтального сжатия  $d_f$ , согласно (4а), составит 1,3.

Возвращение в недеформированное состояние складки 2 дает асимметричную антиклиналь, близкую по форме к складке продольно-поперечного изгиба (рис. 5, в). Отклонения можно считать следствием неидеального изгиба — вариаций мощности исходного слоя, влияния вмещающих пород. Конечным результатом реконструк-

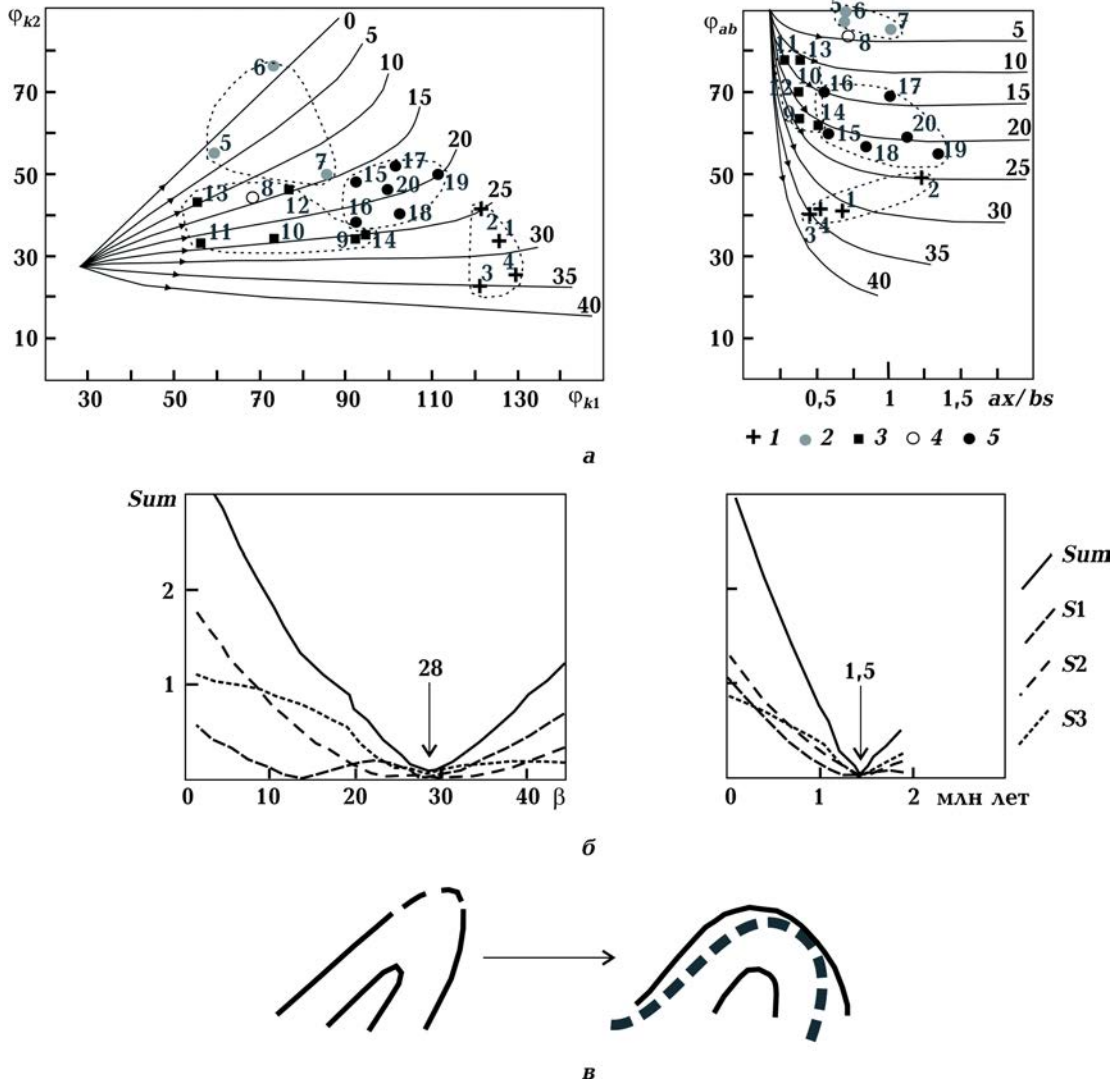


Рис. 5. Классификация складок УК и пример реконструкции: а — классификационно-генетические диаграммы складок, отмеченных на рис. 4 (1—5 — точки различных СФЗ: 1 — Дуклянской, 2 — Кросно (проф. 2), 3 — Кросно (проф. 4), 4 — Скибовая (проф. 3), 5 — Скибовая и Бориславско-Покутская (проф. 5)); штриховыми кривыми обведены точки, принадлежащие одним СФЗ и их участкам; вынесены траектории несоосного деформирования модельной складки 2; б — графики статистических функций для складки 2, определяющие угол наклона оси сжатия и длительность несоосного течения; в — реконструкция изгибной формы складки 2; жирная штриховая кривая — подобранная модельная складка продольно-поперечного изгиба. См. пояснения в тексте.

ции является определение величины общего горизонтального сжатия, включающего стадии изгиба и несоосного течения. Так как изгибное сжатие  $d_b = 1,56$  (по (3)), то, согласно (8), для данного случая имеем  $D = 2,03$  (двукратное сжатие).

Для семи складок, отобранных из разных зон, была выполнена реконструкция с определением составляющих полной деформации (рис. 6, а). В качестве исходных определены асимметричные складки разных размеров и степени сжатости, для которых подбирались наиболее соответствующие модельные складки продольно-поперечного изгиба. Для стадии несоосного течения показаны эллипсы конечной деформации. Полученные величины полного горизонтального сокращения (рис. 6, а, III) варьируют от 1,47 до 2,76, среднее значение — 2,17. С помощью диаграмм продольно-поперечного изгиба и несоосного течения определяются величины горизонтального сокращения, величины наклона сжимающих сил и другие характеристики этих двух обстановок для каждой складки (рис. 6, б и в).

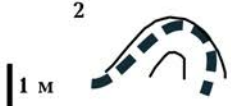













На примере рассмотренных складок оценим соотношение вкладов упругой и пластической составляющих в общую деформацию горизонтального сжатия (рис. 7, а). Как видно, за исключением складки 2, для которой вклад изгибной деформации больше, в остальных случаях вклад несоосного течения преобладает от умеренных (складки 17—19) до значительных (складки 7, 9, 10) степеней. Сравним углы наклона оси сжатия при изгибе и несоосном течении, которые дают анализируемые складки (рис. 7, б). В случае складки 7 углы наклона расходятся почти на порядок (20 и  $2,5^\circ$ ), однако у остальных складок они либо примерно равны, либо различаются не более чем в 2—2,5 раза. Отчетливо намечается тренд увеличения угла наклона оси сжатия при несоосном течении.

Получаемая близость углов наклона оси сжатия дает предпосылку объединения механизмов продольно-поперечного изгиба и несоосного течения в рамках об-

щей модели складчатого несоосного деформирования. Можно представить ситуацию, когда в объеме слоистой толщи, с самого начала подвергающейся деформации в обстановке несоосного течения при наклонном относительно слоев положении оси сжатия, находятся компетентные слои, которые реагируют на действие наклонного сжатия по закону продольно-поперечного изгиба. В этом случае сжатость складки будет примерно соответствовать величине горизонтального сжатия, скорость изгиба контролироваться скоростью течения в объеме, т. е. изгиб можно квалифицировать как эффективно вязкоупругий, вписывающийся по скорости деформирования в типичные рамки скоростей природной деформации. Непосредственно слои изгибной складки будут включаться в общий процесс пластического течения после преодоления ими предела пластичности, что контролируется их автономным напряженным состоянием [Гончар, 2008].

**Заключение и выводы.** Хотя структурная ткань Украинских Карпат выполнена складчатостью, изучению последней уделяется мало внимания. Здесь, имея в виду, в первую очередь, генетические аспекты проблемы образования типичных для УК асимметричных складок, применены прикладные разработки в рамках теорий упругого изгиба и несоосного течения [Гончар, 2001, 2008], которые восходят к ранним представлениям в области структурного анализа Е.И. Паталахи и его школы [Паталаха и др., 1974]. Согласно им складчатость возникает первоначально вследствие продольного сжатия слоя (пачки слоев) и потери им устойчивости на изгиб; дальнейшее ее развитие связано с переходом к пластическому деформированию (течению) в тех же или изменившихся силовых условиях. В основе такого понимания геологического складкообразования лежат предпосылки механики деформируемого твердого тела и гидромеханики [Теркот, Шуберт, 1985].

С помощью выполненного моделирования определены условия возникновения

I	II	III
2 		$D = 1,56 \cdot 1,3 = 2,03$
7 		$D = 1,22 \cdot 2,26 = 2,76$
9 		$D = 1,06 \cdot 1,39 = 1,47$
10 		$D = 1,03 \cdot 2,37 = 2,44$
17 		$D = 1,27 \cdot 1,81 = 2,3$
18 		$D = 1,27 \cdot 1,37 = 1,74$
19 		$D = 1,49 \cdot 1,66 = 2,47$

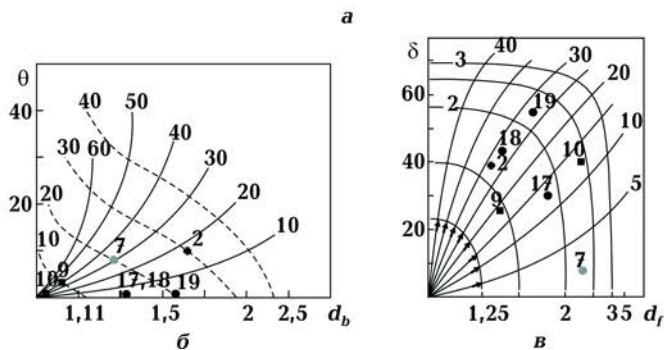


Рис. 6. Характеристика упругой и пластической составляющих полной несоосной деформации для некоторых складок: а — таблица, представляющая реконструированные формы и подобранные модельные аналоги продольно-поперечного изгиба (I), складки, трансформированные в условиях несоосного течения (II), и определяемые величины полной деформации горизонтального сжатия (III), первая цифра характеризует изгибную составляющую ( $d_b$ ), вторая — несоосное течение ( $d_t$ ); б и в — графическое отображение модельных аналогов реконструированных складок в поле диаграммы продольно-поперечного изгиба (б) и их позиция в конечном деформированном состоянии в поле диаграммы несоосного течения (в).

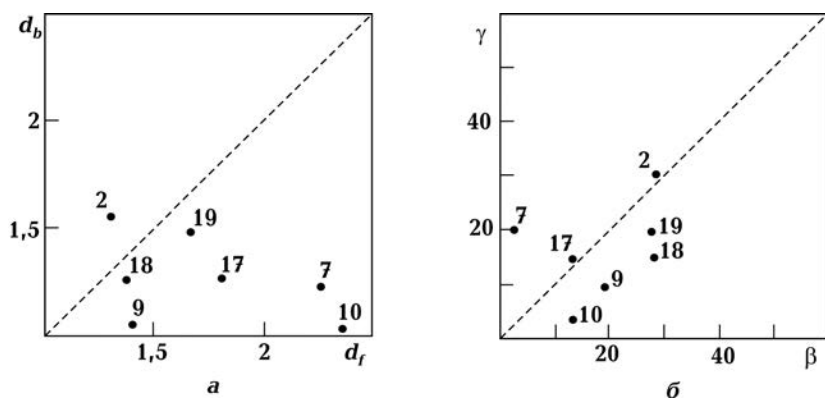


Рис. 7. Сопоставление полученных величин горизонтального сжатия при изгибе и несоосном течении (а) и наклонов изгибающей силы и оси максимального сжатия (б) для складок, изображенных на рис. 6.

карпатских складчатых структур, которые могут быть следствием как продольно-поперечного изгиба, так и горизонтального несоосного течения, наложенного на исходно симметричные или асимметричные изгибные складки. Показано, что эффективным методом диагностики в случае асимметричных складок является возвращение их в промежуточное деформированное состояние посредством снятия несоосного течения и статистический поиск наиболее вероятной ориентировки оси сжатия.

На основе выборочного морфологического анализа складчатости УК показано, что складки из разных структурно-фациальных зон имеют тенденцию к группированию, отображая тем самым специфику их формирования. Хотя полученные данные предварительны и могут пока служить лишь примером, тем не менее стоит отметить, что складки из Дуклянской зоны в центральном пересечении выделяются как обладающие высокой степенью сжатости и наибольшей асимметрией, складки зоны Кросно обладают разной деформированностью в разных пересечениях (слабой и средней), но у них оказывается наименьшая асимметрия. Складки Скибовой и Бориславско-Покутской зон в юго-восточном (Раховско-Покутском) пересечении сильно сжаты и их асимметрия приближается к таковой дуклянских структур.

В рамках модели горизонтального несоосного течения устанавливаются наклоны оси сжатия и длительность (интенсивность) деформирования, приведшие в итоге к наблюдаемым складчатым формам. Так, наиболее асимметричным складкам Дуклянской зоны соответствует значительный наклон оси сжатия около  $30^\circ$ ; складкам зоны Кросно, наиболее близким к симметричным формам (профиль 2), — весьма пологий, близкий к продольному (в среднем  $5^\circ$ ). Примечательным оказывается результат для складок Кросно вдоль профиля 3, Скибовой и Бориславско-Покутской зон вдоль профиля 4, которым соответствует единая средняя траектория с  $\beta = 20^\circ$ . Другими словами, складки этих зон деформированы в одинаковых условиях, но при разной интенсивности (длительности) деформирования, что свидетельствует об их разной тектонической позиции в пределах УК.

В качестве промежуточных изгибных складок УК после снятия деформации горизонтального несоосного течения определяются асимметричные формы, весьма близкие к теоретически рассчитываемым складкам продольно-поперечного изгиба. Последний, как и несоосное течение, обозначает разную реакцию на приложенную нагрузку, которая происходит при наклонном положении сжимающих сил относительно исходно горизонтальных слоев. Возникают предпосылки объединения меха-

низмов продольно-поперечного изгиба и несоосного течения в рамках общей модели складчатого несоосного деформирования. Такое "параллельное" соединение двух механизмов удобно в отношении палинспастических экспресс-реконструкций,

когда процесс деформирования с самого начала описывается в рамках теории несоосного течения. При этом достаточно легко можно получить количественное представление истории развития структур [Паталаха и др., 2003].

### Материалы геологических съемок:

1. Державна геологічна карта України м-ба 1 : 200 000. Хуст — Бая-Маре. 2009.
2. Державна геологічна карта України м-ба 1 : 200 000. Надвірна — Вишеу-Десус. 2009.
3. Державна геологічна карта України м-ба 1 : 200 000. Івано-Франківськ. 2007.
4. Ващенко В. А. и др. Групповая геологическая съемка м-ба 1 : 50 000 водораздельной части ЮВ Карпат. 1985.

### Список литературы

Ажгирей Г. Д. Структурная геология. Москва: Изд-во Моск. ун-та, 1966. 348 с.

Астахов К. П. Альпийская геодинамика Украинских Карпат: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Москва, 1989. 22 с.

Бубняк І. М., Накапелюх М. В., Віхоть Ю. М. Збалансований геологічний розріз Українських Карпат у перетині Берегомет—Буркут. *Геодинаміка*. 2014. № 1. С. 72—87. [http://nbuv.gov.ua/UJRN/geod\\_2014\\_1\\_9](http://nbuv.gov.ua/UJRN/geod_2014_1_9).

Гинтов О. Б., Бубняк І. Н., Віхоть Ю. М., Муровская А. В., Накапелюх М. В., Шлапинский В. Е. Тектонофизический и палинспастический разрезы Украинских Карпат вдоль геотраверса DOBRE-3 (PANCAKE). *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 3. С. 3—33. doi: <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i3.2014.116050>.

Гнилко О. Терейновий аналіз та геологічна еволюція Карпат. *Вісник Львів. ун-ту. Сер. геол.* 2011. Вип. 25. С. 174—188.

Гончар В. В. Изгибные асимметричные складки краевых прогибов по данным численного моделирования. *Геофиз. журн.* 2008. Т. 30. № 4. С. 60—82.

Гончар В. В. Механизм покровообразования

при аккреции отложений Предкарпатского прогиба. *Геологія і геохімія горючих копалин*. 2012. № 1-2. С. 117—128.

Гончар В. В. Прогрессивная несоосная деформация и вопросы диагностики структур. *Доповісті НАН України*. 2001. № 9. С. 108—113.

Накапелюх М. В., Бубняк І. М. Збалансований розріз відслонення "Тартак" (Скибовий покрив Українських Карпат). *Геофиз. журн.* 2013. Т. 35. № 3. С. 105—114.

Николя А. Основы деформации горных пород. Москва: Мир, 1992. 167 с.

Паталаха Е. И. Тектонофаціальний аналіз складчатих сооружений фанерозоя. Москва: Наука, 1985. 168 с.

Паталаха Е. И., Гончар В. В., Сенченков І. К., Червченко О. П. Элементы геодинамики Карпат. Киев: ЕКМО, 2003. 151 с.

Паталаха Е. И., Лукиенко А. И., Гончар В. В. Тектонические потоки как основа понимания геологических структур. Киев: Феникс, 1995. 160 с.

Паталаха Е. И., Смирнов А. В., Поляков А. И.

- Генетические типы геосинклинальной складчатости. Алма-Ата: Наука, 1974. 254 с.
- Попов Е. П. Теория и расчет гибких упругих стержней. Москва: Наука, 1986. 294 с.
- Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. Ч. 1, 2. Москва: Мир, 1985. 730 с.
- Gagaia J., Vergés J., Saura E., Malata T., Ringenbach J.-C., Werner P., Krzywies P., 2012. Architecture and orogenic evolution of the northeastern Outer Carpathians from cross-section balancing and forward modeling. *Tectonophysics* 532—535, 223—241. doi: 10.1016/j.tecto.2012.02.014.
- McKenzie D., 1979. Finite deformation during fluid flow. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 58, 689—715.
- Weijermars R., Poliakov A., 1993. Stream functions and complex potentials: implications for development of rock fabric and the continuum assumption. *Tectonophysics* 220 (1—4), 33—50. doi: 10.1016/0040-1951(93)90222-6.

## Models of out-of-line deformation in structural analysis of folding of the Ukrainian Carpathians

© V. V. Gonchar, 2018

Structural analysis and reconstruction of folding of the Ukrainian (flysh) Carpathians have been executed according to materials (cross-sections) of medium-scale geological survey. Methodic development has been used within the limits of bending and out-of-flow theories. It has been shown with the help of asymmetric folding simulation that the recapture of folds into intermediate deformed state by removal of out-of-line flow and the statistic search of the most probable orientation of compression axis is the effective method of diagnostics.

Conditions of appearance of Carpathians structures have been identified which can be a result of both longitudinal-transverse bending and horizontal out-of-line flow superimposed upon initially symmetric or asymmetrical bending folds. Within the limits of models of out-of-line deformation inclinations of compression axis and intensity of deformation are being determined which finally resulted in observed folding forms, specification of folds from different structural-facial zones of Carpathians according to the grade of their compactness and asymmetry has been shown, their genetic interpretation has been given.

**Key words:** Ukrainian Carpathians, folding, longitudinal-transverse bending, out-of-line flow, modeling, reconstruction.

### References

- Azhgirey G. D., 1966. Structural Geology. Moscow: Publ. House of the Moscow University, 348 p. (in Russian).
- Astakhov K. P., 1989. Alpine geodynamics of the Ukrainian Carpathians: Abstract of the disc. cand. geol. and min. sci. Moscow, 22 p. (in Russian).
- Bubnyak I. M., Nakapelyuk M. V., Vikhot Yu. M., 2014. Balanced geological section of the Ukrainian Carpathians at the intersection of Beregomet—Burkut. *Geodynamika* (1), 72—87 (in Ukrainian). [http://nbuv.gov.ua/UJRN/geod\\_2014\\_1\\_9](http://nbuv.gov.ua/UJRN/geod_2014_1_9).
- Gintov O. B., Bubnyak I. N., Vikhot Yu. M., Mu-

- rovskaya A. V., Nakapelyukh M. V., Shlapinskiy V. E., 2014. Tectonophysical and palispastic sections of the Ukrainian Carpathians along the geotraverse DOBRE-3 (PANCAKE). *Geofizicheskiy zhurnal* 36 (3), 3—33 (in Russian). doi: <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i3.2014.116050>.
- Hnylko O., 2011. The Terein Analysis and the Geological Evolution of the Carpathians. *Visnyk Lvivskogo universytetu. Ser. geol.* (25), 174—188 (in Ukrainian).
- Gonchar V. V., 2008. Bending asymmetric folds of marginal troughs according to the data numerical experiment. *Geofizicheskiy zhurnal* 30 (4), 60—82 (in Russian).
- Gonchar V. V., 2012. The mechanism of covering formation during the accretion of sediments of the Precarpathian trough. *Heolohiya i heokhimiya horyuchykh kopalyn* (1-2), 117—128 (in Russian).
- Gonchar V. V., 2001. Progressive non-axial deformation and problems of structural diagnostics. *Dopovidi NAN Ukrayiny* (9), 108—113 (in Russian).
- Nakapelyuk M. V., Bubnyak I. M., 2013. Balanced cross-section of the outcrop "Tartak" (Skyba nappe of the Ukrainian Carpathians). *Geofizicheskiy zhurnal* 35 (3), 105—114 (in Ukrainian).
- Nikolya A., 1992. Fundamentals of rock deformation. Moscow: Mir, 167 p. (in Russian).
- Patalakha Ye. I., 1985. Tectonofacial analysis of the folded structures of the Phanerozoic. Moscow: Nauka, 168 p. (in Russian).
- Patalakha Ye. I., Gonchar V. V., Senchenkov I. K., Chervinko O. P., 2003. Elements of the geodynamics of the Carpathians. Kiev: EKMO, 151 p. (in Russian).
- Patalakha E. I., Lukienko A. I., Gonchar V. V., 1995. Tectonic flows as the basis of understanding of geological structures. Kiev: Feniks, 160 p. (in Russian).
- Patalakha Ye. I., Smirnov A. V., Polyakov A. I., 1974. Genetic types of geosynclinal folding. Alma-Ata: Nauka, 254 p. (in Russian).
- Popov Ye. P., 1986. Theory and calculation of flexible elastic rods. Moscow: Nauka, 294 p. (in Russian).
- Terkot D., Schubert J., 1985. Geodynamics. Pt. 1, 2. Moscow: Mir, 730 p. (in Russian).
- Gagaia J., Vergés J., Saura E., Malata T., Ringenbach J.-C., Werner P., Krzywiec P., 2012. Architecture and orogenic evolution of the northeastern Outer Carpathians from cross-section balancing and forward modeling. *Tectonophysics* 532—535, 223—241. doi: 10.1016/j.tecto.2012.02.014.
- McKenzie D., 1979. Finite deformation during fluid flow. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 58, 689—715.
- Weijermars R., Poliakov A., 1993. Stream functions and complex potentials: implications for development of rock fabric and the continuum assumption. *Tectonophysics* 220 (1—4), 33—50. doi: 10.1016/0040-1951(93)90222-6.