

Плотность пород осадочных комплексов Украинских Карпат (обобщение)

И.Б. Макаренко, 2021

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

Поступила 21 сентября 2021 г.

Приведен обширный анализ имеющейся информации о плотности основных тектонических элементов Украинских Карпат в связи с необходимостью дальнейшего построения трехмерной гравитационной модели. Плотность пород определена как по кернам опорных, разведочных, крелиусных и глубоких разведочных скважин, так и по образцам, отобраным из многочисленных обнажений. В Украинских Карпатах плотность пород изменяется в зависимости от возраста, литологического состава и глубины их залегания. Существенную роль в увеличении плотности играет местный метаморфизм. Показано, что в *Бильче-Волицком покрове Предкарпатского прогиба* более часто плотность глин скачкообразно изменяется с увеличением глубины, что обусловлено не статической нагрузкой, а геологическими условиями формирования региона: тектоническими процессами и сменой процессов седиментации и денудации, которые вызывают остаточное уплотнение. Согласно анализу имеющихся данных, плотность молассовых и флишевых толщ в пределах *Бориславско-Покутского и Самбирского покровов* на глубинах 1000 м и более практически не изменяется, а увеличение плотности пород Покутья связано с уменьшением пористости пород на 2—5 %, а также со степенью их метаморфизма. Анализ большого массива данных показал весьма сложный характер распределения плотности в Складчатых Карпатах и ее зависимость, главным образом, от пористости. Для разных стратиграфических подразделений *Скибового покрова* отмечается общая тенденция увеличения плотности с глубиной (в большинстве случаев скачкообразно), что наиболее ярко проявляется в стрыйской серии отложений. В *Закарпатском прогибе* изменение плотности с глубиной зависит от соотношения глинистого, туфогенного и песчаного материала в породе. Осадочные и изверженные породы в верхней части разреза *Вигорлат-Гутинской вулканической гряды* по плотности не дифференцируются, что можно объяснить высокой плотностью осадочных пород, с одной стороны, и уменьшением плотности изверженных пород вследствие их разуплотнения — с другой. В стратиграфических комплексах *Солотвинской* и *Мукачевской впадин* плотность изменяется по площади. Впервые по обобщенным данным о плотности пород различных возрастных групп осадочного комплекса для складчатой зоны Украинских Карпат составлена схема распределения средней плотности для каждой структурно-фациальной зоны. Показано увеличение плотности с северо-востока на юго-запад. Сделан вывод о том, что плотность Предкарпатского и Закарпатского прогибов намного меньше плотности пород Складчатых Карпат.

Ключевые слова: Украинские Карпаты, Предкарпатский прогиб, Складчатые Карпаты, Закарпатский прогиб, плотность пород, покров, скиба.

Введение. Применение трехмерного гравитационного моделирования для решения разнообразных и сложных геолого-тектонических задач требует изучения плотностных свойств горных пород как для установления общих закономерностей рас-

пределения параметра плотности в зависимости от литологического состава и структурно-текстурных особенностей среды, так и для изучения региональных и локальных изменений этого параметра для каждого конкретного региона. Изучение плотност-

ных свойств горных пород является одним из основных вопросов физического обоснования трехмерного гравитационного моделирования и повышения точности геологической интерпретации гравитационного поля. Ранее были детально изучены плотности пород Днепровско-Донецкой впадины [Куприенко и др., 2010] и Черного моря [Старостенко и др., 2003].

Целью настоящей статьи является обобщение имеющейся информации о плотности основных тектонических элементов Украинских Карпат, что необходимо для дальнейшего построения трехмерной гравитационной модели.

К настоящему времени накопилось довольно большое количество работ, освещающих плотностные свойства горных пород Украинских Карпат. Часть этих работ опубликована, остальные нашли свое отражение в научных и производственных отчетах [Субботин, 1955; Гонтовий, 1961; Бородатый и др., 1965; Хоменко, 1971; Бобровник, 1973; Мельничук и др., 1975; Деталізація ..., 2005; Проведення ..., 2003, 2005а, б, 2006, 2008; Биличенко и др., 1972, 1974, 1978, 1979, 1980 и др.].

Плотность изучена как по кернам опорных, разведочных, крелиусных (глубина 500—600 м) и глубоких разведочных скважин, так и по образцам, отобраным из многочисленных обнажений. В каждом обнажении отбиралось от 40 до 100 образцов, что позволило достаточно уверенно определить плотность всех встречающихся литологических разностей.

Определения плотности пород, слагающих Украинские Карпаты, выполнялись различными производственными и научными организациями: тематическими партиями ЗУГРЭ треста «Укргеофизразведка», ВНИИГРИ и Украинского геофизического треста Министерства нефтяной промышленности, Карпатской геофизической экспедицией Министерства геологии и охраны недр, лабораторией физики пласта КТП треста «Львовнефтегазразведка», Институтом геологии полезных ископаемых АН УССР и др. Плотность изучали такие исследователи, как И.А. Балабушевич, Л.П. Лан-

да, А.В. Мухин, Л.С. Романов, В.М. Бортницкая, Д.В. Кутовая, Т.В. Сиротина, И.З. Гонтовой, Н.И. Ушакова, В.Е. Карабович, Ю.Я. Наумчик, И.И. Бородатый, Л.Е. Фильштинский, В.Я. Биличенко, С.И. Субботин, М.К. Гнилко и многие другие. Значительный объем денситометрических определений по керну глубоких скважин, а также по естественным обнажениям выполнен геологическим отрядом гравиметровой партии ЗУГРЭ [Биличенко и др., 1972, 1974, 1978, 1979, 1980].

Во Флишевых Карпатах пробурено более 100 глубоких скважин, в том числе несколько параметрических и опорных в районах, далеких от Предкарпатского прогиба. В результате бурения получен важный материал о внутренней структуре глубоких горизонтов флиша, указывающий на большую глубину залегания дофлишевого основания, чем это предполагалось по данным сейсмических работ. Скважины послужили надежным эталоном расчета физических параметров для новых построений и переинтерпретации геофизического материала по глубинному строению всей Карпатской дуги [Круглов и др., 1985].

Краткий геотектонический очерк. Украинские Карпаты — сравнительно небольшой сегмент Карпатской дуги, входящей в северную ветвь Средиземноморского горно-складчатого пояса. Они занимают узловую позицию в области сочленения микроконтинентальных террейнов Алкапы (Альпы—Карпаты—Паннония) и Тиссия-Дакия. Общепринятым является подразделение Внешних (Флишевых) и Внутренних Карпат (рис. 1, врезка).

Внешние (Флишевые) Карпаты сложены меловыми, палеогеновыми и нижнемиоценовыми флишоидными комплексами, полностью сорванными со своей седиментационной основы, и частично неогеновой молассой [Буров и др., 1986; Гнилко и др., 2015].

Выделение отдельных тектонических элементов в Складчатых Карпатах базируется на структурно-фациальных признаках. Основной единицей районирования здесь является структурно-фациальная зона, большинство из которых в миоцене трансформировано в самостоятельные покровы [Бу-

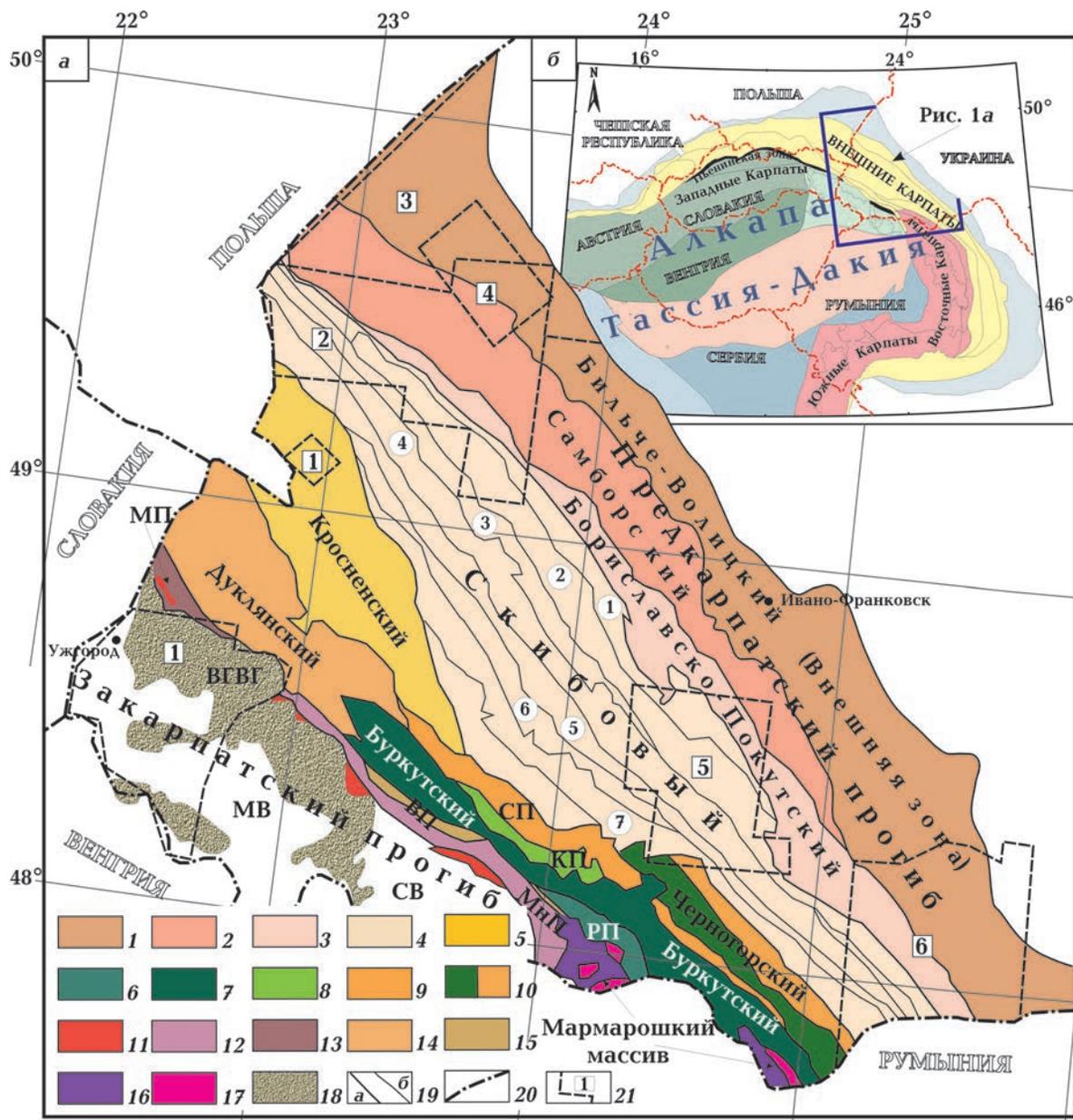


Рис. 1. Основные тектонические единицы Украинских Карпат, по [Гнилко, 2011; Кутас, 2016; Тектоническая ..., 1986; Danush et al., 2007] (а); Тектоническая обстановка Украинских Карпат, положение террейнов и основные геологические границы, по [Beliel et al., 2018], упрощенная (б).

Предкарпатский прогиб: 1 — Бильче-Волицкий покров (Внешняя зона), 2 — Самборский покров, 3 — Бориславско-Покутский покров; **Внешние Карпаты (внешние флишевые покровы):** 4 — Скибовый покров со скибами (цифры в кружках): 1 — Береговая, 2 — Оливская, 3 — Сколевская, 4 — Парашки, 5 — Зелемянки, 6 — Рожанки, 7 — Славская; 5 — Кросненский (Силезский) покров; **Внешние Восточные Карпаты (внутренние флишевые покровы):** 6 — Раховский (РП), 7 — Буркутский, 8 — Красношорский (КП), 9 — Свидовецкий (СП), 10 — Черногорский; **Внешние Западные Карпаты (внутренние флишевые покровы):** 11 — Пьенинская зона, 12 — Монастырецкий покров (внутреннекарпатский флиш) (МнП), 13 — Магурский покров (МП), 14 — Дуклянский покров; **Внутренние Восточные Карпаты:** 15 — зона Мармарошских утесов (Вежанский покров (ВП)), **Мармарошский кристаллический массив:** 16 — Диловецкий покров, 17 — Белопотоцкий покров; 18 — неогеновые вулканы, 19 — границы покровов и тектонических элементов (а), скиб (б); 20 — государственная граница, 21 — участки изучения плотности по кернам из обнажений и скважин (цифры в квадратах): 1 — по [Биличенко и др., 1972], 2 — по [Биличенко и др., 1978], 3 — по [Биличенко и др., 1979], 4 — по [Проведения ..., 2008], 5 — по [Биличенко и др., 1980], 6 — по [Биличенко и др., 1974]. **Закарпатский прогиб:** ВГВГ — Вигорлат-Гутинская вулканическая гряда, МВ — Мукачевская впадина, СВ — Солотвинская впадина.

ров и др., 1986; Круглов, 1998]. Флиш представлен переслаиванием песчаников, аргиллитов, алевролитов, играющих неодинаковую роль в строении различных структурно-фациальных зон. В состав нижнемелового флиша входят конгломераты, известняки и мергели.

Покровы являются структурами первого порядка, для которых характерны значительные горизонтальные перемещения (до 100 км) вкост простирания Карпатской дуги. Они отличаются как внутренним строением, так и вещественным наполнением. Структуры следующего порядка — чешуи — образуются в пределах покровов и имеют амплитуду перемещения на первые десятки километров. В Украинских Карпатах они имеют название *скибы*. Типичной особенностью Флишевых Карпат является развитие более древних осадочных комплексов (меловых, раннепалеогеновых) во фронтальных частях скиб, а более молодых (позднепалеогеновых, неогеновых) — в тыльных. Это связано с достаточно крутым выходом на поверхность скиб [Гинтов и др., 2014].

Украинские **Внутренние Карпаты** находятся в области сочленения двух композиционных террейнов — на юго-восточном окончании Алкапы, погруженном под неогеновый чехол Мукачевской впадины Закарпатского прогиба, и на северо-западном окончании Тиссии-Дакии, выходящем на поверхность в виде Мармарошского кристаллического массива и зоны Мармарошских

утесов (см. рис. 1). Между террейнами Тиссия-Дакия и Алкапа вклиниваются Пьенинская зона и Монастырецкий покров. Внутренние Карпаты — это область проявления интенсивных раннемеловых надвиговых движений, сформировавших крупные покровы, сложенные породами кристаллического фундамента и его осадочного чехла, а также фрагментами мезозойских офиолитов [Гнилко и др., 2015; Кутас, 2016].

В настоящей статье принято тектоническое районирование по схеме О.Н. Гнилко [Гнилко, 2011], которая построена с учетом материалов [Бызова, Беэр, 1974; Вялов и др., 1981; Тектоническая ..., 1986; Lexa et al., 2000; Danysh et al., 2007] (см. рис. 1). Описание главных тектонических элементов проведено при продвижении с северо-востока на юго-запад.

В **Предкарпатском прогибе** до недавнего времени было общепринятым выделять две зоны — Внешнюю и Внутреннюю, которые заложены соответственно на платформенном и геосинклинальном (карпатском) основании. В настоящее время принято районирование прогиба, при котором выделяются три самостоятельных покрова (с севера на юг): Бильче-Волицкий (Внешняя зона в прежнем понимании), Самборский и Бориславско-Покутский, которые ранее принимались в ранге подзон Внутренней зоны [Буров и др., 1986].

Основным литофациальным критерием расчленения **Складчатых Карпат** является

Fig. 1. Main tectonic units of the Ukrainian Carpathians after [Hnilko, 2011; Kutas, 2016; Glushko, Kruglov, 1986; Danysh et al., 2007] (a); Tectonic situation of the Ukrainian Carpathians, position of terranes and main geological boundaries after [Bielik et al., 2018] (b), simplified.

Precarpathian Trough: 1 — Bilche-Volitsky Nappe (Outer zone), 2 — Sambir Nappe, 3 — Borislav-Pokutya Nappe; *Outer Carpathians (outer flysch Nappes)*: 4 — Skiba Nappe with skibs (numbers in circles): 1 — Beregovo, 2 — Oriv, 3 — Skole, 4 — Parashki, 5 — Zelemyanki, 6 — Rozhanki, 7 — Slavske; 5 — Krosno (Silesian) Nappe; *Outer Eastern Carpathians (inner flysch Nappes)*: 6 — Rakhiv (ПП), 7 — Burkut, 8 — Krasnoshora (КП), 9 — Svidovets (СП), 10 — Chernogora; *Outer Western Carpathians (inner flysch Nappes)*: 11 — Pienin zone, 12 — Monastrets Nappe (Inner Carpathian flysch) (МнП), 13 — Magura Nappe (МП), 14 — Dukla Nappe; *Inner Eastern Carpathians*: 15 — zone of Marmarosh cliffs (Vezha Nappe) (ВП); *Marmarosh crystalline massif*: 16 — Dilove Nappe, 17 — Belyi Potik Nappe; 18 — Neogene volcanites, 19 — boundaries: nappes and tectonic elements (a), skib (b); 20 — state border, 21 — areas for studying density by cores from outcrops and wells (numbers in squares): 1 — by [Bilichenko et al., 1972], 2 — by [Bilichenko et al., 1978], 3 — by [Bilichenko et al., 1979], 4 — by [Carrying ..., 2008], 5 — by [Bilichenko et al., 1980], 6 — by [Bilichenko et al., 1974]. *Transcarpathian Trough*: ВГВГ — Vygorlat-Gutinsky volcanic ridge, MB — Mukachev depression, CB — Solotvino depression.

ся облик верхнемеловых отложений, поскольку считается, что именно в позднем мелу дифференциация условий накопления флишевых осадков произошла наиболее резко.

Скибовый и Кросненский (Силезский) покровы — внешние флишевые покровы. *Скибовый* является самым крупным (до 40 км в ширину) и единственным из всех структурных единиц Украинских Карпат, который простирается через всю украинскую часть и занимает наиболее внешнее положение в Карпатах. *Кросненскому* (Силезскому) покрову соответствует более внутреннее положение. Он принимается как крупный олигоценый — раннемиоценовый (кросненский) прогиб, протягивающийся через все Украинские Карпаты и приобретающий на юго-востоке черты автохтонности.

Наиболее дискуссионным является районирование южного склона Складчатых Карпат. На большом количестве схем выделяют протягивающиеся практически через всю территорию Украинских Карпат Дуклянскую и Поркулецкую структурно-фациальные зоны (покровы) (например, [Буров и др., 1986, Круглов и др., 1985] и др.). Последняя зона отличается развитием в ней не черносланцевых, а сероцветных досеноманских песчаных и тонкоритмичных флишевых отложений. Согласно схеме [Гнилко, 2011], Буркутский, Красношорский, Свидовецкий, Черногорский и Раховский покровы являются внутренними флишевыми покровами Внешних Восточных Карпат. *Буркутский покров* простирается от Дуклянского покрова на северо-западе до границы с румынской территорией на юго-востоке. *Свидовецкий* ограничен Скибовым покровом на севере, Буркутским на юге и прослеживается узкой полосой от Дуклянского до Черногорского покрова. Южнее расположен *Красношорский покров*, который имеет малые размеры. *Черногорский покров* является пространственным (геометрическим, но не структурным) продолжением Кросненского покрова на юго-восток. На территории Украинских Карпат покров является прямым продолжением покрова Аудиа

Румынских Карпат. *Раховский* — наиболее внутренний покров Флишевых Карпаты является прямым продолжением покрова Чахлау или зоны Синая, выделяемых румынскими геологами. Он простирается в виде очень узкой прерывистой полосы, обрамляющей Мармарошский кристаллический массив и зону Мармарошских утесов по их внешней периферии.

Дуклянский и Магурский покровы относятся к внутренним флишевым покровам Внешних Западных Карпат. *Дуклянский* прослеживается широкой полосой между Кросненским (Силезским) покровом на севере и Магурским покровом и Пьенинской зоной утесов на юге и характеризуется складчато-покровно-чешуйчатый стилем структуры и развитием темноцветных верхнемеловых флишевых толщ. *Магурский* на украинской территории имеет вид небольшого, резко сужающегося клина и занимает малую площадь. На юго-западе покров сочленяется с Пьенинской зоной по крутому тектоническому контакту и перекрывается эффузивами Вигорлат-Гутинской вулканической гряды.

Пьенинская зона разделяет более древние Внутренние и более молодые Внешние (Флишевые) Карпаты, простирается узкой полосой (1—20 км) от Словакии до северной Румынии и характеризуется своеобразным строением и историей геологического развития. Зона перекрыта неогеновыми отложениями и вулканическими породами Вигорлат-Гутинской вулканической гряды и претерпела как меловые, так и неогеновые фазы складчатости, в результате чего ее структура была существенно изменена сдвиговыми перемещениями [Гинтов и др., 2014; Муровская и др., 2016].

С внешней стороны к зоне Пьенинских утесов примыкает *зона Мармарошских утесов*, которая находится на северо-западном продолжении Мармарошского кристаллического массива, тектонически выклинивается к северо-западу в бассейне р. Боржава и состоит из двух покровов: внешнего — *Вежанского* и внутреннего — *Монастырецкого*. *Мармарошский кристаллический массив* в свою очередь занимает крайнее юго-

восточное положение в Украинских Карпатах. Он сложен *Белопотокским* (нижним) и *Деловецким* (верхним) покровами [Гнилко и др., 2015].

Закарпатский прогиб расположен внутри Карпатского горного сооружения между Внешними Карпатами и Паннонской впадиной и сложен неогеновой молассой. В вертикальном разрезе четко фиксируются до-неогеновое основание и неогеновый чехол (собственно прогиб) [Буров и др., 1986]. В Закарпатском прогибе выделяют *Солотвинскую* и *Мукачевскую* впадины, а наложенным на них тектоническим элементом является *Вигорлат-Гутинская вулканическая гряда*. Заполнение прогиба молассами началось после первой карпатской фазы складчатости. По возрасту они охватывают весь миоцен, часть плиоцена и разделяются на ряд свит. Кроме того, в состав моласс входят хемогенные отложения (каменная соль). В Закарпатском прогибе развиты мощные вулканогенные толщи — андезиты, базальтовые и дацитовые лавы, туфы и туфобрекчии [Субботин, 1955; Вялов, 1960; Хоменко, 1971].

Плотность пород осадочных комплексов Украинских Карпат. Характер изменения плотности пород рассмотрен с северо-востока на юго-запад отдельно для каждой из трех тектонических зон: 1) Предкарпатского передового прогиба, 2) Складчатых Карпат и 3) Закарпатского внутреннего прогиба (см. рис. 1).

1. Исследованиями плотности охвачены все районы украинской части **Предкарпатского прогиба** [Субботин, 1955; Гонтовий, 1961; Бородатый и др., 1965; Мельничук и др., 1975; Деталізація ..., 2005; Проведення ..., 2005а, б, 2008; Биличенко и др., 1974, 1978, 1979]. В работе [Субботин, 1955] систематизированы результаты всех более ранних исследований [Балабушевич, Ланда, 1946; Мухин, Романов, 1946; Лещинский, 1954] (рис. 2). Результаты проведенных работ указывают на характер систематического увеличения плотности с увеличением возраста пород.

Бильче-Волицкий покров образовался на заключительном этапе развития Карпатского орогена и является наибольшей внеш-

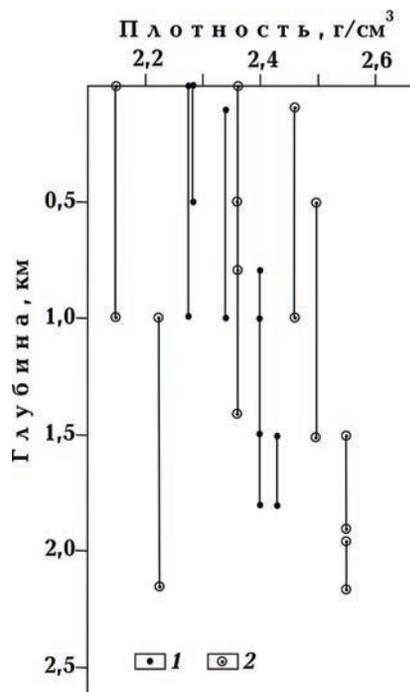


Рис. 2. Плотность пород Предкарпатского прогиба, по [Субботин, 1955]: 1 — глины; 2 — песчаники.

Fig. 2. Density of rocks of the Precarpathian Trough according to [Subbotin, 1955]: 1 — clays; 2 — sandstones.

ней частью Предкарпатского прогиба, которая наложена на часть молодой Западно-Европейской платформы и на краевую часть древней Восточно-Европейской платформы. Облик покрова определяется моноклиальным погружением к юго-западу, под Самборский покров, домиоценового основания и слабодислоцированных толщ верхних моласс. Покров характеризуется в основном отсутствием в разрезе пород нижнего миоцена и развитием мощной толщи отложений тортона и сармата, под которыми залегают породы разного возраста, начиная от верхнего мела до рифея. На северо-западе распространены отложения сармата, далее, в юго-восточном направлении, распространены только тортон, а еще дальше в этом же направлении вновь появляются породы нижнего сармата [Проведення ..., 2005а].

Плотность пород Бильче-Волицкого покрова изучалась многими исследователями, начиная с 60-х годов прошлого столетия.

Среди них — И.А. Балабушевич и Л.П. Ланда, А.В. Мухин и Л.С. Романов, И.З. Гонтовой, С.И. Субботин, И.И. Бородатый и Л.Е. Фильштинский. Исследованиями охвачена площадь от Ходновичей на северо-западе до Красноильска на юго-востоке (табл. 1) [Субботин, 1955; Гонтовой, 1961; Бородатый и др., 1965; Проведення ..., 2005а, 2008]. Плотность пород северо-западной части Бильче-Волицкого покрова (табл. 2) изучалась в разные годы, а основные результаты отражены в отчетах [Биличенко и др., 1974, 1978, 1979; Проведення ..., 2005а, 2008].

Всеми исследователями, занимающимися изучением плотности Бильче-Волицкого покрова, отмечено, что увеличение плотно-

сти с глубиной происходит не только при переходе от одной стратиграфической толщи к другой, но и внутри отдельных свит и толщ. Например, в отложениях дашавской и стебникской свит на фоне общего увеличения плотности с глубиной имеет место ряд скачкообразных изменений плотности на 0,05—0,08 г/см³. На рис. 3, а показано изменение плотности дашавских (верхний тортон) слоев по данным глубоких скважин Опарского месторождения [Субботин, 1955]. Плотность глин увеличивается от 2,17 г/см³ (первые 100 м) до 2,44 г/см³ на глубинах 1,3—1,4 км. Плотность песчаников (по осредненной кривой) увеличивается менее интенсивно — от 2,06 г/см³ (первые 150 м) до 2,26 г/см³

Т а б л и ц а 1 . Распределение плотности пород по районам Бильче-Волицкого покрова, по [Гонтовой, 1961; Бородатый и др., 1965; Деталізація ..., 2005; Проведення ..., 2005а, 2008]

Возраст	Районы измерений	Количество измерений	Литология	Глубина исследований, м	Средняя плотность, г/см ³
Четвертичные	Болехов, Тростянец, Калуш	532	торф, суглинки, глины, галечники	0,2—15	1,59 1,85—1,97 2,15 1,97
Неоген	Дашава, Опары, Крукеничи, Ходновичи, Косов, Кадобно, Угерско, Гриневка, Красноильск	1860	глины, аргиллиты	0—300 300—900 900—1400	2,20 2,37 2,46
		138 877	песчаники	70—800 700—1400	1,93—2,11 2,20—2,60
Верхний мел	Кадобно, Гриневка, Красноильск	169	песчаники, глины, мергели	800—1560	2,48
		67		1200—1560	2,60
Верхняя юра	Кадобно, Красноильск	18	песчаники, алевролиты, аргиллиты, известняки, ангидрит	1	
		40		200—1500	2,62
		45		1340—1920	2,62
		27		1340—1920	2,65
Верхний силур	Красноильск	40	песчаники, аргиллиты	1680—1840	2,68
		129		1840—2804	2,69

на глубине 1,3 км. Стебникские (нижний тортон) отложения также характеризуются определенной закономерностью увеличения плотности с глубиной (рис. 3,б).

С.И. Субботиным сделан вывод о том, что причиной увеличения плотности стебникских отложений является уплотнение пород с глубиной за счет уменьшения пористости. Пористость во всей серии глинистых осадков Бильче-Волицкого покрова зависит от современной глубины их залегания, т. е. от статической нагрузки [Субботин, 1955].

Несколько иное мнение имеет И.З. Гон-

товой, который на основе анализа данных по большому количеству скважин сделал вывод о том, что помимо линейной зависимости между плотностью глин и глубиной их залегания более часто наблюдается скачкообразное изменение плотности с увеличением глубины. По его мнению, такое изменение плотности однородных по минералогическому составу пород обусловлено не статической нагрузкой, а тектоническими процессами и геологическими условиями формирования региона: сменой процессов седиментации и денудации, которые вызывают остаточное уплотнение [Гонтовой, 1961].

Т а б л и ц а 2 . Плотность пород северо-западной части Бильче-Волицкого покрова по данным различных отчетов [Биличенко и др., 1974, 1978, 1979; Проведення ..., 2005 а, 2008]

Возраст	Ссылки на источник					
	[Биличенко и др., 1974]		[Биличенко и др., 1978]		[Биличенко и др., 1979; Проведення ..., 2005 а, 2008]	
	Литология	Средняя плотность, г/см ³	Литология	Средняя плотность, г/см ³	Литология	Средняя плотность, г/см ³
Сармат— верхний тортон	глины, аргиллиты, песчаники	2,38	аргиллиты,	2,20— 2,25	глины, аргиллиты, песчаники	2,35
Нижний тортон	глины, аргиллиты, мергели	2,43	глины, песчаники	2,41 2,53	глины, аргиллиты, мергели	2,48
Верхний мел	песчаники, мергели, глины	2,57	песчаники, глины	2,59	песчаники, мергели, глины	2,59
Верхняя юра	известняки, песчаники, алевролиты	2,65	известняки, песчаники	2,69	известняки, песчаники, алевролиты	2,65
Верхний силур	песчаники, аргиллиты	2,69	аргиллиты, алевролиты	2,69	песчаники, аргиллиты	2,69
Кембрий	—	—	аргиллиты, алевролиты	2,69	песчаники, аргиллиты, алевролиты	2,62
Рифей	—	—	песчаники, сланцы	2,69	сланцы	2,72

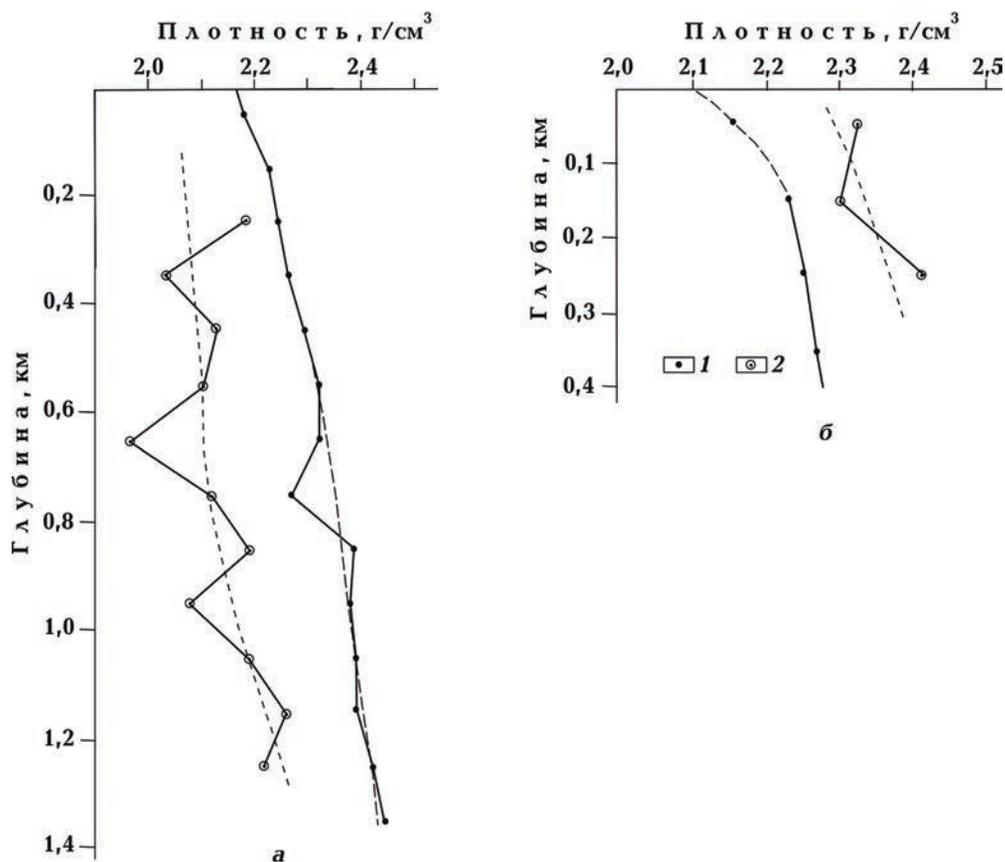


Рис. 3. Плотность пород Опарского месторождения, по А.В. Мухину и Л.С. Романову [Субботин, 1955]. Свиты: а — дашавская, б — стебникская; 1 — глины; 2 — песчаники. Пунктиром показана усредненная кривая.

Fig. 3. Density of rocks of the Oparsky deposit according to A.V. Mukhin and L.S. Romanov [Subbotin, 1955]. Suites: а — Dashava; б — Stebnik; 1 — clays; 2 — sandstones. The dotted line shows the averaged curve.

Неогеновые осадки залегают на более древних и, следовательно, более плотных породах. Этому контакту присуща четкая плотностная граница раздела. Так, в юго-восточной части Бильче-Волицкого покрова такая граница наблюдается на контакте неогеновых и меловых пород, где разность плотности составляет 0,10—0,15 г/см³ (табл. 3). В центральной части, в районе г. Стрый, она находится на контакте с юрскими породами, где разность плотности составляет 0,30 г/см³. В северо-западной части неогеновые осадки залегают непосредственно на породах рифея (см. табл. 2), и можно предположить, по аналогии с Украинским щитом, что и здесь присутствует четкая плотностная граница с разностью

0,25—0,30 г/см³. Средняя плотность неогеновых отложений в северо-западной части Бильче-Волицкого покрова (2,41 г/см³) ниже, чем в юго-восточной (2,51 г/см³) (см. табл. 2, 3). Средняя плотность меловых отложений покрова составляет 2,56 г/см³. Известняки в них характеризуются довольно постоянной плотностью (2,60 г/см³), а средняя плотность песчаников — 2,48 г/см³. В юрских отложениях все литологические разности хорошо выдержаны по плотности, равной в среднем 2,64 г/см³. Ангидриты имеют высокую плотность (2,75—2,80 г/см³) и подчиненное значение. Плотность отложений верхнего силура очень хорошо выдерживается по разрезу и составляет 2,69 г/см³ (см. табл. 2) [Бородатый и др., 1965; Детализа-

ція ..., 2005; Проведення ..., 2005а, 2008; Биличенко и др., 1974, 1978, 1979].

Средняя плотность отложений Бильче-Волицкого покрова согласно табл. 1 равна 2,40 г/см³ [Гонтовий, 1961; Бородатый и др., 1965; Проведення ..., 2005а, 2008].

Бориславско-Покутский и Самборский покровы Предкарпатского прогиба (Внутренняя зона). Самборский покров сложен исключительно отложениями миоцена, ко-

торые характеризуются двумя комплексами пород, разделенными угловым несогласием. Нижний комплекс представлен свитами нижнего — среднего миоцена и является основной массой покрова. На нем залегают менее дислоцированные отложения бадена и сармата, имеющие локальное распространение. В пределах Самборского покрова наблюдается значительная литологическая и фаціальная изменчивость, а

Таблица 3. Плотность неогеновых отложений юго-восточной части Бильче-Волицкого покрова, по [Деталізація ..., 2005; Проведення ..., 2008]

Возраст		Свита	Литология	Количество определений	Интервал плотности, г/см ³	Средняя плотность, г/см ³	Средняя плотность стратиграфической толщи, г/см ³
Неоген	торгон	—	мергели,	2	2,48—2,53	2,50	2,56
			аргиллиты,	82	2,42—2,48	2,59	
			конгломераты,	2	2,58—2,61	2,59	
			песчаники,	9	2,60—2,68	2,64	
			чередование аргиллитов с алевролитами, алевролиты	34	2,36—2,54	2,48	
	гельвет	баличская	песчаники, аргиллиты	2	2,44—2,48	2,46	2,50
				4	2,51—2,60	2,55	
	бурдигал	стебникская	глины, песчаники, аргиллиты, переслаивание песчаников, аргиллитов, алевролиты	5	2,14—2,22	2,19	2,44
				5	2,35—2,60	2,50	
				78	2,37—2,63	2,57	
				49	2,30—2,64	2,48	
				4	2,52—2,56	2,53	
добротовская	аргиллиты, чередование аргиллитов, алевролитов, песчаников, песчаники	7	2,60—2,64	2,61	2,51		
		26	2,33—2,53	2,45			
		3	2,46—2,50	2,48			
воротыщенская	аргиллиты, песчаники	9	2,50—2,64	2,62	2,56		
		4	2,48—2,52	2,51			

также усложнение его структуры складчатостью [Буров и др., 1986]. *Бориславско-Покутский* покров является крайней юго-западной структурной единицей Предкарпатского прогиба и сложен карпатским мел-палеогеновым флишем и перекрывающими молассами нижнего миоцена. Он образует единый комплекс с внешнекарпатским орогеном, хотя многими исследователями относится к Внутренней зоне Предкарпатского прогиба за счет наличия в его составе молассовых отложений [Тектонічна ..., 2007]. Существует и иное мнение о том, что Бориславско-Покутский покров является продолжением Скибового покрова и относится к флишевому бассейну осадконакопления, в котором молассовые образования стали откладываться позже в результате передвигающегося с юго-запада на северо-восток орогена [Гинтов и др., 2014]. В Бориславско-Покутском покрове донеогеновое основание представлено геосинклинальным флишем. Карпатский мел-палеогеновый флиш составляет основную массу пород, участвующих в строении покрова.

Плотность отложений Самборского и Бориславско-Покутского покровов Предкарпатского прогиба изучалась С.Я. Шерешевской, С.И. Субботиным, И.З. Гонтовым, Г.И. Петкевичем, И.И. Бородастым по

образцам из обнажений и керну из скважин (табл. 4—8) [Субботин, 1955; Бородастый и др., 1965; Проведення ..., 2003; Биличенко и др., 1974, 1978, 1979].

Как видно из табл. 4, до глубины 600 м плотность молассовых отложений изменяется в широких пределах — от 2,15 до 2,82 г/см³. Пониженные значения плотности характерны для соленосных отложений (соль, соленосная брекчия) и гипсоангидритов. Песчаники, которые в толще моласс (интервал 0—600 м) имеют подчиненное значение, отмечаются плотностью 2,44 г/см³. Некоторые интервалы глин и аргиллитов характеризуются плавным увеличением плотности с глубиной, а средняя плотность этих отложений равна 2,36 г/см³. Приблизительно в одной четвертой всех скважин, которые выявили песчано-глинистые отложения, также выявлено постепенное увеличение плотности с глубиной. Градиент нарастания плотности в среднем равен 0,014 г/см³ на 100 м. Эта закономерность наблюдается только в некоторых интервалах глин и аргиллитов. В большинстве крелиусных скважин отмечается скачкообразное изменение плотности с глубиной, которое не превышает на локальных границах раздела среди песчаников и аргиллитов $\pm 0,06$ г/см³. Среди соленосных отложений скачкообраз-

Т а б л и ц а 4 . Плотность молассовых и флишевых отложений Самборского и Бориславско-Покутского покровов Предкарпатского прогиба по данным И.З. Гонтового и Г.И. Петкевича [Бородастый и др., 1965; Проведення ..., 2003]

Возраст	Глубина исследования, м	Литология	Количество измерений	Средняя плотность, г/см ³
Неоген (миоцен)	0—600	<i>молассовые:</i> аргиллиты, песчаники, соленосные породы, ангидриты	3391	2,36
			592	2,44
			3861	2,15
			94	2,82
Палеоген	0—3000	<i>флишевые:</i> аргиллиты, алевролиты, глинистые сланцы, песчаник	960	2,48
			664	2,37

ное изменение плотности встречается чаще и достигает $\pm 0,13$ г/см³, но среди них есть отдельные толщи, плотность которых изменяется от одного замера к другому на $\pm 0,10$ — $0,20$ г/см³. Такие резкие колебания плотности обусловлены частой сменой минералогического состава [Бородатый и др., 1965; Проведення ..., 2003].

Плотность молассовых отложений, за исключением солей, определяется их пористостью. Отклонение от средних значений плотности флишевых отложений в одинаковой мере вызвано колебаниями пористости и удельного веса. Для пород Самборского и Бориславско-Покутского покровов изменение пористости на 1 % соответствует изменению плотности на $0,025$ — $0,03$ г/см³ [Бородатый и др., 1965].

На глубинах больше 1 км средняя плотность как молассовых, так и флишевых песчано-глинистых отложений практически не зависит от статической нагрузки и достигает значений, которые приведены в табл. 4.

Плотность флишевых отложений Самборского и Бориславско-Покутского покровов характеризуется значительными колебаниями даже в пределах нескольких метров скважин. В некоторых из них отме-

чаются скачки плотности около $0,15$ г/см³. Среди флишевых отложений основные плотностные границы раздела наблюдаются на контакте аргиллитов и глинистых сланцев с песчаниками ($\pm 0,1$ г/см³) и на контакте песчаников с разной степенью пористости ($\pm 0,2$ г/см³).

По данным [Биличенко и др., 1980] в Самборском покрове плотность изменяется с глубиной от $2,40$ до $2,53$ г/см³. Увеличение плотности с глубиной происходит за счет уплотнения глинистых и песчаных пород. В разрезе воротыщенских отложений (неоген) наблюдаются аномально высокие плотности за счет слободских конгломератов ($2,73$ г/см³). Согласно [Бородатый и др., 1965; Биличенко и др., 1978, 1980], палеоген и верхний мел Бориславско-Покутского покрова сравнительно неоднородны. При средней их плотности $2,52$ г/см³ выделяется менилитовая свита с пониженной средней плотностью ($2,44$ г/см³) и манявская свита с повышенной средней плотностью ($2,54$ г/см³). Средняя плотность воротыщенской свиты $2,49$ г/см³, а поляницкой — $2,52$ г/см³ (см. табл. 5). По данным [Биличенко и др., 1974] в Бориславско-Покутском покрове средняя плотность песчаников ($2,47$ — $2,58$

Т а б л и ц а 5. Средняя плотность флишевых отложений Самборского и Бориславско-Покутского покровов в зависимости от возраста по данным из скважин на глубинах больше 1 км

Возраст		Свита	Средняя плотность, г/см ³	
			по [Бородатый и др., 1965]	по [Биличенко и др., 1978]
Неоген	миоцен	стебникская, воротыщенская	2,50	2,51
			2,48	2,50
Палеоген	олигоцен	поляницкая, менилитовая	2,50	2,53
			2,42	2,47
	эоцен	быстрицкая, выгодская, манявская	2,50	2,53
			—	2,50
палеоцен	ямненская	—	2,54	
		2,40	2,51	
Мел	верхний	стрыйская	2,54	2,57

г/см³) зависит от возраста и во всех стратиграфических толщах выше, чем плотность аргиллитов (2,36—2,49 г/см³) и мергелей (2,45 г/см³). Исключением являются алевролиты карпатской серии, плотность которых примерно равна плотности песчаников. Аномально высокой плотностью отмечаются роговики (2,78 г/см³).

В пределах юго-восточной части Бориславско-Покутского покрова флишевые по-

роды приподняты и выходят на земную поверхность, образуя так называемые Покутские складки. На этой территории плотность отложений исследована по образцам из обнажений и по керновому материалу Покутской опорной скв-1 и ряда структурно-поисковых скважин (см. табл. 6) [Бородатый и др., 1965; Проведення ..., 2003].

При рассмотрении табл. 5 и 6 видно, что значения средней плотности для одноимен-

Т а б л и ц а 6 . Результаты определения плотности в районе Покутских складок

Возраст	Свита	Керновые образцы из скважин, по [Бородатый и др., 1965]			Образцы из обнажений, по [Бородатый и др., 1965; Проведення ..., 2003]		
		Интервалы глубин, м	Литология	Средняя плотность, г/см ³	Литология	Интервал изменения плотности, г/см ³	
Неоген	добротовская	—	—	—	песчаник, глина	2,40—2,48 2,35—2,46	
Палеоген	олигоцен	поляницкая	310—346 1455—2125	аргиллиты, аргиллиты, песчаники, алевролиты	2,62 2,63 2,66 2,65	песчаники, аргиллиты, мергель	2,41—2,64 2,45—2,52 2,38—2,57
		менилитовая	0—310 2125—2388	аргиллиты, песчаники, аргиллиты, песчаники	2,45 2,52 2,54 2,60	песчаники, аргиллиты, роговик, конгломерат, мергель	2,26—2,64 2,05—2,61 2,76—2,84 2,46—2,56 2,40—2,50
	эоцен	манявская	0—432	аргиллиты, песчаники, алевролиты	2,56 2,58 2,55	песчаники	2,54—2,66
		выгодская	960—1455	аргиллиты, песчаники, алевролиты	2,53 2,56 2,60	песчаники, алевролиты, аргиллиты	2,44—2,66 2,46—2,64 2,36—2,47
		быстрицкая	2388—2560	аргиллиты	2,54	песчаники	2,36—2,62
	палеоцен	ямненская	800—900	аргиллиты, песчаники, алевролиты	2,53 2,60 2,64	песчаники, аргиллиты, алевролиты	2,40—2,50 2,30—2,48 2,41—2,50
Мел	верхний	стрыйская	0—974	аргиллиты, песчаники, алевролиты	2,55 2,62 2,65	песчаники, аргиллиты, глины, гравий	2,32—2,70 2,37—2,45 2,44—2,46 2,66—2,70

ных стратиграфических толщ, исследованных по определениям образцов из обнажений, очень близки к тем значениям плотности керна, которые определены по скважинам на глубине более 1000 м (см. табл. 5) и незначительно выше (на 0,03—0,08 г/см³) значений средней плотности в верхней части разреза скважин (до 300 м) в районе Покутья (см. табл. 6). Данные табл. 6 указывают на довольно высокие значения средней плотности всех литологических разностей и целых стратиграфических толщ, вскрытых в скважинах Покутских Карпат. Наибольшие значения плотности (2,60—2,66 г/см³) присущи песчаникам и алевролитам различных горизонтов всех возрастных групп. Исключение составляют песчаники менилитовой серии (2,52 г/см³) в интервале глубин 0—310 м. Плотность аргиллитов, как правило, на 0,03—0,07 г/см³ меньше плотности песчаников. Увеличение плотности пород Покутья (2,60 г/см³) по мнению И.И. Бородатого следует связывать с уменьшением пористости пород на 2—5 %, обусловленной степенью их метаморфизма. Разрез Покутской опорной скважины показывает ряд локальных плотностных границ со сложной картиной переслаивания различных стратиграфических толщ [Бородатый и др., 1965; Проведення ..., 2003].

Основные плотностные границы в Самборском и Бориславско-Покутском покровах соответствуют контакту соленосных отложений с молассовыми и флишевыми аргиллитами и песчаниками. Разница плотностей на этих контактах составляет 0,30 г/см³ [Гонтовий, 1961; Мельничук и др., 1975].

Среднее значение плотности Самборского и Бориславско-Покутского покровов по данным И.И. Бородатого [Биличенко и др., 1974] составляет 2,52 г/см³, по данным образцов из обнажений оно несколько меньше — 2,48 г/см³ [Бородатый и др., 1965; Проведення ..., 2003].

2. Складчатые Карпаты включают в себя Внешние (Флишевые) и Внутренние Карпаты. Отложения *нижнего мела* в северо-западной части **Скибового покрова** представлены черными битуминизированными аргиллитами с прослоями алевролитов и пе-

счаников, а также переслаиванием черных алевролитов, аргиллитов и серых песчаников. В отложениях *верхнего мела* присутствуют кремнистые мергели, известняки и аргиллиты. В верхней части разреза появляются алевролиты и тонкослоистые известковистые песчаники. Присутствует также песчано-глинисто-мергелевый флиш, в котором преобладают мергели. В пределах северо-восточного склона Карпат нижняя часть разреза состоит из груборитмичного глинисто-песчаного флиша с прослоями массивных песчаников. Верхняя часть разреза также представлена глинисто-песчаными флишем, но с прослоями мергелей и известняков. Наблюдается чередование песчаников, алевролитов и аргиллитов. Отложения палеогена имеют широкое распространение на территории Скибового покрова. Отложения *палеоцена* включают зеленовато-серые и вишнево-красные аргиллиты, зеленовато-серые алевролиты и серые мелкозернистые песчаники. Выше залегает толща массивных ямненских песчаников, среди которых встречаются маломощные прослои зеленовато-серых аргиллитов. *Эоценовые отложения* разделяются на три части. Нижняя представляет собой толщу ритмичного чередования пропластков кремнистых аргиллитов и алевролитов, а также пачки массивных мергелей. В средней части залегают массивные песчаники, среди которых встречаются аргиллиты. Иногда в разрезе появляются гравелиты и конгломераты. В верхней части наблюдается чередование зеленовато-серых алевролитов или мелкозернистых песчаников. *Олигоценные* отложения представлены черными и темно-коричневыми аргиллитами с включениями песчаников и алевролитов, серыми известковистыми песчаниками, полосчатыми силицитами, туфами и туффитами, серыми известковистыми аргиллитами, которые иногда переходят в глины, а также песчаниками и алевролитами [Проведення ..., 2006].

В пределах Скибового покрова выделено семь скиб: Береговая, Оривская, Сколевская, Парашки, Зелемьянки, Рожанки, Славская. Во фронтальной части покрова, а именно в Береговой и Оривской скибах, харак-

терно отсутствие отложений нижнего мела, что связано с продвижением флишевого бассейна в северо-восточном направлении при ступенчатом подъеме фундамента [Гинтов и др., 2014].

Значения плотности по образцам, взятым из обнажений для отдельных литологических разностей и стратиграфических подразделений, приводятся отдельно для каждой скибы (см. табл. 7).

Береговая скиба является фронтальным элементом Скибового покрова и прослеживается на расстоянии около 180 км от границы с Польшей, где ее ширина составляет 0,4 км, за р. Прут, где ширина скибы увеличивается до 1,5 км. Максимальная ширина — 12 км Береговой скибы наблюдается в районе Биткова. В лобовой части скибы развиты древние, а в тыльной — более молодые породы. *Оривская скиба* четко прослеживается вдоль всей территории Украинских Карпат и надвинута на Береговую скибу, а на юго-востоке — на Бориславско-Покутский покров. Ширина скибы колеблется от 3—6 км на северо-западе и юго-востоке до 12—14 км в пересечении рек Чечвы и Прут. Оривская скиба имеет сложное строение. *Сколевская скиба* надвинута с юго-запада на Оривскую скибу с амплитудой перемещения 8—10 км. Ширина скибы изменяется от 3—4 на северо-западе и юго-востоке до 8—10 км в центральной части. По простиранию структура скибы изменяется. *Скиба Парашки* прослеживается вдоль всего Скибового покрова, имея ширину 2—8 км, и на юго-востоке испытывает резкое погружение. Линия надвига скибы Парашки извилистая, что свидетельствует о его пологом падении. *Скиба Зелемянки* характеризуется повсеместным развитием верхнемеловых отложений в любой части и практически прямой линией надвига. Ширина скибы изменяется от 3—4 км на северо-западе до 20 и более в пересечении р. Ломницы. К юго-востоку происходит погружение скибы Зелемянки, где широкое развитие имеют олигоценые отложения. Протяженность *скибы Рожанки* около 100 км от границы с Польшей до бассейна р. Свича, где она выклинивается. Ширина ее не пре-

вышает 3—4 км. Северо-западная часть скибы имеет блоковое строение за счет густой сети поперечных нарушений. Ее лобовая часть сложена верхнемеловыми отложениями, внутренняя часть характеризуется резким возрастанием мощности олигоценых отложений, а в наиболее погруженных частях развит нижний миоцен [Буров и др., 1986]. *Скиба Славская* является самой внутренней скибой, на северо-западе граничит с Кросненским покровом, на юго-востоке — с Черногорским.

Как видно из табл. 7, во всех скибах плотность отдельных литологических разностей изменяется в широких пределах. Так, плотность глин изменяется в интервале 1,90—2,50 г/см³, аргиллитов 2,00—2,76 г/см³, песчаников 2,04—2,86 г/см³, алевролитов 2,38—2,82 г/см³. Большие значения плотности характерны для роговиков (2,80—2,85 г/см³), которые встречаются в виде маломощных пачек в отложениях олигоцена (головецкая свита). Аргиллиты практически во всех возрастных группах имеют меньшую плотность по сравнению со средней плотностью песчаников. Исключением является маньявская серия в скибе Рожанки, где плотность аргиллитов (2,58 г/см³) и песчаников (2,56 г/см³) практически одинакова [Бородатый и др., 1965; Мельничук и др., 1975].

Сложная картина в распределении плотности видна и по отдельным возрастным группам. Например, средняя плотность эоценовых отложений в скибах Оривской, Сколевской и Зелемянки меньше средней плотности пород ямненской серии палеоцена на 0,01—0,12 г/см³, а в скибах Парашки и Рожанки, наоборот, плотность эоцена больше плотности палеоцена на 0,02—0,03 г/см³. Такая же картина наблюдается между ямненскими отложениями палеоцена и верхнемеловыми отложениями. Таким образом, на границах раздела одноименных возрастных групп в одной скибе избыточная плотность может быть с разным знаком [Бородатый и др., 1965; Проведення ..., 2006].

По характеру изменения плотности с глубиной в северо-восточной части Скибового покрова в пределах Береговой и Оривской скиб сделан вывод о том, что для раз-

Т а б л и ц а 7 . Плотность пород скиб Скибового покрова, по [Бородатый и др., 1965; Билченко и др., 1974]

Возраст	Свита	Литология	Скибы								
			Береговая	Оривская	Сколевская	Парашки	Зелемянки	Рожанки	Славская		
Плиоцен	Олигоцен	глины, песчаники	—	2,24—2,50 2,32—2,54	—	—	—	—	—	—	2,24—2,50
			2,21—2,63 2,13—2,60 1,98—2,19	2,28—2,62 2,00—2,52 2,42—2,49 2,34—2,69 2,33—2,55	2,13—2,76 2,21—2,64 2,32	—	2,41—2,80 2,18—2,50	2,26—2,71 2,12—2,68 2,00—2,48	—	2,36—2,80 2,10—2,90 1,90—2,58 2,53—2,71 2,22—2,72 2,78—2,82 2,60—2,75	
Палеоген	манявская, карпатская, польская, быстрицкая, выгодская	песчаники, аргиллиты, алевролиты, глины, гравий, глинистые сланцы, роговик, мергель, гравеллит	2,42—2,64 2,45—2,70 2,39—2,57	2,26—2,63 2,00—2,52 2,38—2,82 1,77—2,25 2,40—2,50	2,13—2,69 2,04—2,54 2,52—2,74	2,31—2,81 2,29—2,65 2,52—2,64	2,45—2,78 2,10—2,40 2,62—2,71	2,50—2,60 2,55—2,60 2,49—2,65	—	—	2,38—2,80 2,24—2,56 2,58—2,72
			—	—	—	2,04—2,54 2,58—2,79	—	—	—	—	—
Палеоген	ямненская	песчаники, гравеллиты, глины, алевролиты, аргиллиты, конгломераты	—	2,36—2,86 2,40—2,50 2,45—2,50 2,40—2,44	2,24—2,72	2,42—2,66	2,60—2,70	2,50—2,63	—	—	2,44—2,50
			—	—	2,54—2,61 2,40—2,47 2,46—2,56	—	—	—	—	—	—
Мен	верхний	глины, аргиллиты, песчаники, алевролиты, роговик, гравеллит	—	2,10—2,52 2,12—2,68 2,30—2,70 2,60—2,79	—	2,14—2,29 2,00—2,63 2,28—2,78	2,35	—	—	—	—
			—	—	2,30—2,64 2,42—2,56 2,63—2,64	—	2,18—2,48 2,37—2,63 2,58—2,68 2,80—2,96	2,61—2,70	—	—	2,41—2,53 — 2,51—2,58 — 2,58—2,72

ных стратиграфических подразделений не наблюдается прямой взаимосвязи между плотностью и глубиной залегания, но отмечается общая тенденция увеличения плотности с глубиной, которая наиболее ярко проявляется в стрыйской серии отложений. Плотность всех литологических разностей, вскрытых скважинами, изменяется в широких пределах — от 2,45 до 2,73 г/см³. Наиболее сильный разброс в значениях плотности наблюдается в верхней части разреза до глубины 1000 м (около 0,50 г/см³), глубже он несколько уменьшается и на глубинах 2000—3000 м не превышает 0,15 г/см³.

Для одних и тех же литологических разностей как в скважинах до глубины 800—1000 м, так и в обнажениях, величина разброса в значениях плотности почти одинакова. Например, в Оривской скибе средняя плотность пород до глубины 800—1000 м составляет 2,50 г/см³, что равно средней плотности, полученной по образцам из обнажений [Бородатый и др., 1965].

Плотность пород в Скибовом покрове зависит, главным образом, от пористости. Литологический состав в меньшей мере влияет на величину плотности. Изменение плотности с глубиной происходит не плавно, а в большинстве случаев скачкообразно. При этом скачки бывают как с положительным, так и с отрицательным знаком.

Средняя плотность скиб по данным разных авторов, вычисленная с учетом мощности отдельных стратиграфических толщ, которыми они сложены, составляет:

Береговая — 2,40 г/см³ [Бородатый и др., 1965; Мельничук и др., 1975; Проведення ..., 2006];

Оривская — 2,46 г/см³ [Бородатый и др., 1965; Мельничук и др., 1975; Проведення ..., 2006]; 2,53 г/см³ [Биличенко и др., 1974];

Сколевская — 2,52 г/см³ [Бородатый и др., 1965]; 2,50 г/см³ [Мельничук и др., 1975; Проведення ..., 2006]; 2,53 г/см³ [Биличенко и др., 1974];

Парашки — 2,52 г/см³ [Бородатый и др., 1965]; 2,51 г/см³ [Мельничук и др., 1975; Проведення ..., 2006]; 2,50 г/см³ [Биличенко и др., 1974];

Зелемянки — 2,54 г/см³ [Бородатый и др., 1965; Мельничук и др., 1975; Проведення ..., 2006];

Рожанки — 2,56 г/см³ [Бородатый и др., 1965]; 2,57 г/см³ [Мельничук и др., 1975; Проведення ..., 2006];

Славская — 2,53 г/см³ [Бородатый и др., 1965].

Средняя плотность во всем Скибовом покрове по данным разных авторов отличается и составляет: около 2,55 г/см³ по [Бородатый и др., 1965], 2,52 г/см³ по [Биличенко и др., 1974], 2,58 г/см³ по [Биличенко и др., 1980], 2,62 г/см³ по [Бобровник, 1973], 2,60 г/см³ по [Субботин, 1955], 2,51 г/см³ по [Мельничук и др., 1975].

В Кросненском (Силезском) покрове в нижней части разреза отложения нижнего мела представлены толщей переслаивающихся серых и черных карбонатных слюдястых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Выше песчано-глинистые отложения постепенно переходят в монолитную песчаную толщу. Еще выше наблюдается чередование темно-серых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Отложения верхнего мела представлены мергелями и аргиллитами. Местами происходят фациальные замещения глинистых отложений. Аргиллиты переходят в известняки, а мергели замещаются зеленовато-серым кремнистым флишем. Встречаются также алевролиты и песчаники. В пределах Кросненского (Силезского) покрова среди палеогеновых отложений наиболее распространены породы олигоцена, который представлен по разрезу тремя толщами. Нижняя состоит из темно-серых, коричневых и серых аргиллитов с прослоями песчаников, алевролитов и мергелей. Средняя — песчаная толща — представлена массивными слюдястыми песчаниками и мало мощными прослоями аргиллитов. Верхняя — песчано-глинистая толща — представляет собой чередование песчаников, алевролитов и аргиллитов [Проведення ..., 2006; Гнилко, 2010].

Плотность для Кросненского (Силезского) покрова определялась только по образцам из обнажений [Бородатый и др., 1965; Проведення ..., 2006]. Исследованы породы олигоценного, эоценного, палеоценного и мелового возраста. Все исследованные

стратиграфические подразделения характеризуются довольно высокой плотностью, которая равна 2,59—2,60 г/см³. Исключение составляют породы нижнеголовецкой под-свиты, средняя плотность которых равна 2,48 г/см³, поскольку в ее состав входят глины с низкой плотностью 2,03—2,07 г/см³ (см. табл. 8).

По данным [Мельничук и др., 1975] в раз-резе Кросненского (Силезского) покрова присутствуют породы всех стратиграфиче-ских подразделений, представленных пес-чаниками, мергелями, аргиллитами, и харак-теризуются высокой средней плотностью (2,60 г/см³). Плотность известняков (2,71 г/см³) близка к плотности роговиков (2,65—

Т а б л и ц а 8 . Плотность пород Кросненского (Силезского) покрова, определенная по образцам из обнажений [Бородатый и др., 1965; Проведення ..., 2006]

Возраст		Подсвита	Литология	Количество определений	Интервал плотности, г/см ³	Среднее значение плотности, г/см ³	Средняя плотность стратиграфической толщи, г/см ³
Палеоген	олигоцен	верхне-головецкая	песчаники,	417	2,38—2,75	2,62	2,60
			аргиллиты,	265	2,20—2,74	2,58	
	мергели,		58	2,18—2,64	2,47		
	роговики,		10	2,52—2,78	2,65		
глины,	3		2,38—2,56	2,44			
известняки	19	2,67—2,72	2,71				
нижне-головецкая	песчаники,	1001	2,23—2,70	2,47	2,48		
	аргиллиты,	733	2,12—2,71	2,48			
алевролиты,	40	2,16—2,58	2,35	2,06			
	157	2,54—2,82	2,65				
глины,	20	2,03—2,07	2,06	2,82			
роговики,	7	2,68—2,86	2,82				
известняки	5	2,54—2,66	2,62	2,62			
зоцен	нерасчлененный	песчаники,	421	2,40—2,76	2,63	2,60	
		аргиллиты,	253	2,38—2,69	2,51		
алевролиты,		273	2,44—2,72	2,63			
гравеллиты,		46	2,61—2,67	2,63			
мергель,		15	2,39—2,54	2,47			
известняки	45	2,57—2,69	2,63				
палеоцен	ямненская	песчаники,	75	2,58—2,69	2,63	2,59	
		аргиллиты,	22	2,56—2,60	2,58		
		алевролиты	66	2,54—2,72	2,63		
Мел	верхний	песчаники,	140	2,56—2,70	2,63	2,59	
		аргиллиты,	37	2,40—2,60	2,50		
		алевролиты,	20	2,63—2,66	2,65		
		мергели,	15	2,37—2,58	2,48		
		глины	6	2,46—2,56	2,51		

2,82 г/см³). Средняя плотность Кросненского (Силезского) покрова по данным [Мельничук и др., 1975; Бородатый и др., 1965] составляет 2,57 и 2,58 г/см³ соответственно.

Свидовецкий, Красношорский, Буркутский, Черногорский и Раховский внутренние флишевые покровы относятся к Внешним Восточным Карпатам (см. рис. 1), **Дуклянский** — к Внешним Западным Карпатам [Гнилко, 2011].

Отличительной особенностью *Дуклянского покрова* является развитие в нем шипотской свиты нижнего мела. От Черниговского покрова он отличается развитием палеогеновых отложений. В Дуклянском покрове выделяются две части. В северо-западной наблюдается более мощное развитие нижней тонкоритмичной части сенонского комплекса, имеющей более темную окраску по сравнению с песчаным комплексом, развитым юго-восточнее. Толщи мергелей и вышележащий флиш относятся к олигоцену, а завершающие разрез мощные песчаники — к олигоцену и, возможно, к самым низам миоцена. Для юго-восточной части покрова характерно глинистое развитие верхнего мела и наличие мощных палеогеновых отложений вплоть до верхнего эоцена [Буров и др., 1986].

В составе *Черногорского покрова* выделяются два субпокрова — *Скуповский* и *Говерлинский*. Литофациальные различия между ними заключаются в более песчаном характере разреза верхнемеловых отложений в Говерлинском субпокрове и отсутствии в нем значительной части палеогена. Скуповский субпокров сложен образованиями нижнего мела шипотской свиты, ритмичным флишем и песчаными толщами палеоцена — эоцена. Говерлинский субпокров в литературе широко известен под названием зоны черных сланцев. Сложен только меловыми отложениями с черными глинистыми и песчаными толщами шипотской свиты [Буров и др., 1986]. В разрезе также встречаются аргиллиты, мергели, известняки палеогенового и мелового возраста.

Раховский покров по данным [Мельничук и др., 1975] представлен породами нижнего мела.

В *Дуклянском, Свидовецком, Красношорском, Буркутском и Черногорском покровах* плотность палеогенового и мелового флиша изучена по большому количеству обнажений. Используются также материалы Карпатской геофизической экспедиции по району Оленево, где по неглубоким скважинам и обнажениям определена плотность флишевых палеогеновых отложений и интрузивных пород различного состава. Дополнительно был использован керновый материал по скв. Свалява-2 до глубины 2000 м. Полученные данные отражены в табл. 9 [Бородатый и др., 1965].

Как видно из табл. 9, все литологические разности как осадочных, так и изверженных пород изменяются в очень широких пределах. Песчаники во всех стратиграфических подразделениях характеризуются более высокой плотностью по сравнению с аргиллитами. Меловым отложениям присуще общее увеличение средней плотности с возрастом от 2,49 г/см³ в черногорской свите до 2,60 г/см³ в шипотской. Данные о характере изменения плотности пород с глубиной по скв. Свалява-2 приведены в табл. 10.

Как видно из табл. 10, в верхней части разреза в отложениях эоцена до глубины 275 м плотность пород изменяется в широких пределах от 2,15 г/см³ (глины) до 2,70 г/см³ (песчаники). От 275 до 450 м плотность алевролитов и песчаников в среднем равна 2,65 и 2,60 г/см³ соответственно, а от 450 до 2000 м она выдерживается по разрезу и составляет в среднем 2,65 г/см³.

Для *Раховского покрова* характерно развитие своеобразной литолого-фациальной разновидности мелового флиша, представленного породами раховской и буркутской свит [Кульчицкий, 1966; Буров и др., 1986]. Плотность осадочных отложений изучена по образцам из обнажений [Бородатый и др., 1965] (табл. 11). Также исследована плотность эффузивов андезито-дацитов. Песчаники, алевролиты и известняки характеризуются повышенными значениями плотности (2,62—2,69 г/см³). Наиболее высокое среднее значение плотности (2,69 г/см³) характерно для известняков раховской серии и для изверженных пород. Аргиллиты и слан-

цы, которые имеют подчиненное значение в этом покрове, имеют низкую среднюю плотность (2,43—2,47 г/см³).

Средняя плотность Дуклянского, Крас-

ношорского, Свидовецкого, Буркутского и Черногорского покровов по [Бородатый и др., 1965] (см. табл. 9) равна 2,55 г/см³.

Согласно работам [Бобровник, 1973; Мель-

Т а б л и ц а 9 . Плотность палеогенового и мелового флиша по определениям образцов из обнажений и мелких скважин Дуклянского, Свидовецкого, Красношорского, Буркутского и Черногорского покровов, по [Бородатый и др., 1965]

Возраст	Свита	Литология	Количество определений	Интервал плотности, г/см ³	Среднее значение плотности, г/см ³	Средняя плотность стратиграфической толщи, г/см ³	
Палеоген	—	песчаники,	2450	2,20—2,81	2,57	2,52	
		аргиллиты,	724	1,96—2,74	2,41		
		алевролиты,	62	2,50—2,74	2,62		
		глины,	45	1,96—2,54	2,34		
		гравеллиты,	35	2,56—2,66	2,61		
		известняки,	4	2,57—2,71	2,64		
		аргиллит (по скв.),	358	2,08—2,89	2,45		
		аргиллиты кристаллические (по скв.),	3	2,83—3,08	2,91		
		песчаники (по скв.),	35	1,96—2,73	2,48		
		тектоническая брекчия (по скв.)	93	2,19—2,76	2,50		
Мел	верхний	черногорская	песчаники,	775	2,26—2,76	2,50	2,49
			аргиллиты,	365	2,26—2,66	2,46	
			гравеллиты	12	2,56—2,69	2,61	
	верхний	скуповская	песчаники,	275	2,20—2,78	2,58	2,53
			алевролиты,	42	2,46—2,64	2,60	
			аргиллиты,	120	2,30—2,62	2,44	
			глины,	20	2,08—2,46	2,30	
			гравеллиты,	35	2,56—2,66	2,61	
			мергели	18	2,35—2,44	2,38	
	нижний	ялонецкая	песчаники,	193	2,40—2,72	2,67	2,60
аргиллиты,			99	2,26—2,78	2,48		
алевролиты			18	2,58—2,64	2,60		
нижний	шипотская	песчаники,	406	2,44—2,98	2,61	2,60	
		алевролиты,	91	2,52—2,80	2,69		
		аргиллиты,	199	2,30—2,74	2,50		
		мергели	9	2,50—2,64	2,55		
Инtruзия		эруптивная брекчия (по скв.),	136	2,09—2,86	2,30	—	
		андезит (по шурфам),	3	2,37—2,80	2,64		
		диорит-порфирит (по скв.),	76	2,24—2,86	2,59		
		диорит-порфирит (по шурфам),	35	1,80—2,72	2,27		
		диорит (по шурфам)	5	2,02—2,41	2,25		

Т а б л и ц а 10 . Изменение плотности с глубиной по скважине Сваява-2, по [Бородатый и др., 1965]

Возраст	Глубина, м	Литология	Интервал плотности, г/см ³
Эоцен	0—100	глины, песчаники	2,15—2,35 2,40—2,70
	100—200	аргиллиты, песчаники	2,45—2,55 2,40—2,65
	200—275	аргиллиты	2,35—2,55
Палеоцен и мел	275—450	алевролиты, песчаники	2,60—2,70 2,55—2,65
	1000—2000	алевролиты, песчаники	2,60—2,70 2,60—2,70

ничук и др., 1975], средняя плотность Буркутского покрова равна 2,58 г/см³, для Свищевецкого и Красношорского покровов ее значение меньше и составляет 2,56 г/см³,

для Дуклянского покрова средняя плотность равна 2,57 г/см³, а для Черногорского ее значение составляет 2,54 г/см³. Средняя плотность Раховского покрова 2,63 г/см³ [Бо-

Т а б л и ц а 11 . Плотность осадочных отложений Раховского покрова, по [Бородатый и др., 1965]

Возраст	Серия	Литология	Количество определений	Интервал плотности, г/см ³	Средняя плотность, г/см ³	Средняя плотность стратиграфической толщи, г/см ³
Нижний мел	буркутская	песчаник,	978	2,28—2,80	2,63	2,61
		алевролит,	30	2,44—2,74	2,62	
		аргиллит,	144	2,28—2,80	2,47	
		сланец,	18	2,38—2,70	2,43	
		гравеллит,	7	2,62—2,65	2,64	
	конгломерат	30	2,52—2,76	2,62		
	раховская	песчаник,	115	2,40—2,72	2,63	2,63
		алевролит,	16	2,60—2,66	2,65	
		аргиллит	9	2,40—2,49	2,43	
		глинистый	9	2,50—2,72	2,61	
сланец,		16	2,50—2,70	2,58		
сланец,	30	2,64—2,73	2,69			
известняк						
Интрузии	андезито-дациты	35	2,54—2,86	2,69	2,69	

родатый и др., 1965; Бобровник, 1973; Мельничук и др., 1975].

Пьенинская зона, Монастырецкий покров (внутреннекарпатский флиш), Мармарошский кристаллический массив (Белопотоцкий и Деловецкий покровы), зона Мармарошских утесов (Вежанский и Монастырецкий покровы) и Магурский покров относятся к Внешним Западным Карпатам.

Пьенинская зона и Монастырецкий покров (внутреннекарпатский флиш). В разрезе *Пьенинской зоны* среди юрских пород присутствуют разнофациальные образования — от глубоководных радиоляритов до прибрежных органогенных известняков [Гнилко и др., 2015]. Породы нижнего мела представлены тисальской свитой (альб-сенман) и сложены чередованием глин, известковистых аргиллитов с прослоями мергелей и известняков. Литология вышележащей пуховской свиты (турон—маастрихт) подобна и представлена глинами с пропластками песчаников, алевролитами, известняками и мергелями. Присутствуют также мощные пласты и пачки песчаников, иногда пачки флишоидного чередования [Гинтов и др., 2014]. Палеогеновые (эоценовые) отложения зоны состоят из песчаников и гравелитов, флиша и базальных конгломератов. Оligоценовые отложения представлены полосчатыми известняками в нижней части разреза. Выше залегают сильноизвестняковистые аргиллиты, алевролиты, песчаники. Грубообломочный материал в виде прослоев гравелитов и конгломератов характерен как для разреза эоцена, так и для олигоцена Пьенинской зоны [Муровская и др., 2016].

Характерной особенностью Пьенинской зоны являются крупные утесы (клишпы, кластолиты) триасовых и юрских известняков, залегающие в виде глыб среди интенсивно дислоцированных менее прочных пород (флиша, сланцев, красных пуховских мергелей) [Гинтов и др., 2014; Муровская и др., 2016]. Мощность мергелей не превышает первых сотен метров, а в верхней части их стратиграфического разреза наблюдаются линзы обломочных пород [Гнилко и др., 2015]. Геологи рассматривают меловой раз-

рез зоны, подобно Мармарошской зоне, как олистострому, а известняковые глыбы как олистолиты [Деталізація ..., 2001]. По существу Пьенинская зона является крупным тектоническим меланжем, который со структурным несогласием перекрыт эоценовыми конгломератами и флишем, который в свою очередь перекрыт неогеновыми молассами Закарпатского прогиба [Круглов, 1998; Гнилко и др., 2015].

Более внешнее и структурно нижнее положение относительно Пьенинской зоны во Внутренних Украинских Карпатах занимает *Монастырецкий покров* (внутреннекарпатский флиш). Палеоценово-эоценовая сушманецкая свита сложена флишем, в котором встречаются прослой зеленых и красных аргиллитов. Эоценовая драговская свита, перекрывающая сушманецкую, сложена толстослоистыми и массивными серыми песчаниками и груборитмичным флишем. В этой свите также наблюдаются обломки кварца, метаморфических (гнейсы, кристаллические сланцы) и магматических пород [Гнилко и др., 2015].

Для Пьенинской зоны исследованы образцы пород мелового и юрского возраста, в которых высокой средней плотностью отмечаются известняки и конгломераты ($2,70 \text{ г/см}^3$) (табл. 12). В меловых нерасчлененных отложениях Пьенинской зоны низкие значения плотности присущи глинам и аргиллитам ($2,09\text{—}2,29 \text{ г/см}^3$). В верхнеюрских отложениях этой зоны исследовано несколько образцов изверженных пород андезитов и андезито-базальтов, которые имеют небольшую плотность ($2,40\text{—}2,48 \text{ г/см}^3$), что, по всей видимости, связано с разрушением этих пород [Бородатый и др., 1965; Мельничук и др., 1975].

Во внутреннекарпатском флише, который представлен нерасчленным эоценом, средняя плотность известняков ниже и составляет $2,51 \text{ г/см}^3$, а песчаники, наоборот, имеют высокую плотность ($2,61 \text{ г/см}^3$) (см. табл. 12) [Бородатый и др., 1965].

Средняя плотность Монастырецкого покрова равна $2,56 \text{ г/см}^3$, а Пьенинской зоны — $2,56 (2,70) \text{ г/см}^3$ [Бородатый и др., 1965; Мельничук и др., 1975].

Меловые отложения **Мармарошского кристаллического массива** представлены соймульской и пуховской свитами. Первая сформирована терригенными осадками, в которых нередко наблюдаются известняки. Вторая залегает на соймульской свите. Палеоцен-эоценовые отложения представлены терригенной метовской свитой, состоящей из конгломератов и песчаников с обломками пород маастрихского возраста, и дусинской, которая представлена черными аргиллитами и мергелями с прослоями алевролитов, песчаников и кремней [Гинтов и др., 2014].

Зона Мармарошских утесов сложена мел-палеогеновыми отложениями, в нижней части стратиграфического разреза развита нижнемеловая (до 1000 м) олистостромовая и олистостромо-конгломератовая толща соймульской свиты, образующая совместно Мармарошские утесы. В верхней

части толщи наблюдаются конгломераты, которые формируют в ней седиментационные линзы (до сотен метров). Матрикс олистостромы сложен песчано-глинистым материалом с гравием и щебнем. Местами он переработан в тектоническую брекчию до меланжа. Олистолиты, которые представлены в рельефе «утесами», характеризуются двумя типами пород. Первый сложен образованиями, подобными комплексам пород кристаллического фундамента и осадочного чехла Мармарошского кристаллического массива: метаморфическими сланцами, гнейсами, гранитами, кварцевыми гравелитами и конгломератами перми—триаса, доломитами и известняками триаса и юры. Второй состоит из разобщенных фрагментов офиолитовой ассоциации [Гнилко и др., 2015].

По данным [Мельничук и др., 1975] зона Мармарошских утесов сложена породами

Таблица 12. Плотность отложений Монастырецкого покрова (внутреннекарпатского флиша) и Пьенинской зоны, по [Бородатый и др., 1965]

Возраст	Подотдел, свиты	Литология	Количество определений	Интервал плотности, г/см ³	Средняя плотность, г/см ³	Средняя плотность стратиграфической толщи, г/см ³
<i>Монастырецкий покров (внутреннекарпатский флиш)</i>						
Палеоген	эоцен нерасчлененный	песчаник,	315	2,40—3,04	2,61	2,56
		алевролит,	45	2,44—2,70	2,58	
		аргиллит,	68	2,20—2,52	2,38	
		известняк, гравеллит	40 12	2,40—2,64 2,20—2,80	2,51 2,39	
<i>Пьенинская зона</i>						
Мел	нерасчлененный	песчаник,	170	2,22—2,59	2,48	2,41
		аргиллит, глина	93 136	2,12—2,45 1,94—2,40	2,29 2,09	
пуховская		песчаник	334	2,26—2,77	2,53	
Юра—мел	—	известняк,	87	2,60—2,80	2,70	2,70
		конгломерат	13	2,64—2,76	2,70	

мела (конгломераты, песчаники, аргиллиты), средняя плотность которых составляет 2,60 г/см³, и породами палеозоя (филлиты, кварциты) с плотностью порядка 2,69 г/см³. Средняя плотность пород зоны составляет 2,65 г/см³.

К верхнемеловым—палеогеновым отложениям **Вежанского покрова** относятся послеолистостромные отложения зоны Мармарошских утесов. Олистостромово-конгломератовая толща соймульской свиты, в которой присутствуют громадные обломочные глыбы мощностью более 1,5 км, сменяется сеноманской толщей песчаников и алевролитов. Здесь же развиты глыбы серпентинитов, диабазов, габбро-диабазов, кварцевых порфиров, гранодиоритов и других разнообразных магматических пород, не подвергшихся метаморфизму. Выше лежат турон-маастрихтские пелагические красные мергели пуховской свиты, маастрихтский флиш ярмутской свиты, палеоцен-эоценовые флишоидные песчано-мергелистые образования и пестроцветные пелагические мергели метовской свиты. Завершают стратиграфический разрез Вежанского покрова олигоценные пелагические черные и темно-серые аргиллиты, мергели, линзы кремней, прослойки песчаников дусинской свиты [Круглов, 1998; Гнилко и др., 2015].

Для определения плотности пород Мармарошского кристаллического массива и зоны Мармарошских утесов были исследованы образцы из обнажений мелового возраста (табл. 13). Для сильно метаморфизованных пород, представленных филлитами, кварцитами и кварцитовыми сланцами, возраст точно не установлен. Их примерный возраст палеозой—протерозой [Бородатый и др., 1965].

Как видно из табл. 13, плотность пород Мармарошского кристаллического массива и Мармарошской утесовой зоны идентична плотности пород Раховского покрова. Наименьшие значения присущи аргиллитам (2,48—2,53 г/см³), все остальные породы имеют более высокую плотность (2,60—2,70 г/см³). Средняя плотность пород всей зоны Мармарошского кристаллического массива и Мармарошских утесов, согласно табл. 13, составляет 2,62 г/см³ [Бородатый и др., 1965]. По данным [Мельничук и др., 1975] плотность больше и равна 2,65 г/см³.

Комплекс пород, слагающих **Магурский покров**, представлен песчано-глинистым палеогеновым флишем, состоящим из тонкоритмичного чередования аргиллитов, алевролитов и песчаников, часто со значительным преобладанием глинистых пород (пале-

Т а б л и ц а 13 . Плотность пород Мармарошского кристаллического массива и Мармарошской утесовой зоны, по [Бородатый и др., 1965]

Возраст	Свиты	Литология	Количество определений	Интервал плотности, г/см ³	Средняя плотность, г/см ³	Средняя плотность стратиграфической толщи, г/см ³
Мел	пуховская соймульская, нерасчлененные	конгломераты	30	2,46—2,64	2,57	2,57
		песчаник, аргиллит	52	2,63—2,72	2,67	
		песчаник, аргиллит	8	2,44—2,53	2,48	2,62
		песчаник, аргиллит	17	2,57—2,74	2,67	
		аргиллит	8	2,47—2,64	2,53	
Палеозой	—	филлит, кварциты	50	2,64—2,80	2,70	2,68
			23	2,40—2,72	2,64	

оцен—нижний эоцен), а также грубого флиша и песчаников среднего—верхнего эоцена [Буров и др., 1986].

Для Магурского покрова исследованы образцы из обнажений только нерасчлененных пород палеоцена и эоцена (табл. 14). Наибольшие значения в этом покрове характерны для песчаников (2,57 г/см³), а аргиллиты и алевролиты имеют одинаковую плотность 2,38 г/см³ [Бородатый и др., 1965]. Средняя плотность всей стратиграфической толщи равна 2,38 г/см³. Плотность осадочных пород Оленевского участка по данным [Субботин, 1955] колеблется между значениями 2,35 и 2,69 г/см³, составляя в среднем 2,49 г/см³. Средняя плотность Магурского покрова по данным [Мельничук и др., 1975] за счет высокой плотности песчаников равна 2,52 г/см³.

Данные о плотности пород складчатой области Украинских Карпат сведены в общую таблицу (табл. 15), в которой приведены средние значения плотности различных возрастных групп осадочного комплекса пород по каждой структурно-фациальной зоне с учетом всей имеющейся информации [Гонтовий, 1961; Бородатый и др., 1965; Мельничук и др., 1975; Деталізація ..., 2005; Проведення ..., 2005 а, б, 2003, 2006, 2008; Биличенко и др., 1974, 1978, 1979, 1980]. Плотность скиб в Скибовом покрове определялась с учетом всей имеющейся информации о возрасте

(от миоцена до верхнего мела включительно) и изменении литологического состава.

Табл. 15 указывает на весьма сложный характер распределения плотности в Складчатых Карпатах. Зависимость плотности от возраста не совсем четкая. Наиболее высокие значения плотности (2,68—2,70 г/см³) характерны для пород нижнего мела и юры в Пьенинской зоне и протерозойских породах Мармарошского кристаллического массива (см. табл. 12, 13).

3. Закарпатский прогиб. Особое место в изучении состава и плотностных свойств неогеновых отложений Закарпатского прогиба занимают работы [Субботин, 1955; Бородатый и др., 1965; Хоменко, 1971; Биличенко и др., 1972; Мельничук и др., 1975; Проведення ..., 2005 б], в которых систематизированы результаты всех предыдущих исследований.

В табл. 16 представлены данные работ [Субботин, 1955; Хоменко, 1971]. Плотность в работе [Хоменко, 1971] получена по керну из скважин Залуж (1, 4, 6, 20), Ужгород (18, 19) и Данилово-1. Пробы для исследований брались по 0,3 м керна, что позволило получить материал, который в достаточной мере иллюстрирует значение плотности по разрезу этих скважин. Глинистая толща характеризуется увеличением плотности с глубиной в зависимости от возраста пород. Изменение плотности с глубиной не везде оди-

Т а б л и ц а 14 . Плотность палеогеновых отложений Магурского покрова

Данные образцов из обнажений (палеоцен и эоцен нерасчлененный), по [Бородатый и др., 1965]				Данные по скважинам и шурфам Оленевского участка, по [Субботин, 1955]		
Возраст	Литология	Интервал плотности, г/см ³	Средняя плотность, г/см ³	Литология	Интервал плотности, г/см ³	Средняя плотность, г/см ³
Палеоген	песчаник,	2,38—2,71	2,55	глины, аргиллит (по скв.), алевролит (по шурфам), песчаник (по скв.)	2,00—2,54	2,35
	алевролит,	2,30—2,45	2,38		2,08—2,89	2,45
	аргиллит,	2,14—2,52	2,38		2,67—2,71	2,69
	суглинок	2,08—2,26	2,17		1,96—2,73	2,48

Т а б л и ц а 15 . Обобщенные средние значения плотности горных пород складчатой области Украинских Карпат

Структурно-фациальные зоны (покровы, скибы)	Возраст					
	По данным	Олигоцен	Эоцен	Палеоцен	Верхний мел	Нижний мел
<i>Внешние (Флишевые) Карпаты</i>						
Скибовый						
<i>Береговая</i>	[Бородатый и др., 1965; Мельничук и др., 1975; Проведення ..., 2006]	2,31	2,49	—	—	—
<i>Оривская</i>	[Бородатый и др., 1965; Мельничук и др., 1975; Проведення ..., 2006]	2,44	2,46	2,47	2,48	—
	[Биличенко и др., 1974]	2,35	2,44	2,51	2,58	—
<i>Сколевская</i>	[Бородатый и др., 1965]	2,50	2,50	2,56	2,55	2,50
	[Мельничук и др., 1975; Проведення ..., 2006]	2,41	2,50	2,56	2,55	2,50
	[Биличенко и др., 1974]	2,53	2,38	2,43	2,55	—
<i>Парашки</i>	[Бородатый и др., 1965]	—	2,52	2,50	2,54	—
	[Мельничук и др., 1975; Проведення ..., 2006]	2,50	2,52	2,50	2,54	—
	[Биличенко и др., 1974]	—	2,50	2,55	2,48	—
<i>Зелемянки</i>	[Бородатый и др., 1965; Мельничук и др., 1975; Проведення ..., 2006]	2,48	2,53	2,65	2,51	—
<i>Рожанки</i>	[Бородатый и др., 1965]	2,46	2,58	2,55	2,64	—
<i>Славская</i>	[Мельничук и др., 1975; Проведення ..., 2006]	2,50	2,58	2,55	2,64	—
	[Бородатый и др., 1965]	2,55	2,49	2,48	2,60	—
Кросненский (Силезский)	[Бородатый и др., 1965]	2,54	2,60	2,59	2,59	—
	[Мельничук и др., 1975]	2,51	2,60	2,59	2,59	2,55
Дуклянский, Свидовецкий, Буркутский, Красношорский, Черногорский	[Бородатый и др., 1965]	—	2,52	—	2,54	2,60
Черногорский	[Мельничук и др., 1975]	2,51	—	—	2,52	2,59
Магурский	[Бородатый и др., 1965; Мельничук и др., 1975]	—	2,52	—	—	—
Раховский	[Бородатый и др., 1965]	—	—	—	—	2,62
	[Мельничук и др., 1975]	—	—	—	2,61	2,63
<i>Внутренние Карпаты</i>						
Мармарошский кристаллический массив и зона Мармарошских утесов	[Бородатый и др., 1965]	—	—	—	2,62	
	[Мельничук и др., 1975]	—	—	—	2,65	—
Пьенинская зона	[Бородатый и др., 1965; Мельничук и др., 1975]	—	—	—	2,41	2,70

наково и зависит от соотношения глинистого, туфогенно и песчаного материала в породе.

Наблюдается увеличение плотности в зависимости от песчаности. Плотность глин в северной части Закарпатского прогиба

(2,32—2,52 г/см³, скв. Залуж-1, 3, 4) больше, чем в южной (2,16—2,39 г/см³, скв. Залуж-2, 6, 20). Соленосная толща тортона характеризуется очень низкими значениями плотности (1,94—2,22 г/см³). Плотность чистой соли составляет 2,12 г/см³. Мощность соле-

Т а б л и ц а 16 . Состав и плотность пород неоген-четвертичных отложений Закарпатского прогиба

Возраст		По данным С.И. Субботина [1955]		По данным В.И. Хоменко [1971]	
		Литология	Плотность, г/см ³	Литология	Плотность, г/см ³
Мiocен	левантин	—	—	глины, карбонатные глины	2,05 1,94
	сармат	глинистые породы, песчаники, туфогенная порода, сланцы углистые, конгломераты	1,75	туфы, глины, аргиллит, аргиллит с прослоями карбонатных глин, аргиллит с прослоями песка	2,00
			1,77		2,32—2,52
			1,58		2,24
			1,46		2,10
	торгон	глина плотная, аргиллит	2,24	алевролит, глины с прослоями песка, глины, каменная соль, аргиллиты, карбонатные глины, аргиллиты с прослоями соли, аргиллиты с прослоями ангидрита	2,16—2,49
			2,09		2,38
					2,36—2,47
					1,94—2,22
					2,42—2,64
гельвет	соль, аргиллит, туффит, глина	2,16	аргиллиты, песок, аргиллиты с прослоями карбонатных глин, карбонатнеглины с прослоями ангидритов, глина, карбонатнеглины	2,41—2,88	
		2,58		2,62	
		2,30		2,25	
		2,16		2,47	
бурдигал	аргиллит, алевролит, песчаник, туф, туффит	2,60	—	—	
		2,54		—	
		2,65		—	
		2,43		—	
		2,42			

носной толщи в южной части прогиба в пределах отдельных соляных поднятий достигает 1 км. Аргиллиты и песчаники (скв. Залуж-1, 3, 4) имеют довольно высокую среднюю плотность $2,62 \text{ г/см}^3$. Палеогеновые и меловые отложения (скв. Залуж-1) представлены гравелитами, аргиллитами, известняками и имеют высокую плотность ($2,86 \text{ г/см}^3$). Мергели мелового возраста и эффузивы триаса (скв. Залуж-2) имеют плотность $2,60 \text{ г/см}^3$, а диабазы и дациты — $2,70 \text{ г/см}^3$. В восточной части Закарпатского прогиба палеогеновые алевролиты с прослоями аргиллитов и известняков мощностью около 700 м (скв. Данилово-1), характеризуются плотностью $2,71 \text{ г/см}^3$ [Хоменко, 1971; Мельничук и др., 1975].

Плотность изверженных пород изменяется в очень широких пределах. Для андезитов она составляет $1,96\text{—}2,78 \text{ г/см}^3$, что в основном определяется степенью их разрушения. Однако в большинстве случаев среднее значение плотности андезитов равно $2,61 \text{ г/см}^3$, базальтов — $2,66 \text{ г/см}^3$. В широком диапазоне изменяется плотность туфов — от $1,50$ до $2,73 \text{ г/см}^3$. Так, на глубине 550 м (скв. Большая Добрань) их средняя плотность равна $2,20 \text{ г/см}^3$, затем она уменьшается и на глубине 675 м составляет $1,70\text{—}1,75 \text{ г/см}^3$, после чего снова возрастает и на глубине 950 м равна $2,20\text{—}2,25 \text{ г/см}^3$. В скв. Залуж-19 туфы в интервале глубин 650—1100 м имеют плотность $2,55\text{—}2,65 \text{ г/см}^3$ [Мельничук и др., 1975].

Значительный объем денситометрических определений по керну глубоких, структурно-поисковых скважин, а также по естественным обнажениям выполнен геологическим отрядом гравиметровой партии ЗУГРЭ [Бородатый и др., 1965]. Плотностная характеристика дается отдельно для Вигорлат-Гутинской вулканической гряды, Солотвинской и Мукачевской впадин.

В разрезе **Вигорлат-Гутинской вулканической гряды** преимущественно преобладают андезиты, андезито-базальты и базальты, а также их туфы. Во время вулканической деятельности доминировало трещинное излияние лавы. Одновременно происходил выброс материала и через вулканиче-

ские аппараты центрального типа. Первичные поверхности вулканической аккумуляции в пределах Выгорлат-Гутинской вулканической гряды — плоские поверхности лавовых плато, большие и мелкие массивы потухших вулканов [Андрияш и др., 1990].

Плотность пород Вигорлат-Гутинской вулканической гряды определялась по образцам изверженных пород различного состава и осадочных пород различного возраста, которые здесь встречаются в небольшом объеме (табл. 17, 18). Плотность изверженных пород изменяется в широком диапазоне (например, плотность андезитов от $1,96$ до $2,78 \text{ г/см}^3$), что указывает на зависимость плотности изверженных пород от степени их разрушения. Тем не менее, средняя плотность андезитов ($2,61 \text{ г/см}^3$, по [Бородатый и др., 1965]; $2,65 \text{ г/см}^3$, по [Проведения ..., 2005б]) и базальтов ($2,66 \text{ г/см}^3$, по [Бородатый и др., 1965]; $2,62 \text{ г/см}^3$, по [Проведения ..., 2005б]) довольно высокая. Низкие значения плотности характерны для туфов, ее среднее значение равно $2,09 \text{ г/см}^3$. Песчаники отмечаются высокой средней плотностью ($2,51\text{—}2,70 \text{ г/см}^3$), которая близка к плотности изверженных пород. Средняя плотность известняков юры составляет $2,60 \text{ г/см}^3$ [Бородатый и др., 1965].

Следует отметить, что осадочные и изверженные породы в верхней части разреза Вигорлат-Гутинской гряды по плотности не дифференцируются, что может быть объяснено высокими плотностями осадочных пород, с одной стороны, и снижением плотности изверженных пород за счет их разуплотнения — с другой (см. табл. 18) [Проведения ..., 2005б].

Среднее значение плотности для отложений Вигорлат-Гутинской гряды по данным [Бородатый и др., 1965] (см. табл. 17) составляет $2,54 \text{ г/см}^3$. По данным работы [Проведения ..., 2005б] (см. табл. 18) средняя плотность чуть больше и равна $2,55 \text{ г/см}^3$.

Солотвинская впадина в северной части заполнена нижней соленосной молассой, в новоселицкой свите развиты слои конгломератов мощностью до сотни метров, а все остальные свиты представлены глинистыми и песчано-глинистыми отложениями.

Т а б л и ц а 17. Плотность пород Вигорлат-Гутинской вулканической гряды по образцам из обнажений, отобранных в карьерах, по [Бородатый и др., 1965]

Возраст		Литология	Количество определений	Интервал плотности, г/см ³	Средняя плотность, г/см ³
Отдел	Подотдел				
Неоген	плиоцен	андезиты,	386	1,96—2,78	2,61
		базальты,	324	2,24—2,78	2,66
		андезито-базальты,	380	2,35—2,75	2,55
		андезито-дациты,	306	2,19—2,75	2,56
		туфы, туфобрекчии и др.,	729	1,50—2,73	2,19
		липариты,	6	2,06—2,51	2,35
		песчаники, аргиллиты	34	2,68—2,72	2,70
		147	2,10—2,59	2,21	
Палеоген	эоцен	песчаники	70	2,48—2,57	2,53
Юра	—	известняки	128	2,51—2,68	2,60

В западной и юго-западной частях Солотвинской впадины развита верхняя туфогенно-терригенная моласса (сарматского — плиоценового возраста).

В северной части впадины плотность определялась по образцам, взятым из обнажений [Бородатый и др., 1965]. Наблюдается большой разброс плотности песчаников (2,10—2,64 г/см³) и аргиллитов (2,22—2,56 г/см³), что вероятно связано с различной степенью

выветренности образцов. Среднее значение плотности песчаников (2,37 г/см³) определено по большому количеству образцов (563). Среднее значение плотности верхней части разреза Солотвинской впадины составляет 2,37—2,40 г/см³, в нижней части разреза оно выше и составляет 2,70 г/см³ за счет высокой плотности известняков (2,60—2,80 г/см³) и конгломератов (2,64—2,76 г/см³).

Наиболее полно характер распределения

Т а б л и ц а 18. Плотность изверженных и осадочных пород Вигорлат-Гутинской вулканической гряды, по [Проведення ..., 2005б]

Изверженные породы			Осадочные породы		
Литология	Плотность, г/см ³		Литология	Плотность, г/см ³	
	интервал значений	среднее значение		интервал значений	среднее значение
Андезиты	2,46—2,85	2,65	Песчаники	2,41—2,67	2,51
Андезито-базальты	2,51—2,79	2,65	Аргиллиты	2,47—2,78	2,62
Базальты	2,50—2,74	2,62	Известняки	2,63—2,71	2,67
Туфы	1,70—2,48	2,09			

плотности в породах миоцена и палеогена в центральной части Солотвинской впадины получен по Даниловской опорной скважине (табл. 19). В толще миоценовых отложений, которые характеризуются чередованием слоев с различной плотностью, пониженная плотность наблюдается в отложениях соли ($2,05—2,20$ г/см³) и глинах ($2,12—2,26$ г/см³). Наибольшими значениями обладают песчаники, аргиллиты и алевролиты. Туфы и туффиты часто встречаются в разрезе Даниловской опорной скважины и характеризуются средним значением плотности $2,40$ г/см³. В целом в миоценовой толще наблюдается увеличение плотности с глубиной. Для палеогеновых отложений характерна монотонная толща алевролитов и аргеллитов со значительными прослоями песчаников, иногда известняков. В разрезе Даниловской опорной скважины наблюдается скачкообразное увеличение плотности ($0,2—0,3$ г/см³) при переходе от миоценовых отложений к палеогеновым [Субботин, 1955; Бородатый и др., 1965].

Среднее значение плотности для северной части Солотвинской впадины по образцам, взятым из обнажений, составляет $2,49$ г/см³ [Бородатый и др., 1965], а для центральной части впадины в разрезе Даниловской опорной скважины — $2,48$ г/см³ [Субботин, 1955]. По данным [Мельничук и др., 1975] средняя плотность пород Солотвинской впадины выше и равна $2,57$ г/см³.

В **Мукачевской впадине** объемная плотность определена по керновому материалу структурно-поисковых и одной глубокой разведочной скважины в районах Ужгорода, Великой Добрыни и Залужа. Изучены породы миоцена, палеогена, верхнего мела и палеозоя. Изменения плотности наблюдаются в зависимости от возраста, литологического состава и глубины, а также в стратиграфических комплексах по площади [Биличенко и др., 1972].

В неогеновом комплексе пород присутствует увеличение плотности с увеличением возраста (табл. 20). Также средняя плотность увеличивается с глубиной во всех литологических разностях осадочного комплекса в разрезе миоцена и изменяется от

левантина до тортона, от $2,02$ г/см³ глубже 350 м до $2,50—2,65$ г/см³ на глубинах $1300—1700$ м [Биличенко и др., 1972]. Отложения бурдигала (миоцен), палеогена, верхнего мела и палеозоя характеризуются высокими средними значениями плотности: песчаники — $2,67 \div 2,68$ г/см³, известняки — $2,65 \div 2,69$ г/см³, аргиллиты — $2,61 \div 2,69$ г/см³, алевролиты — $2,72$ г/см³ [Бородатый и др., 1965].

Наиболее интенсивно возрастает плотность глин. Так, в верхней части разреза она увеличивается от $2,17$ г/см³ на глубине 360 м до $2,27$ г/см³ на глубине 1040 м. В разрезе миоцена средняя плотность изменяется с глубиной неравномерно: в глинах уменьшается от $2,31$ до $2,29$ г/см³, в песчаниках увеличивается от $2,44$ до $2,67$ г/см³, в алевролитах вновь уменьшается от $2,47$ до $2,40$ г/см³ (см. табл. 20). Приведенные выше данные указывают на сложный характер распределения плотности в породах Мукачевской впадины.

Изменение плотности с глубиной в осадочном комплексе пород связано главным образом с изменением пористости. И.И. Бородатый разделяет по плотности породы на три группы [Бородатый и др., 1965; Мельничук и др., 1975]:

- туфы различного состава ($1,75—2,20$ г/см³);
- породы осадочной толщи от левантина до тортона ($2,20—2,69$ г/см³);
- плотные туфы и осадочные породы ($2,55—2,65$ г/см³).

В некоторых скважинах изменение плотности туфов имеет сложный характер. Так, в одной из скважин (№ 19) на глубине 550 м средняя плотность туфов составляет $2,20$ г/см³, затем она плавно уменьшается до $1,70—1,75$ г/см³ на глубине 650 м, после чего вновь возрастает и на глубине 950 м равна $2,20—2,25$ г/см³. В другой скважине (№ 16) отмечена довольно высокая плотность туфов ($2,55—2,65$ г/см³), которая выдерживается по разрезу в интервале глубин $650—1100$ м. Изменение плотностей туфов объясняется различным составом и степенью минерализации. Верхняя и нижняя пачки туфов в результате гидротермальных изменений более окварцованы. Средняя пачка менее мине-

Т а б л и ц а 19. Распределение плотности в центральной части Солотвинской впадины по материалам Н.Н. Карпинской и З.Н. Курсановой, по [Субботин, 1955]

Возраст	Свита	Глубина, м	Литология	Количество определений	Объемная плотность, г/см ³
Миоцен (гельвет)	солотвинская	213—338	соль, аргиллит, туффит, алевролит, песчаник туфовый, туффит	2	2,05
		338—600		43	2,58
				3	2,30
				11	2,59
				3	2,55
			—	—	—
	тереблинская	600—757	соль, глина с солью и ангидритом, глина, глина соленосная	3	2,16
				8	2,27
		757—952	глина с ангидритом	15	2,13
			12	2,19	
952—1014	соль, глина и глина соленосная, глина с солью и ангидритом	3	2,20		
		2	2,26		
		2	2,48		
1014—1086	глина с ангидритом, аргиллит, аргиллит с ангидритом	9	2,54		
7		2,56			
4		2,50			
переходные слои	1086—1200	аргиллит, алевролит, песчаник, туф, туффит, глина	34	2,39	
			9	2,57	
			5	2,62	
			2	2,28	
			6	2,46	
2	2,56				
Миоцен (бурдигал)	даниловская	1200—1450	туф, аргиллит, глина	77	2,32
				13	—
			—	—	
	1450—1916	туффит, туф, аргиллит, алевролит, песчаник, туффит, гравеллит	17	2,42	
			120	2,43	
			14	2,60	
18			2,54		
5	2,65				
4	2,51				
4	2,52				
Палеоген	пестроцветная	алевролит, песчаник, аргиллит, гравеллит	69	2,71	
			13	2,71	
			10	2,71	
			3	2,69	
	переходная зона	2292—2307	конгломерат, алевролит	2	2,64
				2	2,72
лозовская	2307—2506	алевролит, аргиллит, конгломерат, известняк, брекчия, песчаник	20	2,72	
			12	2,72	
			2	2,72	
			3	2,71	
			1	2,66	
2	2,52				

Т а б л и ц а 20 . Обобщенные данные по изучению плотности в Мукачевской впадине, по [Бородатый и др., 1965]

Возраст		Ярусы (свиты)	Литология	Глубина, м	Количество определений	Объемная плотность, г/см ³	Среднее значение плотности, г/см ³
Неоген	плиоцен	чопская	глины	360—450	9	2,17	2,17
		левантин	глины,	200—520	152	2,20	2,24
			песчаники,	450—1040	319	2,27	
			200—520	23	2,38		
			450—700	47	2,40		
			алевролиты,	200—520	17	2,42	
	туфы,		300—400	10	1,88		
	туфобрекчии и др.,	500—950	214	2,00	1,97		
	базальты	280—300	10	2,62	2,62		
	миоцен	нижний сармат	глины,	420—1020	259	2,27	2,31
			аргиллиты	1020—1250	74	2,43	
			700—1000	152	2,34		
1000—1620			163	2,44			
торгон		песчаники,	420—950	109	2,43	2,44	
		1000—1600	59	2,46			
		алевролиты,	420—1000	111	2,45		
		1000—1600	62	2,51			
		туфы	350—950	262	2,02		
		950—1420	256	2,21	2,16		
бурдигал	глины,	401—1370	211	2,29	2,29		
	аргиллиты,	401—2037	497	2,45			
	песчаники,	950—2037	111	2,54			
	алевролиты,	1150—1640	27	2,60			
туфы и туффиты,	1200—1916	218	2,39	2,39			
алевролиты	1450—1916	18	2,54	2,40			
палеоген	—	—	песчаники,	1450—1916	5	2,65	2,67
			2037—2253	12	2,68		
			аргиллиты,	1450—1916	14	2,60	
			2037—2253	13	2,62		
			брекчия,	2037—2255	12	2,75	
известняки	2037—2253	12	2,75	2,65			
Палеоген—верхний мел	—	—	песчаники,	880—1090	56	2,65	2,68
			1916—2506	15	2,70		
			аргиллиты,	1916—2506	26	2,69	
			алевролиты,	1916—2292	69	2,71	
2292—2506	20	2,72	2,72				
конгломерат	2292—2506	4	2,66	2,66			
Палеозой	—	—	песчаники,	1090—1150	3	2,67	2,67
			сланцы,	1150—1255	16	2,65	
			известняки	1150—1255	8	2,66	
Палеозой	—	—	глины,	700—1214	25	2,20	2,20
			сланцы,	700—1214	66	2,64	
			известняки,	700—1214	41	2,69	
			кальцит	700—1214	10	2,69	

рализована и уменьшение плотности в ней вероятнее всего обусловлено различной пористостью туфов. Высокая плотность туфов связана с тем, что они перемежаются с лавовыми потоками, в которых встречаются лапарито-дациты, дациты, андезиты-базальты и др. Подстилающие эти туфы глины, алевролиты и песчаники также имеют высокую плотность (2,62—2,68 г/см³), которая определяется значительной степенью метаморфизма. Высокой плотностью (2,65 г/см³) также отличаются породы тортона. Они залегают на изверженных породах, представленных гранодиоритами, средняя плотность которых около 2,65 г/см³ [Бородатый и др., 1965].

В работе [Биличенко и др., 1972] приведены результаты определения плотности пород по керновому материалу и образцам из обнажений для западной части Мукачевской впадины. Полученные данные характеризуют плотностной разрез неогена, мела и триаса. Закономерное увеличение плотности отдельных пород (аргиллитов, песчаников и туфов) с глубиной наблюдается, начиная лишь с отложений сармата. Отмечаются несколько большие плотности во всех литологических разностях в отложениях левантинина по сравнению с подобными разностями в отложениях сармата, что обусловлено магматическими изменениями верхнеплиоценовых фаз вулканизма.

Среднее значение плотности для Мукачевской впадины по обобщенным данным (см. табл. 20) составляет 2,45 г/см³ [Бородатый и др., 1965].

Плотности пород мела и триаса, слагающих основание Закарпатского прогиба, несмотря на различие в литологическом составе (туфы, мергели, известняк, кварциты, песчаники), хорошо выдержаны и имеют среднюю плотность 2,69 г/см³. В пределах Вигорлат-Гутинской вулканической гряды обнажаются в основном базальты, андезиты и их промежуточные разницы, в которых плотность изменяется от 2,49 до 2,79 г/см³. Из других эффузивных пород обнажаются дациты и липариты с плотностью 2,36 г/см³. Туфы и песчаники обнажаются реже, что связано с их эрозионным разрушением [Биличенко и др., 1972].

4. Схема распределения средней плотности для Украинских Карпат впервые составлена по обобщенным данным о плотности пород различных возрастных групп осадочного комплекса [Субботин, 1955; Гонтовий, 1961; Бородатый и др., 1965; Хоменко, 1971; Мельничук и др., 1975; Деталізація ..., 2005; Проведення ..., 2005а,б, 2003, 2006, 2008; Биличенко и др., 1972, 1974, 1978, 1979, 1980] (рис. 4).

Увеличение плотности происходит с северо-востока на юго-запад в соответствии с плотностями и тектоническими зонами. В Предкарпатском прогибе на большей части Бильче-Волицкого покрова средняя плотность имеет низкие значения 2,40 г/см³. Исключением являются крайняя юго-восточная и северо-западная части, в которых плотность равна 2,61 и 2,57 г/см³ соответственно. В Самбирском покрове плотность равна 2,50 г/см³, в Бориславско-Покутском в районе Покутья увеличивается до 2,57 г/см³. Как отмечалось, плотность в последнем связана с уменьшением пористости пород, которая обусловлена степенью их метаморфизма.

Средняя плотность Скибового покрова по данным разных авторов изменяется от 2,52 до 2,58 г/см³. Для схемы было принято значение 2,55 г/см³ по данным [Бородатый и др., 1965], поскольку авторами был выполнен детальный анализ плотности по образцам, взятым из обнажений для каждой скибы. Средняя плотность в скибах также увеличивается с северо-востока на юго-запад от 2,40 г/см³ в Береговой до 2,57 г/см³ в скибе Рожанки. Исключение составляют скиба Парашки (2,51 г/см³), в которой плотность чуть меньше, чем в соседних Сколевской (2,52 г/см³) и Зелемьянки (2,54 г/см³), и Славская, в которой средняя плотность (2,53 г/см³) меньше, чем в соседней скибе Рожанки.

Средняя плотность Кросненского и Буркутского покрова одинаковая и равна 2,58 г/см³. Для Свидовецкого и Красношорского покровов ее значение меньше и составляет 2,56 г/см³, для Дуклянского покрова средняя плотность равна 2,57 г/см³. Более низкие значения средней плотности характерны для Черногорского (2,54 г/см³) и Раховского (2,63 г/см³) покровов.

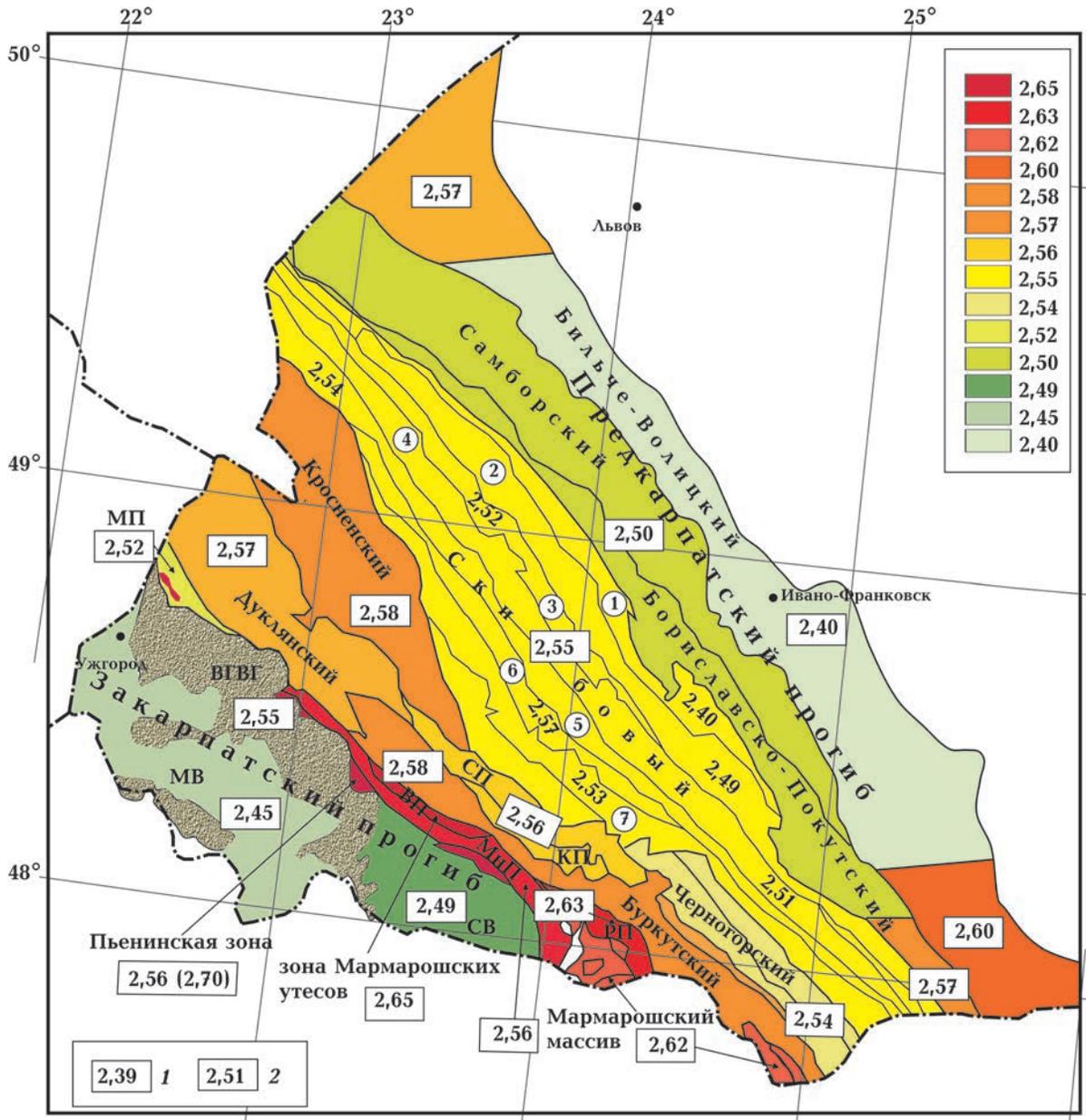


Рис. 4. Схема распределения средней плотности по каждой структурно-фациальной зоне складчатой области Украинских Карпат, составленная по обобщенным данным о плотности пород различных возрастных групп осадочного комплекса: 1 — средняя плотность покровов и тектонических единиц, 2 — средняя плотность скиб. Другие условные обозначения см. на рис. 1.

Fig. 4. Scheme of the distribution of the average density for each structural-facial zone of the folded region of the Ukrainian Carpathians, compiled according to generalized data on the density of rocks of different age groups of the sedimentary complex: 1 — the average density of Nappes and tectonic units, 2 — the average density of the skibs. For other symbols see Fig. 1.

Среднее значение плотности для всей Пьенинской зоны меньше ($2,56 \text{ г/см}^3$), чем плотность встречающихся в ней известняков и конгломератов ($2,70 \text{ г/см}^3$) мелового и юр-

ского возраста. Это объясняется тем, что в меловых нерасчлененных отложениях этой зоны низкие значения плотности присущи глинам и аргиллитам, а в верхнеюрских от-

ложениях встречаются изверженные породы андезитов и андезито-базальтов, которые имеют небольшую плотность (2,40—2,48 г/см³) в результате разрушения этих пород. Средняя плотность Монастырецкого покрова (внутреннекарпатского флиша) равна 2,56 г/см³. Мармарошский кристаллический массив характеризуется средней плотностью 2,62 г/см³, для зоны Мармарошских утесов (Вежанский покров) плотность выше и равна 2,65 г/см³. За счет высокой плотности песчаников средняя плотность Магурского покрова равна 2,52 г/см³.

Для тектонических единиц Закарпатского прогиба для схемы приняты следующие значения средней плотности: для Вигорлат-Гутинской гряды — 2,55 г/см³, для Солотвинской и Мукачевской впадин — 2,49 и 2,45 г/см³ соответственно.

Анализируя схему распределения средней плотности (см. рис. 4), можно сделать вывод о том, что в Украинских Карпатах существует некоторая закономерность регионального увеличения плотности с северо-востока на юго-запад, которая отражает особенности осадконакопления и влияние тектонических процессов в пределах отдельных зон. Сопоставляя значения плотности, можно отметить, что плотность Предкарпатского и Закарпатского прогибов намного ниже плотности пород Складчатых Карпат.

Выводы. • В Украинских Карпатах наблюдается увеличение плотности пород по двум направлениям. Одно из них — это увеличение плотности с возрастом пород и с глубиной залегания, второе — это изменение плотности в зависимости от литологического состава пород (чем больше карбонатность породы, тем больше ее плотность). Существенную роль в увеличении плотности играет местный метаморфизм, который сказывается не только в палеогеновых отложениях, но и в нижнемiocеновых породах.

• В Складчатых Карпатах весьма сложный характер распределения плотности. Она изменяется в широких пределах от 2,00 до 2,70 г/см³, установлены участки с повышенными (2,50—2,70 г/см³) и пониженными (2,40 г/см³) значениями плотностей. Зави-

симость плотности от возраста не совсем четкая. Сложная картина в распределении плотности пород является результатом сложных и разнообразных тектонических процессов, происходивших на протяжении всей истории геологического развития Карпатского региона.

• В *Бильче-Волицком покрове* Предкарпатского прогиба помимо линейной зависимости между плотностью глин и глубиной их залегания более часто наблюдается скачкообразное изменение плотности с увеличением глубины. Такое изменение плотности однородных по минералогическому составу пород обусловлено не статической нагрузкой, а геологическими условиями формирования региона: тектоническими процессами и сменой процессов седиментации и денудации, которые вызывают остаточное уплотнение. Увеличение плотности с глубиной происходит не только при переходе от одной стратиграфической толщи к другой, но и внутри отдельных свит и толщ.

• Плотность молассовых и флишевых толщ в пределах *Бориславско-Покутского* и *Самбирского* покровов на глубинах 1000 м и более практически не изменяется и составляет 2,50 г/см³. Увеличение плотности пород Покутья (2,60 г/см³) следует связывать с уменьшением пористости пород на 2—5%, а также со степенью их метаморфизма.

• Для разных стратиграфических подразделений *Скибового покрова* не наблюдается прямой взаимосвязи между плотностью и глубиной залегания, но отмечается общая тенденция увеличения плотности с глубиной, которая наиболее ярко проявляется в стрыйской серии отложений. Плотность пород зависит, главным образом, от пористости. Литологический состав в меньшей мере влияет на величину плотности. Изменение плотности с глубиной происходит не плавно, а в большинстве случаев скачкообразно. При этом скачки бывают как с положительным, так и с отрицательным знаком.

• В *Закарпатском прогибе* глинистая толща характеризуется увеличением плотности с глубиной в зависимости от возраста пород. Изменение плотности с глубиной не везде одинаково и зависит от соотношения

глинистого, туфогенного и песчаного материала в породе.

- Осадочные и изверженные породы в верхней части разреза *Вигорлат-Гутинской гряды* по плотности не дифференцируются, что может быть объяснено высокими плотностями осадочных пород, с одной стороны, и снижением плотности изверженных пород за счет их разуплотнения, с другой.

- Изменения плотности в *Солотвинской* и *Мукачевской* впадинах наблюдаются в зависимости от возраста, литологического состава и глубины, плотность также изменяется в стратиграфических комплексах по площади. В первой впадине наблюдается большой разброс плотности песчаников и аргеллитов, что вероятно связано с различной степенью выветренности образцов. Во второй изменение плотности с глубиной в осадочном комплексе пород связано главным образом с изменением пористости.

- Впервые по обобщенным данным о плотности пород различных возрастных

групп осадочного комплекса, для основных тектонических единиц Украинских Карпат составлена схема распределения средней плотности по каждой структурно-фациальной зоне. Наблюдается увеличение плотности с северо-востока на юго-запад в соответствии с плотностями и тектоническими зонами. Плотность Предкарпатского и Закарпатского прогибов намного ниже плотности пород Складчатых Карпат.

Благодарность. Автор выражает глубокую благодарность А.В. Муровской за ценные советы и замечания при обсуждении работы, которые были учтены. Также автор очень признательна сотрудникам ЗУГРЭ ГПП «Укр-геофизика» в лице М.Н. Пилипука, В.В. Гневуш и работников фондов за возможность ознакомиться с материалами отчетов.

Работа выполнена в рамках научной темы: «Геодинамічний розвиток Українських Карпат та формування роговищ корисних копалин за результатами новітніх геолого-геофізичних даних» (2020—2021).

Список литературы

- Андрияш О.П., Грубрин Ю.Л., Кошик Ю.А., Палиенко Э.Т., Рослый И.М. Геоморфология Украинской ССР. Киев: Вища школа, 1990. 287 с.
- Балабушевич И.А., Ланда Л.П. Физические свойства горных пород УССР. 1946. Киев: Фонды Украинского геофизического треста Министерства нефтяной промышленности.
- Биличенко В.Я., Вус М.И., Вульчин М.Г. О результатах гравиметровых исследований, проведенных Ужгородской гравиметровой партией № 61/71 в Закарпатском прогибе на площади Берегово—Свалява—Перечин—Ужгород в 1971 году. Отчет. Ч. I. Львов, 1972. 68 с.
- Биличенко В.Я., Колесниченко О.В., Демчишин В.А. О результатах гравиметровых исследований, проведенных Заболотовской гравиметровой партией № 61/73 в Предкарпатском прогибе на площади Селятин—Косов—Драчинец—Красноильск в 1973 году. Отчет. Ч. I. Львов, 1974. 72 с.
- Биличенко В.Я., Процак П.Т., Демчишин В.А. О гравиметрических исследованиях в северо-западной части Предкарпатского прогиба, проведенных гравиметровой партией № 61/77 в 1977 году. Отчет. Т. I. Львов, 1978. 71 с.
- Биличенко В.Я., Процак П.Т., Демчишин В.А. О гравиметрических исследованиях, проведенных в северо-западной части Предкарпатского прогиба и полосе сочленения его с платформой, гравиметровой партией № 61/78 в 1978 году. Отчет. Т. I. Львов, 1979. 62 с.
- Биличенко В.Я., Процак П.Т., Демчишин В.А. О гравиметрических исследованиях, проведенных в юго-восточной части Предкарпатского прогиба гравиметровой партией № 61/79 в 1979 году. Отчет. Т. I. Львов, 1980. 31 с.
- Бобровник М.Д. Некоторые данные о коллекторских свойствах пород Флишевых Карпат. В кн.: Перспективы нефтегазоносности и направление региональных и поисковых работ на нефть и газ в украинских Карпатах.

- Под ред. С.С. Круглова. Львов: Изд. Министерства геологии УССР, УкрНИГРИ, 1973. С. 15—19.
- Бородатый И.И., Эйхберг Ю.Я., Столярова Е.Н., Гощицкая Г.В., Кохановская Л.В. Обобщение, оперативный анализ и геологическая интерпретация сейсмических и гравиметровых съемок по отдельным регионам Западных областей УССР. Отчет о работах тематической партии № 100/64. Фонды ЗУГРЭ. Львов: Госгеолкомитет СССР, Государственный производственный геологический комитет УССР, Западно-Украинская геофизическая разведочная экспедиция, 1965. 202 с.
- Буров В.С., Вишняков И.Б., Глушко В.В., Досин Г.Д., Круглов С.С., Кузовенко В.В., Свириденко В.Г., Смирнов С.Е., Совчик Я.В., Утробин В.Н., Шакин В.А. Тектоника Украинских Карпат (объяснительная записка к тектонической карте Украинских Карпат м-ба 1 : 200 000). Львов: Изд. УкрНИГРИ, 1986. 152 с.
- Бызова С.Л., Безр М.А. Основные особенности тектоники Советской части флишевых Карпат. *Геотектоника*. 1974. № 6. С. 82—94.
- Вялов О.С. Короткий нарис з будови Карпат. В кн.: Матеріали з геології західних областей Української РСР. Київ: Вид-во АН Української РСР, Ін-ту геології корисних копалин, 1960. Т. II. С. 3—22.
- Вялов О.С., Гавура С.П., Даныш В.В. и др. История геологического развития Украинских Карпат. Киев: Наук. думка, 1981. 180 с.
- Гинтов О.Б., Бубняк И.Н., Вихоть Ю.М., Муровская А.В., Накапелюх М.В., Шлапинский В.Е. Тектонофизический и палинспастический разрезы Украинских Карпат вдоль геотраверса DOBRE-3 (PANCASE). *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 3. С. 3—31. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i3.2014.116050>.
- Гнилко О. Про північно-східну границю Кросненської тектонічної зони в Українських Карпатах. *Геологія і геохімія горючих копалин*. 2010. № 2(151). С. 44—57.
- Гнилко О.М. Тектонічне районування Карпат у світлі терейнової тектоніки. Ч. 1. Основні елементи Карпатської споруди. *Геодинаміка*. 2011. № 1(10). С. 47—56.
- Гнилко О.М., Гнилко С.Р., Генералова Л.В. Формирование структур утесовых зон и межутесового флиша Внутренних Украинских Карпат — результат сближения и коллизии микроконтинентальных террейнов. *Вестник Санкт-Петербургского университета. Сер. 7 (Геология)*. 2015. Вып. 2. С. 4—24.
- Гонтовий І.З. Щільність порід Передкарпатського прогину. *Геолог. журн.* 1961. Т. XXI. Вип. 4. С. 30—39.
- Деталізація виявлених нафтогазоперспективних об'єктів в межах Путильської площі по палеогенових, крейдових та юрських відкладах. Звіт про науково-дослідну роботу. Керівник О.П. Петровський. Івано-Франківськ, 2005. 95 с.
- Деталізація геологічної будови північно-західної частини Внутрішніх Флішових покривів Українських Карпат з метою виявлення об'єктів, перспективних на нафту і газ (1998—2001 рр.). Составили: В.В. Кузовенко, В.Е. Шлапинский, Д.В. Мачальский. Отчет ДП «Захід-укргеологія», 2001. 69 с.
- Круглов С. Тектоника и геодинамика Украинских Карпат. *Геодинаміка*. 1998. № 1. С. 82—91.
- Круглов С.С., Смирнов С.Е., Спитковская С.М., Фильштинский Л.Е., Хижняков А.В. Геодинамика Карпат. Киев: Наук. думка, 1985. 136 с.
- Кульчицкий Я.О. О покровно-чешуйчатом строении южного склона Украинских Карпат. *Труды Львов. геолог. об-ва*. 1966. № 10. С. 79—93.
- Куприенко П. Я., Макаренко И. Б., Старостенко В.И., Легостаева О.В., Савченко А.С. Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса. *Геофиз. журн.* 2010. Т. 32. № 6. С. 175—214. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v32i6.2010.117461>.
- Кутас Р.И. Геотермические условия и мезокайнозойская эволюция Карпатско-Паннонского региона. *Геофиз. журн.* 2016. Т. 38. № 5. С. 75—107. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i5.2016.107823>.
- Лещинский А.А. Сводный отчет о результа-

- тах камеральной обработки материалов бурения опорной скважины Стрый-1. Львов: Фонды УкрВНИГРИ, 1954.
- Мельничук М.И., Кузнецова В.Г., Сомов В.И., Максимчук В.Е., Нагирный Т.С., Сокурова А.Н. Связь физических полей с глубинным строением Карпатского региона. Заключительный отчет 1971—1975. 1975. 248 с.
- Муrowsкая А.В., Накапелюх М.В., Вихоть Ю.М., Шлапинский В.Е., Бубняк И.Н., Мычак С.В. Кинематическая эволюция зоны Пьенинских утесов в кайнозое (Украинские Карпаты). *Геофиз. журн.* 2016. Т. 38. № 5. С. 119—136. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i5.2016.107826>.
- Мухин А.В., Романов Л.С. Отчет о работах Львовской тематической партии в 1946 г. Киев: Фонды Украинского геофизического треста Министерства нефтяной промышленности, 1947.
- Проведення детальної інтегральної інтерпретації комплексу геолого-геофізичних даних по сейсмічних профілях Гринявської площі Скибової зони Складчастих Карпат з метою прогнозування перспективних в нафтогазовому відношенні об'єктів. Звіт про науково-дослідну роботу. Керівник О.П. Петровський. Івано-Франківськ, 2006. 79 с.
- Проведення детальної комплексної інтерпретації геолого-геофізичних даних по профілях Добрянської площі з метою прогнозування перспективних в нафтогазовому відношенні об'єктів. Звіт про науково-дослідну роботу. Керівник О.П. Петровський. Івано-Франківськ, 2005а. 62 с.
- Проведення детальної комплексної інтерпретації геолого-геофізичних даних по сейсмічних профілях Східно-Долинської ділянки з метою прогнозування перспективних в нафтогазовому відношенні об'єктів. Звіт про науково-дослідну роботу. Керівник О.П. Петровський. Івано-Франківськ, 2003. 93 с.
- Проведення інтегральної інтерпретації комплексу геолого-геофізичних даних по сейсмічних профілях Південно-Буштинської структури в Солотвинській западині з метою прогнозування перспективних в нафтогазовому відношенні об'єктів. Звіт про науково-дослідну роботу. Керівник О.П. Петровський. Івано-Франківськ, 2005б. 101 с.
- Проведення інтегральної інтерпретації комплексу геолого-геофізичних даних по сейсмічних профілях Орховицько-Дубаневицької площі з метою прогнозування перспективних в нафтогазовому відношенні об'єктів в юрських та сарматських відкладах. Звіт про науково-дослідну роботу. Керівник О.П. Петровський. Івано-Франківськ, 2008. 132 с.
- Старостенко В.И., Макаренко И.Б., Легостаева О.В., Русаков О.М., Пивоваров В.Л., Мельничук П.Н. Плотность осадочных комплексов Черного моря. *Геофиз. журн.* 2003. Т. 25. № 2. С. 54—69.
- Субботин С.И. Глубинное строение Советских Карпат и прилегающих территорий по данным геофизических исследований. Киев: Изд-во АН УССР, 1955. 260 с.
- Тектоническая карта Украинских Карпат масштаба 1 : 200 000. Ред. В.В. Глушко, С.С. Круглов. Киев: Изд. Мингео УССР, 1986.
- Тектонічна карта України. 1 : 1 000 000. Ч. 1. Пояснювальна записка. Відп. ред. Д.С. Гурський, С.С. Круглов. Київ: Вид. УкрДГРІ, 2007. 96 с.
- Хоменко В.І. Глибинна будова Закарпатського прогину. Київ: Наук. думка, 1971. 230 с.
- Bielik, M., Makarenko, I., Csicsay, K., Legostaeva, O., Starostenko, V., Savchenko, A., Simonova, B., Dererova, J., Fojtikova, L., Pasteka, R., & Vozar, J. (2018). The refined Moho depth map in the Carpathian-Pannonian region. *Contributions to Geophysics and Geodesy*, 48(2), 179—190. <https://doi.org/10.2478/congeo-2018-0007>.
- Danysh, V., Hnylko, O., Pavlyuk, M., Tsarmenko, P., Jankowski, L., Kopciowski, R., Rylko, W., Anastasiu, N., Dragan, E., Popa, M., & Roban, R. (2007). *Geological map of the Outer Carpathians; Borderlands of Ukraine and Romania, 1 : 200 000*. Warsaw: Polish Geological Institute.
- Lexa, J., Bezak, V., Elecko, M., Mello, J., Potfaj, M., & Vozar, J. (Eds.). (2000). *Geological map of Western Carpathians and adjacent areas, 1 : 200 000*. Bratislava.

The density of the rocks of sedimentary complexes of the Carpathian-Pannonian region (generalization)

I. B. Makarenko, 2021

S.I. Subbotin Institute of Geophysics of the National Academy of Sciences of Ukraine,
Kyiv, Ukraine

An extensive analysis of the available information on the density of the main tectonic elements of the Ukrainian Carpathians is given in connection with the need for further construction of a three-dimensional gravity model. The density was studied both from cores of reference, exploration, crelius and deep exploration wells, and from samples taken from numerous outcrops. In the Ukrainian Carpathians, there is a change in the density of rocks depending on the age, lithological composition and depth of occurrence. Local metamorphism plays a significant role in the increase in density. It is shown that in the *Bilche-Volitsky Nappe of the Precarpathian Trough*, a discontinuous change in the density of clays with increasing depth is more often observed, which is caused not by a static load, but by the geological conditions of the formation of the region: by tectonic processes and a change in sedimentation and denudation processes, which cause residual compaction. According to the analysis of available data, the density of molasse and flysch strata within the *Borislav-Pokutsky* and *Sambir Nappes* at depths of 1000 m and more practically does not change, and an increase in the density of Pokuttya rocks is associated with a decrease in the porosity of rocks by 2—5% and is due to the degree of their metamorphism. Analysis of a large amount of data showed a very complex nature of the density distribution in the Folded Carpathians and its dependence, mainly, on porosity. For different stratigraphic subdivisions of the *Skiba Nappe*, there is a general tendency to an increase in density with depth (in most cases, unevenly), which is most clearly manifested in the Stryi series of deposits. In the *Transcarpathian Trough*, the change in density with depth depends on the ratio of clay, tuffogenic and sandy material in the rock. Sedimentary and igneous rocks in the upper part of the section of the *Vygorlat-Gutinskaya volcanic ridge* are not differentiated in density, which can be explained by the high densities of sedimentary rocks, on the one hand, and a decrease in the density of igneous rocks due to their decompaction, on the other. In the stratigraphic complexes of the *Solotvino* and *Mukachevo Depressions*, the density varies over the area. For the first time, based on generalized data on the density of rocks of different age groups of the sedimentary complex for the folded region of the Ukrainian Carpathians, a diagram of the distribution of the average density for each structural-facial zone has been drawn up. An increase in density from north-east to south-west is shown. It is concluded that the density of the Precarpathian and Transcarpathian Troughs is much lower than the density of the rocks of the Folded Carpathians.

Key words: Ukrainian Carpathians, Ciscarpathian trough, Folded Carpathians, Transcarpathian trough, rock density, napper, skiba.

References

- Andriyash, O.P., Grubrin, Yu.L., Koshik, Yu.A., Palienko, E.T., & Roslyy, I.M. (1990). *Geomorphology of the Ukrainian SSR*. Kiev: Vyshcha shkola, 287 p. (in Russian).
- Balabushevich, I.A., & Landa, L.P. (1946). *Physical properties of rocks of the Ukrainian SSR*. Kiev: Funds of the Ukrainian Geophysical Trust of the Ministry of Oil Industry (in Russian).
- Bilichenko, V.Ya., Vus, M.I., & Vulchin, M.G. (1972). *On the results of gravimetric studies carried out by the Uzhgorod gravimetric party No. 61/71 in the Transcarpathian trough on the Beregovo—Svalyava—Perechin—Uzhgorod area in 1971*. Report. Part I. Lvov, 68 p. (in Russian).
- Bilichenko, V.Ya., Kolesnichenko, O.V., & Demchishin, V.A. (1974). *On the results of gravimetric studies carried out by the Zabolotovskaya*

- gravimetric party No. 61/73 in the Precarpathian trough on the Selyatyn—Kosov—Drachnets—Krasnoilsk area in 1973. Report. Part I. Lvov, 72 p. (in Russian).
- Bilichenko, V.Ya., Protsak, P.T., & Demchishin, V.A. (1978). About gravimetric studies in the northwestern part of the Precarpathian trough, carried out by the gravimetric party No. 61/77 in 1977. Report. T. I. Lvov, 71 p. (in Russian).
- Bilichenko, V.Ya., Protsak, P.T., & Demchishin, V.A. (1979). About the gravimetric studies carried out in the northwestern part of the Precarpathian trough and the zone of its articulation with the platform, by the gravimetric party No. 61/78 in 1978. Report. T. I. Lvov, 62 p. (in Russian).
- Bilichenko, V.Ya., Protsak, P.T., & Demchishin, V.A. (1980). About gravimetric studies carried out in the southeastern part of the Precarpathian trough by gravimetric party No. 61/79 in 1979. Report. T. I. Lvov, 31 p. (in Russian).
- Bobrovnik, M.D. (1973). Some data on the reservoir properties of the Flysch Carpathian rocks. In S.S. Kruglov (Ed.), *Prospects for oil-and-gas content and the direction of regional and prospecting works for oil-and-gas in the Ukrainian Carpathians* (pp. 15—19). Lvov: Publ. by the Ministry of Geology of the Ukrainian SSR, UkrNIGRI (in Russian).
- Borodatyy, I.I., Eikhberg, Yu.Ya., Stolyarova, E.N., Goshchitskaya, G.V., & Kokhanovskaya, L.V. (1965). *Generalization, operational analysis and geological interpretation of seismic and gravimetric surveys in certain regions of the Western regions of the Ukrainian SSR*. Report on the work of the thematic party No. 100/64. ZUGRE funds. Lvov: State Geological Committee of the USSR, State Production Geological Committee of the Ukrainian SSR, West-Ukrainian Geophysical Exploration Expedition, 202 p. (in Russian).
- Burov, V.S., Vishnyakov, I.B., Glushko, V.V., Dossin, G.D., Kruglov, S.S., Kuzovenko, V.V., Sviridenko, V.G., Smirnov, S.E., Sovchik, Ya.V., Utrobin, V.N., & Shakin, V.A. (1986). *Tectonics of the Ukrainian Carpathians (explanatory note to the tectonic map of the Ukrainian Carpathians, scale 1 : 200,000)*. Lviv: Publ. of UkrNIGRI, 152 p. (in Russian).
- Byzova, S.L., & Beer, M.A. (1974). The main features of the tectonics of the Soviet part of the Flysch Carpathians. *Geotectonika*, (6), 82—94 (in Russian).
- Vyalov, O.S. (1960). A short essay on the structure of the Carpathians. In *Materials on the geology of the western regions of the Ukrainian SSR* (Vol. II, pp. 3—22). Kyiv: Publishing House of the Academy of Sciences of the Ukrainian SSR, Institute of Mineral Geology (in Ukrainian).
- Vyalov, O.S., Gavura, S.P., Danysh, V.V. et al. (1981). *The history of the geological development of the Ukrainian Carpathians*. Kiev: Naukova Dumka, 180 p. (in Russian).
- Gintov, O.B., Bubnyak, I.N., Vikhot', Yu.M., Murovskaya, A.V., Nakapelyukh, M.V., & Shlapinskiy, V.E. (2014). Tectonophysical and palinspatic sections of the Ukrainian Carpathians along the geo-traverse DOBRE-3 (PANCAKE). *Geofizicheskiy Zhurnal*, 36(3), 3—33. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i3.2014.116050> (in Russian).
- Hnylko, O. (2010). On the north-eastern boundary of the Krosno tectonic zone in the Ukrainian Carpathians. *Heolohiya i heokhimiya horuyuchykh kopalyn*, (2), 44—57 (in Ukrainian).
- Hnylko, O.M. (2011). Tectonic zoning of the Carpathians in the light of terrain tectonics. Part 1. The main elements of the Carpathian building. *Geodynamika*, (1), 47—56 (in Ukrainian).
- Gnilko, O.M., Gnilko, S.R., & Generalova, L.V. (2015). The formation of structures of cliff zones and intercliff flysch of the Inner Ukrainian Carpathians is the result of convergence and collision of microcontinental terranes. *Vestnik Sankt-Peterburgskogo universiteta. Ser. 7 (Geologiya)*, (2), 4—24 (in Russian).
- Gontovyy, I.Z. (1961). Density of rocks of the Precarpathian depression. *Geologicheskij Zhurnal*, XXI(4), 30—39 (in Russian).
- Detailing of the discovered oil-and-gas promising objects within the Putil Square by Paleogene, Cretaceous and Jurassic deposits. (2005). Research report. Head O.P. Petrovsky. Ivano-Frankivsk, 95 p. (in Ukrainian).
- Detailing of the geological structure of the northwestern part of the Inner Flysch Nappers of the Ukrainian Carpathians in order to identify objects promising for oil-and-gas (1998—2001).

- (2001). Compiled by: V.V. Kuzovenko, V.E. Shlapinsky, D.V. Machalsky. Report of SE «Zakhid-ukrgeologiya», 69 p. (in Ukrainian).
- Kruglov, S. (1998). Tectonics and geodynamics of the Ukrainian Carpathians. *Geodynamika*, (1), 82—91 (in Russian).
- Kruglov, S.S., Smirnov, S.E., Spitkovskaya, S.M., Filyshinskiy, L.E., & Khizhnyakov, A.V. (1985). *Geodynamics of the Carpathians*. Kiev: Naukova Dumka, 136 p. (in Russian).
- Kulchitskiy, Ya.O. (1966). About the nappe-scaly structure of the southern slope of the Ukrainian Carpathians. *Trudy L'vovskogo geologicheskogo obshchestva*, (10), 79—93 (in Russian).
- Kuprienko, P.Y., Makarenko, I.B., Starostenko, V.I., Legostaeva, O.V., & Savchenko, A.S. (2010). Three-dimensional density model of the Earth's crust and upper mantle of the Dnieper-Donets Basin and Donbass. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 32(6), 175—214. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v32i6.2010.117461> (in Russian).
- Kutas, R.I. (2016). Geothermal Conditions and Mesozoic-Cainozoic Evolution of the Carpatho-Pannonian Region. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 38(5), 75—107. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i5.2016.107823> (in Russian).
- Leshchinskiy, A.A. (1954). *Summary report on results of office processing of drilling materials the Stryi-1 reference well*. Lvov: UkrVNIGRI Funds (in Russian).
- Melnichuk, M.I., Kuznetsova, V.G., Somov, V.I., Maksimchuk, V.E., Nagirnyy, T.S., & Sokurova, A.N. (1975). *Connection of physical fields with the deep structure of the Carpathian region*. Final Report 1971—1975, 248 p. (in Russian).
- Murovskaya, A.V., Nakapelyukh, M.V., Vikhot, Y.M., Shlapinskiy, V.E., Bubnyak, I.N., & Mychak, S.V. (2016). Kinematic evolution of the Pieniny Klippen Belt in Cenozoic (Ukrainian Carpathians). *Geofizicheskiy Zhurnal*, 38(5), 119—136. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i5.2016.107826> (in Russian).
- Mukhin, A.V., & Romanov, L.S. (1947). *Report on the work of the Lviv thematic party in 1946*. Kiev: Funds of the Ukrainian Geophysical Trust of the Ministry of Oil Industry (in Russian).
- Carrying out a detailed integrated interpretation of a complex of geological and geophysical data on seismic profiles of the Hryniavska area of the Skib zone of the Folded Carpathians in order to predict oil-and-gas promising objects. (2006). Research report. Head O.P. Petrovsky. Ivano-Frankivsk, 79 p. (in Ukrainian).
- Carrying out a detailed complex interpretation of geological and geophysical data on the profiles of Dobryanskaya Square in order to predict oil-and-gas promising objects. (2005a). Research report. Head O.P. Petrovsky. Ivano-Frankivsk, 62 p. (in Ukrainian).
- Carrying out a detailed complex interpretation of geological and geophysical data on seismic profiles of the East Dolyna area in order to predict oil-and-gas promising objects. (2003). Research report. Head O.P. Petrovsky. Ivano-Frankivsk, 93 p. (in Ukrainian).
- Carrying out an integrated interpretation of a complex of geological and geophysical data on seismic profiles of the South Bushtyn structure in the Solotvyno depression in order to predict oil-and-gas promising objects. (2005b). Research report. Head O.P. Petrovsky. Ivano-Frankivsk, 101 p. (in Ukrainian).
- Carrying out an integrated interpretation of a complex of geological and geophysical data on seismic profiles of Orkhovitsko-Dubanevytska Square in order to predict oil-and-gas promising objects in the Jurassic and Sarmatian deposits. (2008). Research report. Head O.P. Petrovsky. Ivano-Frankivsk, 132 p. (in Ukrainian).
- Starostenko, V.I., Makarenko, I.B., Legostaeva, O.V., Rusakov, O.M., Pivovarov, V.L., & Melnichuk, P.N. (2003). Density of sedimentary complexes of the Black Sea. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 25(2), 54—69 (in Russian).
- Subbotin, S.I. (1955). *The deep structure of the Soviet Carpathians and adjacent territories according to geophysical research data*. Kiev: Publ. House of the Academy of Sciences of the Ukrainian SSR, 260 p. (in Russian).
- Glushko, V.V., & Kruglov, S.S. (Eds.). (1986). *Tectonic map of the Ukrainian Carpathians on a scale of 1 : 200,000*. Kiev: Edition of the Mingeo Ukrainian SSR (in Russian).
- Hurskiy, D.S., & Kruhlov, S.S. (Eds.). (2007). *Tectonic map of Ukraine. 1 : 1 000 000. Part 1. Exploratory note*. Kyiv: Edition of the UkrDGRI, 96 p. (in Ukrainian).

- Khomenko, V.I. (1971). *Deep structure of the Transcarpathian depression*. Kyiv: Naukova Dumka, 230 p. (in Ukrainian).
- Bielik, M., Makarenko, I., Csicsay, K., Legostayeva, O., Starostenko, V., Savchenko, A., Simonova, B., Dererova, J., Fojtikova, L., Pasteka, R., & Vozar, J. (2018). The refined Moho depth map in the Carpathian-Pannonian region. *Contributions to Geophysics and Geodesy*, 48(2), 179—190. <https://doi.org/10.2478/congeo-2018-0007>.
- Danysh, V., Hnylko, O., Pavlyuk, M., Tsarnenko, P., Jankowski, L., Kopciowski, R., Rylko, W., Anastasiu, N., Dragan, E., Popa, M., & Roban, R. (2007). *Geological map of the Outer Carpathians; Borderlands of Ukraine and Romania, 1 : 200 000*. Warsaw: Polish Geological Institute.
- Lexa, J., Bezak, V., Elecko, M., Mello, J., Potfaj, M., & Vozar, J. (Eds.). (2000). *Geological map of Western Carpathians and adjacent areas, 1 : 200 000*. Bratislava.

Густина порід осадових комплексів Українських Карпат (узагальнення)

І.Б. Макаренко, 2021

Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна Н*АН України, Київ, Україна

Наведено глибокий аналіз наявної інформації про густину основних тектонічних елементів Українських Карпат у зв'язку з потребою подальшої побудови тривимірної гравітаційної моделі. Густина вивчено як за кернами опорних, розвідувальних, креліусних та глибоких розвідувальних свердловин, так і за зразками, відібраними з численних відслонень. В Українських Карпатах густина порід змінюється залежно від віку, літологічного складу та глибини залягання. Істотну роль у збільшенні густини відіграє місцевий метаморфізм. Показано, що у *Більче-Волицькому покриві Передкарпатського прогину* найчастіше густина глин стрибкоподібно змінюється зі збільшенням глибини, що зумовлено не статичним навантаженням, а геологічними умовами формування регіону: тектонічними процесами та зміною процесів седиментації та денудації, що спричиняють залишкове ущільнення. Згідно з аналізом наявних даних, густина моласових і флішевих товщ у межах *Бориславсько-Покутського та Самбірського покривів* на глибинах 1000 м і більше практично не змінюється, а збільшення густини порід Покуття пов'язане зі зменшенням пористості порід на 2—5 %, а також зі ступенем їх метаморфізму. Визначено дуже складний характер розподілу густини в породах Складчастих Карпатах та її залежність переважно від пористості. Для різних стратиграфічних підрозділів *Скибового покриву* встановлено загальну тенденцію збільшення густини з глибиною (найчастіше стрибкоподібно), що найяскравіше проявляється у стрійській серії відкладів. У *Закарпатському прогині* зміна густини із глибиною залежить від співвідношення глинистого, туфогенного та піщаного матеріалу у породі. Осадові та вивержені породи у верхній частині розрізу *Вигорлат-Гутинської вулканічної гряди* за густиною не диференціюються, що можна пояснити високою густиною осадових порід, з одного боку, та зниженням густини порід, вивержених унаслідок їх розущільнення — з іншого. У стратиграфічних комплексах *Солотвинської та Мукачівської западин* густина змінюється за площею. Вперше за узагальненими даними щодо густини порід різних вікових груп осадового комплексу для основних тектонічних одиниць Українських Карпат побудовано схему розподілу середньої густини для кожної структурно-фаціальної зони. Показано збільшення густини з північного сходу на південний захід. Зроблено висновок про те, що густина порід *Передкарпатського та Закарпатського прогинів* набагато менша за густину порід Складчастих Карпат.

Ключові слова: Українські Карпати, Передкарпатський прогин, Складчасті Карпати, Закарпатський прогин, густина порід, покрив, скиба.