

- design obturators with taking into account quality of filtering elements and duration of their exploitation;

- increase the contact closeness under the obturation bar through the reduced rigidity and width of the obturator surface and material elasticity and properly chosen points for fastening the head-band;

- make recommendations for individual half-mask fitting which would provide a stable position of the FPBP on the face.

**Keywords:** protective efficiency of respirator, resistance of filtration, impermeability of expired valves.

*Статья поступила в редакцию 05.04.2013*

*Рекомендовано к публикации д-ром техн. наук Т.В. Бунько*

УДК 551.352:552.14

**В.А. Баранов**, д-р геол. наук, ст. научн. сотр.  
(ИГТМ НАН Украины)

### **ЗАКОНОМЕРНОСТИ УПЛОТНЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД**

**В.А. Баранов**, д-р геол. наук, ст. наук. співр.  
(ИГТМ НАН України)

### **ЗАКОНОМІРНОСТІ УЩІЛЬНЕННЯ ОСАДОЧНИХ ПОРІД**

**V.A. Baranov**, D. Sc. (Geol.), Senior Reseacher  
(IGTM NAS of Ukraine)

### **REGULARITY OF SEDIMENTARY ROCK COMPRESSION**

**Аннотация.** Предметом исследований являются осадочные породы. Приведенные результаты получены автором в процессе отбора проб из керна скважин и в шахтных выработках Донбасса, а также из литературных источников. Получить новые данные о закономерностях уплотнения пород на разных стадиях литогенеза. Полученные результаты показывают, что значение одного гравитационного давления явно недостаточно, для более полной характеристики свойств пород. К этому необходимо добавить среду уплотнения (обводненная или сухая), структуру вещества, размер обломочных зерен, стадию литификации. На каждой стадии преобразования пород, процесс уплотнения может развиваться по-другому. Глубина стадии диагенеза составляет десятки, сотни и тысячи метров. В отдельных районах рыхлые отложения сохраняются на глубине 2-3 км. Аргиллиты Донбасса, вмещающие карбоновые угли, на стадии раннего катагенеза имеют плотность 1,7-2,2 г/см<sup>3</sup>, на стадии среднего катагенеза плотность, в основном, укладывается в значения 2,2-2,6 г/см<sup>3</sup>, а к стадии позднего катагенеза относятся аргиллиты с плотностью 2,6-3,0 г/см<sup>3</sup>. Приведенные цифры являются усредненными данными, но это типичные аргиллиты и их свойства для отложений Донбасса определялись в больших объемах. Полученные данные на разных территориях хорошо иллюстрируют максимально быстрое уплотнение для карбонатных пород и минимальное уплотнение для песчаников и алевролитов. Аргиллиты, по степени уплотнения находятся, примерно, посередине. Пористость на стадиях диагенеза и катагенеза уменьшается по установленной закономерности с циклами в 1,5-2 раза. Полученные результаты указывают, на каких стадиях литогенеза и какие полезные ископаемые органического происхождения могут образовываться и находиться при благоприятных условиях.

**Ключевые слова:** осадочные породы, песчаники, катагенез, диагенез, уплотнение, стадия литогенеза

Литогенез, в соответствии с Геологическим словарем (1978), включает следующие стадии: гипергенез – подготовка пород к разрушению, предразрушение; седиментогенез – образование осадка и консолидация его в месте сноса; диагенез – обезвоживание и литификация осадка, превращение его в плотную породу; катагенез – структурные и минералогические преобразования осадочной породы в рамках ориентировочных температур (50-300° С) и давлений (10-300 МПа), заканчивается образованием метаморфической породы.

На двух последних стадиях литогенеза формируются биолиты (породы разного состава с рассеянной органикой менее 50 %) и каустобиолиты (органического вещества более 50 %, в виде пластовых скоплений). Кроме лититов (твердых образований), на этих стадиях формируются углеводороды в газовом, жидком и смешанном – газоконденсатном виде.

Проблемы образования и преобразования углеводородов, каустобиолитов и биолитов, формирование их скоплений и месторождений, а также свойств вмещающих эти скопления пород, имеют непреходящую актуальность, поскольку перечисленные органические образования являются базой энергетики вообще и нашей республики, в частности.

Данная статья, написанная по авторским материалам и результатам, изложенным в публикациях, нацелена на определение одного из ведущих факторов литогенеза – уплотнения осадочных пород на разных его стадиях и установление возможности получения определяющих закономерности данного процесса.

**Результаты и их обсуждение.** В начале и середине двадцатого века, когда шло становление литологии, как отдельного геологического направления, было предложено несколько моделей уплотнения осадочных пород (Л.Е. Эти, 1930 г.; Х.Д. Хедберг, 1936 г.; Ж.И. Уэллер, 1959 г.; Н.Б. Вассоевич, 1960 г.; М.К. Пауэр, 1967 г.; Ю.Ф. Берет, 1969 г. и др.). В большинстве этих моделей определяющим фактором уплотнения является гравитационное давление. Различные исследователи выделяют от двух до четырех стадий уплотнения. Однако единой закономерности уплотнения осадков и глинистых пород, в частности, для всех формаций и разрезов на настоящее время не существует. Каждый регион, область, формация и разрез в соответствии с возрастом, скоростью осадконакопления, минералогическим составом глин, геотермической обстановкой и историей геологического развития характеризуется своими условиями консолидации осадочных образований и кривыми их уплотнения.

В.М. Добрынин (1965 г.), анализируя характер необратимых деформаций осадочных пород, ввел коэффициент необратимого уплотнения  $\beta_n$ :

$$\beta_n \approx - 1/[0,014(1-k_n) k_n] \times (\Delta k_n / \Delta h),$$

где  $\Delta k_n / \Delta h$  – средний градиент изменения коэффициента пористости пород в изучаемом интервале глубин,  $k_n$  – коэффициент пористости в верхней части исследуемого интервала.

Исследования во многих районах показали, что процессам уплотнения наиболее подвержены глинистые породы. Глины имеют важное значение не только как основные нефтематеринские породы, по мнению некоторых исследователей, но и как покрывки и источник выжимаемых при уплотнении флюидов. Последние контролируют направление и объем миграции углеводородов (УВ) и могут быть причиной образования аномально высоких пластовых давлений (АВПД). Глины могут являться структурообразующей породой и указывать на подземные условия дренажа. К этому мнению К. Магары (1980) следует добавить, что глины вряд ли могут быть эффективными покрывками по той причине, что это не консолидированные породы и пористость в них достигает 30-40 %, проницаемость также высокая. По этой причине, говорить об АВПД в таких отложениях, не корректно. Речь, вероятно, идет об аргиллитах.

В сборнике специалистов по нефтяной геологии под редакцией Г.Д. Хобсона (1980) представлены кривые изменения пористости и плотности глинистых пород с глубиной залегания для различных регионов мира. Значительный разброс кривых подтверждает сделанное выше предположение. Кривые, которым соответствуют относительно высокие значения пористости и минимальные значения плотности на глубине, могут быть обусловлены, как это указывалось ранее, повышенным по сравнению с нормальным (гидростатическим) давлением флюидов. Кривые же, характеризующиеся повышенными значениями плотности и пониженной пористостью, отвечают полностью консолидированным (уплотненным глинам, перешедшим в аргиллиты) глинистым породам.

Сопоставление с ними зависимостей, полученных А.О. Огневим и др. (1986) для условий Северного Устья и Южного Мангышлака, показало, что в верхней части разреза они близки к кривым, соответствующим консолидированным породам, ниже постепенно сближаются с кривыми, построенными Н.Б. Вассоевичем для глин олигоценного возраста. Проведенное сопоставление позволило сделать вывод о том, что молодые по возрасту глинистые отложения Северного Устья и Южного Мангышлака достаточно уплотнены, а более древние не достигли еще этого состояния и могут содержать в себе флюиды.

Более детальный анализ изменения физических параметров осадочных отложений, проведенный указанными авторами на основе расчета детальных петрофизических разрезов, показал, что в разрезе Северного Устья и Южного Мангышлака достаточно уверенно выделяется несколько стратиграфических интервалов, отличающихся как абсолютными значениями параметров, так и характером их изменения с глубиной залегания. В качестве примера на рис. 1 приведен разрез общей пористости глинистых отложений скв. 17 Каракудук. Верхнемеловая – палеогеновая часть разреза отличается повышенной плотностью и пониженными значениями пористости ( $18-11\%$ ,  $\beta_n = 31,8 \cdot 10^{-3}$  1/МПа). Залегающие ниже апт-альбские глинистые отложения нижнего мела выделяют-

ся повышенными значениями пористости (20 – 13 %) и уменьшенной способностью пород к уплотнению ( $\beta_n = 28,8 \cdot 10^{-3}$  1/МПа). Этот интервал хорошо коррелируется с резким увеличением скорости осадконакопления альбских глин ( $\varphi = 120$  м/млн. лет). Глины и аргиллиты средне-верхнеюрского и неокомского возраста отличаются повышенной способностью к уплотнению ( $\beta_n = 43,6 \cdot 10^{-3}$  1/МПа) и относительно высокими значениями пористости (20–9 %).

Наличие инверсии в распределении общей пористости может быть следствием различия в скорости осадконакопления, возможных изменений глинистых минералов (например, гидрослюдизация монтмориллонита) либо перерывов в осадконакоплении. И, наконец, нижняя часть разреза (нижняя юра - триас) отличается резко заниженными значениями пористости (до 5-4 %) и потерей способности глинистых образований к уплотнению ( $\beta_n = 18,7 \cdot 10^{-3}$  1/МПа). Для этой части разреза характерны значительные перерывы в осадконакоплении.

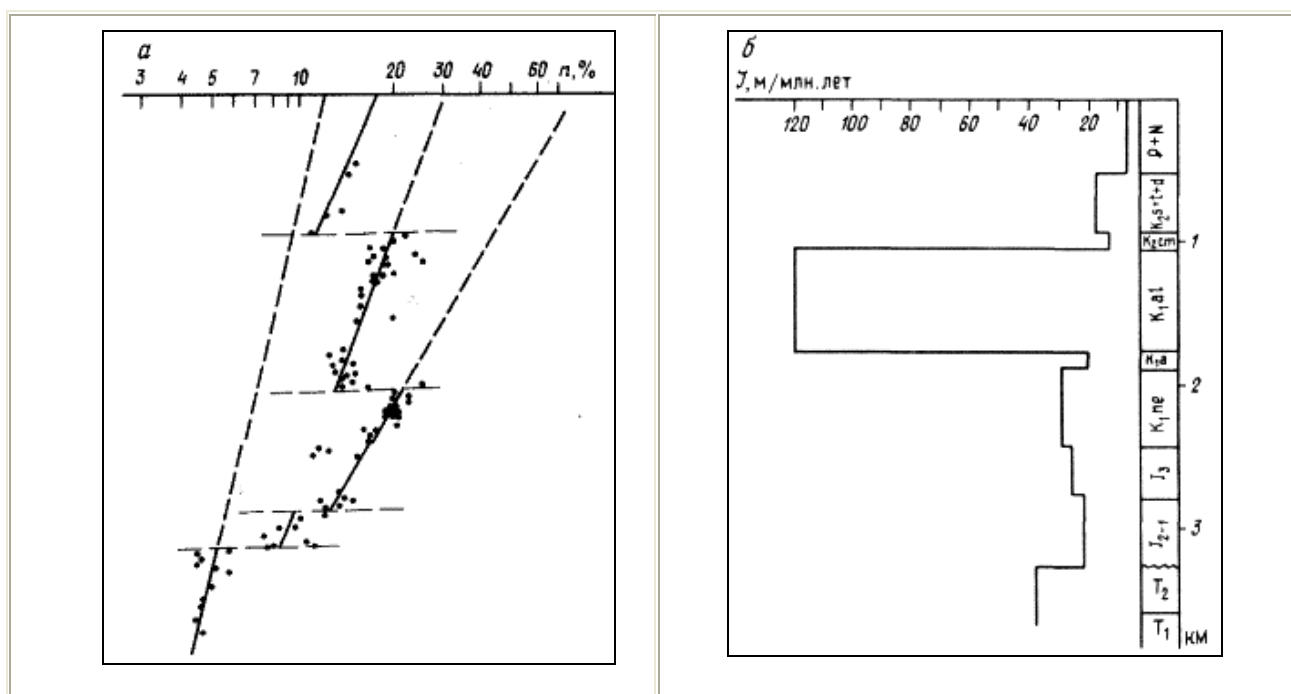


Рисунок 1 - Сопоставление разреза общей пористости глинистых отложений (а) с графиком скорости осадконакоплений (б) на площади Каракудук, по данным А.О. Огнева и др. (1986)

Латеральные изменения  $\beta_n$  глинистых пород рассматривались авторами на примере юрско-неокомских образований. Значения коэффициента  $\beta_n$  в пределах западной части Туранской плиты (Южный Мангышлак, Бузачи, Северный и Южный Устюрт) изменяются от 18,6 до  $65 \cdot 10^{-3}$  1/МПа. На указанной территории области повышенных значений коэффициента  $\beta_n$  чередуются с зонами относительно пониженных ( $< 35 \cdot 10^{-3}$  1/МПа).

Известно [1-2], что процессы уплотнения оказывают существенное влияние на условия миграции и аккумуляции УВ в осадочных породах (особенно в глинистых). Повышенные значения  $\beta_n$  указывают на замедленное захоронение

осадков либо значительное воздействие термодинамических факторов, следствием которых явилась практически полная консолидация глинистых отложений (преобразовались в аргиллиты). Естественно предположить, что в этих областях произошло максимальное выжимание флюидов (в том числе, возможно, и УВ) из осадков и их миграция за пределы области или в ее периферийные структурно-повышенные участки. Это предположение находит подтверждение в размещении месторождений нефти и газа, открытых в юрско-меловых отложениях.

Влияние геологического возраста пород на степень их уплотнения подчеркивалось рядом исследователей. Так, О.А. Черников (1981), изучая степень измененности песчано-алевролитовых пород Южного Мангышлака, установил различие в значениях вторичных преобразований для песчаников юрского возраста (от нижней юры до батского яруса средней юры). Б.К. Прошляков (1974), для условий Прикаспийской впадины выявил зависимость коэффициента уплотнения  $k\sigma$  (отношение объемной плотности породы ( $\sigma$ ) к плотности ее твердой фазы ( $\sigma_m$ )), от геологического возраста песчаников и глин. Первую попытку установления количественной связи между коэффициентом  $\beta_n$  и их геологическим возрастом сделал Л.А. Буряковский (1982 г.). Используя данные Дж. Уэллера, Б.К. Прошлякова, В.М. Добрынина и Н.Б. Вассоевича, для глинистых отложений Л.А. Буряковский и др. выявили следующую эмпирическую зависимость  $\beta_n = (26,61g T - 8,42) \times 10^{-3}$ , где  $T$ - геологический возраст пород, млн. лет. В полулогарифмическом масштабе эта зависимость представляется в виде прямой линии. Исследования А.О. Огнева и др., проведенные для условий Южного Мангышлака и Северного Устюрта, показали несостоятельность установленной выше зависимости.

Данными авторами анализировались результаты изменения с глубиной залегания общей пористости песчано-глинистых отложений различного геологического возраста (от верхнемеловых до нижнетриасовых). Характер изменения величины  $\beta_n$  от геологического возраста (в полулогарифмическом масштабе) отличается от линейного (рис. 2).

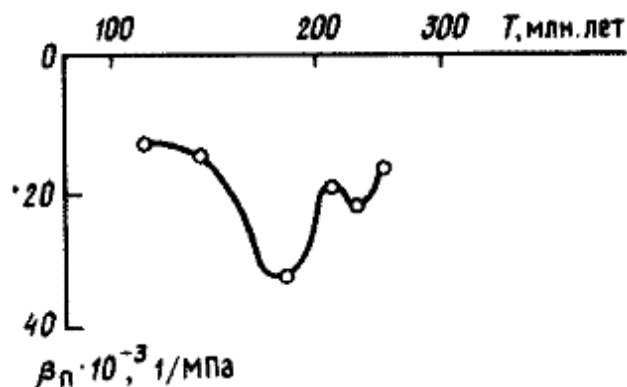


Рисунок 2 - Зависимость  $\beta_n$  осадочных пород от геологического возраста (Северный Устюрт), по А.О. Огневу и др. (1986)

Значение  $\beta_n$  с увеличением возраста отложений вначале возрастает, а затем уменьшается, наибольшие его значения отмечаются для продуктивной толщи средней и нижней юры. Приведенные результаты наглядно демонстрируют методические ошибки авторов. Сравнивать можно только однотипные породы, преобразованные в однотипных условиях. В данном случае, эти условия не были соблюдены (сравнивались разные породы – песчано-глинистые, сформированные в разное время и в разных условиях). Подобные исследования можно проводить лишь с отложениями одного состава, образованными в одно время. Если степень уплотнения их разная (и вторичные преобразования, тоже), тогда нужно моделировать или искать различие в условиях преобразования. Основные условия сводятся к трем – температура, давление и состав пород. Тем не менее, фактор времени играет свою немаловажную роль, но время в геологии не абстрактное понятие.

В монографии Л.М. Марморштейна (1985) указывается, что в ряде случаев отмечается связь скорости распространения упругих колебаний с такими характеристиками, как размер зерен и их окатанность. Причем чем больше размер зерен, тем выше скорость распространения упругих волн. Эти показатели (размер зерен и окатанность) контролируют величину проницаемости и сказываются на значениях параметра пористости. Такие связи отмечаются в отдельных случаях. В общем же картина более сложная и зависит от специфических условий района. Кроме этого, общее содержание цемента или его составляющие компоненты оказывают иногда существенное влияние на физические свойства пород. Так, для некоторых исследованных пород скорость распространения упругих колебаний существенно зависит от содержания карбонатного цемента. Таким образом, изменение физических свойств пород автор определил тремя основными факторами: межзерновой пористостью, структурой пород и их минералогическими особенностями.

По данным А.А. Ханина (1976), на небольших глубинах глины (особенно монтмориллонитовые) имеют плотность до  $2,1-2,3 \text{ г/см}^3$  и являются хорошими покрышками для нефти и газа. На палеоглубине свыше 2 км эти глины уплотняются до  $2,3-2,6 \text{ г/см}^3$ , теряют свободную воду и, превращаясь в аргиллитоподобные породы и аргиллиты, становятся трещиноватыми, теряют свои экранирующие свойства и могут даже перейти в разряд трещинных коллекторов. Такие же изменения могут происходить с известняками, мергелями, реже ангидритами и гипсами. В известняках и доломитах проницаемость снижается при давлении 7,8 - 17 МПа, в гипсах - при 16 - 19 МПа, а в ангидритах - при 11 МПа.

Приведенные цифры и названия пород вызывают сомнение, поскольку аргиллиты Донбасса, вмещающие карбоновые угли, на стадии раннего катагенеза имеют плотность меньше, чем у вышеприведенного автора (но глинами эти породы не называются)  $1,7-2,2 \text{ г/см}^3$ , на стадии среднего катагенеза плотность, в основном, укладывается в значения  $2,2-2,6 \text{ г/см}^3$ , а к стадии позднего катагенеза относятся аргиллиты с плотностью  $2,6-3,0 \text{ г/см}^3$ . Приведенные цифры являются

усредненными данными, но это типичные аргиллиты и их свойства для отложенных Донбасса определялись в ИГТМ НАН Украины в больших объемах.

По данным [1], по мере погружения на глубину глины претерпевают существенные изменения структуры, которые выражаются в отжатии свободной во-

ды, увеличении плотности и уменьшении пористости и проницаемости. Работами этого исследователя показано, что каолиновые глины с небольшим содержанием гидрослюды уплотняются больше, чем глины со смешанно-слоистыми минералами. Это объясняется особенностью строения кристаллической решетки, влияющей на степень дегидратации. Так, минералы, включающие большое количество связанной воды (например, монтмориллонит) уплотняются при тех же нагрузках меньше, так как вода в этом случае играет большую роль буфера. Начиная с глубины 400-800 м из глины удаляется в основном свободная вода, затем происходит вторичное уплотнение, обусловленное выжиманием оставшейся свободной и связанной воды. В монтмориллонитовых глинах содержится 10-24 % связанной воды, в каолиновых глинах 1-6 %, поэтому монтмориллонитовые глины меньше уплотняются и в них образуется меньше трещин, что и способствует улучшению экранирующей способности этих глин.

В работе К.А. Абдурахманова и др. (1974) показано существенное изменение структуры порового пространства пород с глубиной. Были проанализированы породы - покрывки на глубине от 650 до 3700 м. Как видно из рисунка 3, размеры пор с глубиной существенно уменьшаются. При этом породы-покрывки различных типов, начиная с определенной глубины (в рассмотренном случае - с глубины > 2000 м), по своим показателям близки друг к другу.

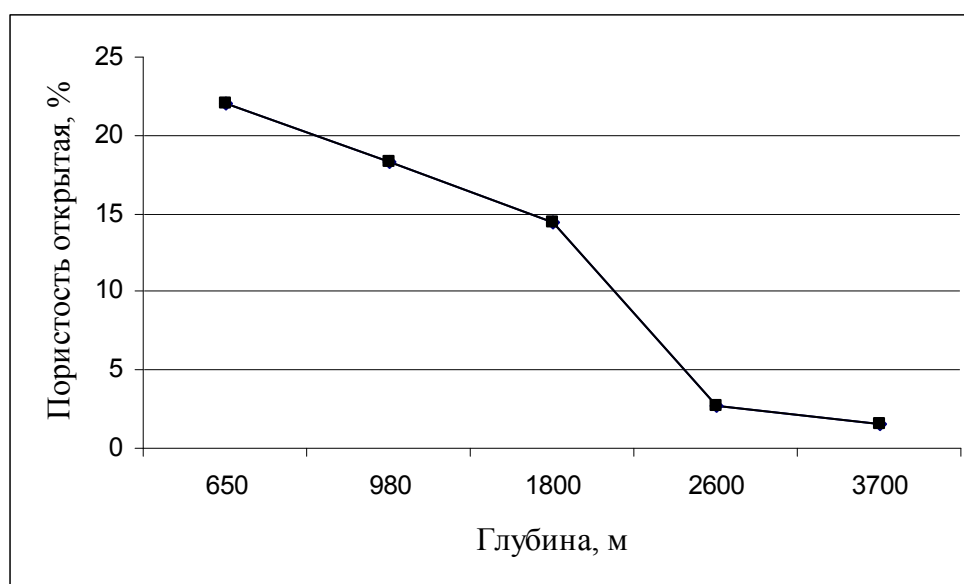


Рисунок 3 - Характер изменения порового пространства глинистых пород-покрывок с глубиной (Абдурахманов К.А. и др., 1974)

В работе [2] выделяется четыре степени уплотнения глинистых пород:

- породы глинистые слабого уплотнения, пористость открытая > 13 %, трещин нет;

- породы глинистые умеренного уплотнения с уплотненными глинами, пористость открытая 8 - 13 %, трещиноватость слабая;

- породы глинистые сильного уплотнения, аргиллитоподобные глины, пористость открытая 4 - 8 %, трещиноватость заметная;

- породы глинистые очень сильного уплотнения, аргиллитоподобные глины и аргиллиты, пористость открытая < 4 %, трещиноватость значительная.

От одной степени уплотнения к другой трещиноватость растет скачками.

Авторы этой работы показали, что на глубине около 3 км, при определенных давлениях и температурах, происходит катагенетическая гидрослюдизация монтмориллонита, отмечаемая при переходе разбухающих глин к гидрослюдистым аргиллитам. Данная граница отмечена указанными авторами и на других площадях, с небольшими вариациями по глубинам. Следует отметить, что исследовались кайнозойские отложения и указанная глубина трансформации структуры глин в более древних отложениях может быть меньше, тем более что приведенная глубина является не начальной, а конечной глубиной преобразования глин. В этом случае резко уменьшается количество монтмориллонита и появляется сложное смешанослойное образование, состоящее из слюдистых (иллитовых) и монтмориллонитовых пакетов. Указанную зону можно рассматривать как сочетание политипных модификаций гидрослюды  $2M_1 > 1M$ .

В работе [3], представлены результаты экспериментальных определений пористости и гранулометрии шельфа Черного моря для разных литологических типов: крупно- и среднезернистых песков, мелкозернистых песков, алевроитов, илов, пелитов (глин). Анализ и обработка приведенных в статье данных позволили их сгруппировать и представить по литологическим типам в табл. 1.

Таблица 1 - Усредненные данные свойств черноморских осадков (по данным [3])

| Литотипы пород                  | Средний диаметр зерен, мм | Пористость, % | Плотность, г/см <sup>3</sup> | Скорость продольных волн, м/сек |
|---------------------------------|---------------------------|---------------|------------------------------|---------------------------------|
| Крупно- и среднезернистые пески | 0,420                     | 39,5          | 2,02                         | 1750                            |
| Мелкозернистые пески            | 0,190                     | 44,9          | 1,96                         | 1690                            |
| Крупнозернистые алевроиты       | 0,110                     | 46,3          | 1,95                         | 1704                            |
| Мелкозернистые алевроиты        | 0,018                     | 63,2          | 1,66                         | 1500                            |
| Крупнозернистые илы             | 0,012                     | 77,0          | 1,39                         | 1462                            |
| Илы                             | 0,006                     | 76,0          | 1,32                         | 1480                            |
| Пелиты                          | 0,001                     | 74,5          | 1,45                         | 0                               |



Графические построения полученных усредненных данных позволили наглядно установить зависимости плотности донных осадков, пористости открытой и скорости продольных волн, от размера обломочных зерен (рис. 4,5,6). На графиках хорошо отражается закономерное увеличение плотности осадков при увеличении размера зерен. В целом, от тонкозернистых пелитов, до крупнозернистых песков, плотность увеличивается в полтора раза. Следует отметить, что размер в 0,01-0,02 мм, является своеобразным рубежом, выше которого плотность увеличивается существенно, а ниже которого она изменяется мало.

На рис. 5 представлен график изменения значений открытой пористости от размера зерен донных осадков (мм). От тонкозернистых пелитов, до крупнозернистых песков, пористость увеличивается почти в два раза.

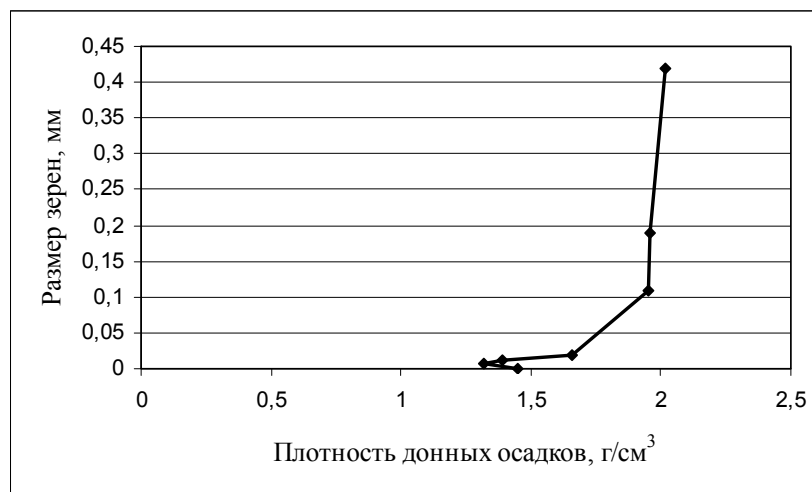


Рисунок 4 – График изменения плотности (г/см<sup>3</sup>) от размера зерен донных осадков (мм)



Рисунок 5 – График изменения пористости (%) от размера зерен донных осадков (мм)

Здесь так же размер зерен в 0,01-0,02 мм является своеобразным рубежом, выше которого пористость уменьшается существенно, а ниже которого изменяется незначительно.

На рис. 6 представлен график изменения значений скорости продольных волн от размера зерен донных осадков (мм). Полученный результат наглядно демонстрирует закономерное увеличение скорости волн с увеличением размера обломочных зерен. Здесь, как и на предыдущих графиках, размер зерен в 0,01-0,02 мм, является своеобразным рубежом, выше которого скорость продольных волн увеличивается, а ниже которого изменяется незначительно. Изменение скорости для исследованных разностей, включающих пелиты, алевроиты и пески, в пределах 20 %.



Рисунок 6 – График изменения скорости продольных волн (м/сек) от размера зерен донных осадков (мм)

Таким образом, больше всего в исследованных разностях меняются значения пористости, меньше – плотности, еще меньше – скорости продольных волн.

Чем же характерен выделенный граничный размер 0,1-0,2 мм. Во первых, это не абсолютный размер и если бы мы имели большее количество первичных данных, вероятно, можно было бы отметить определенные колебания, в одну или другую сторону. Тем не менее, указанный размер принят в геологии как переход алевролитов в илы и пелиты, которые с некоторой долей упрощенности, геологи именуют глинами.

Полученные результаты показывают, что значение одного гравитационного давления явно недостаточно, для более полной характеристики свойств пород. К этому необходимо добавить среду уплотнения (обводненная или сухая), структуру вещества и, в первую очередь, размер обломочных зерен, а также – стадию литификации. Иными словами, на каждой стадии литификации, процесс уплотнения может развиваться по разным законам.

По данным В.И. Копорулина (1962,1972), интенсивность литогенеза песчано-гравийных пород зависит от гранулометрии и степени отсортированности. Эта интенсивность тем выше, чем больше размерность породообразующих зерен и выше его отсортированность. По этой причине, если в хорошо отсортированных гравелитах и крупнозернистых песчаниках вторичный цемент уже полностью сформировался, то в этих же породах с низкой степенью сортировки, а также в мелкозернистых и некоторых среднезернистых песчаниках, часто наблюдается мало измененное исходное вещество цемента.

По приведенным средним данным (см. рис. 4-6) пористость от песчаников (крупно- среднезернистых) до пелитов (глин), изменяется в два раза. Это диагенетические осадки, находящиеся на глубине 10-40 м, существенно обводнен-

ные. При дальнейшем отжатии воды, пористость будет уменьшаться, в первую очередь, в глинах. При переходе осадка в консолидированную толщу, на уровне углей не существующей нынче марки БД, по данным Б.И. Воеводы и др. (1976), пористость глин, алевролитов и песков практически сравнивается и равна 17,3 – 17,7 %. Это первая инверсия, согласно данным приведенных авторов. Вторая инверсия прослеживается на уровне углей марки Т. Там пористость трех основных литотипов равна примерно 3 %. До первой инверсии глины имеют более высокую пористость, для нее характерен более высокий градиент уменьшения под действием нагрузки. После литификации осадков пористость больше у песчаников и это прослеживается до перехода консолидированных отложений из средней стадии катагенеза в позднюю. После чего пористость аргиллитов опять несколько выше.

Приведенные данные хорошо согласуются с полученными результатами, по выделению среднего катагенеза [4]. По крайней мере, вторая инверсия, близка к границе среднего и позднего катагенеза (пористость около 5 %), а первая инверсия отражает переход осадков в осадочные породы или литификацию осадков. Примерная пористость 20-30 %, отражает именно эту инверсию. К сожалению, по физико-механическим данным пока нет четкого перехода раннего катагенеза в средний, но анализ приведенных данных позволяет считать эту границу по значениям пористости 15-20 %, это примерные глубины 2,5-3 км, а угли марки Г.

В приведенных материалах показаны результаты эмпирических исследований, согласно которым выявилась неоднородность отложений по их способности к уплотнению в стратиграфическом разрезе. Указанные авторы объясняют это различие разными стадиями катагенетических изменений глинистых пород, не учитывая, видимо, что на всех стадиях катагенеза глин уже нет, есть только аргиллиты разной степени преобразований. Эта степень, как указывалось выше, зависит от давлений, температуры, состава отложений и геологического времени.

Степень уплотнения или плотность породы - отношение массы породы ( $m$ ) к ее объему ( $m^3$ ). Плотность зависит от плотности твердой, жидкой и газообразной фаз, структурно-текстурных признаков породы, пористости. Различные литологические типы пород с глубиной уплотняются по-разному. Б.К. Прошляков (1974), предложил коэффициент уплотнения породы ( $K_{уп}$ ), представляющий собой отношение плотности породы к плотности твердой фазы или минералогической плотности. Коэффициент уплотнения представляет собой безразмерную величину, показывающую во сколько раз плотность породы меньше плотности ее твердой фазы. По мере уплотнения, значения коэффициента уплотнения породы уменьшаются. Коэффициент уплотнения связан с величиной полной (абсолютной) пористости ( $k_n$ ) следующим соотношением:  $K_{уп} = 1 - k_n$ . Глинистые породы (аргиллиты) достигают  $K_{уп} = 0,80-0,85$  (или абсолютной пористости 15-20 %) к глубине 1,5-2 км, затем темп уплотнения понижается. Песчаные и алевролитовые породы достигают  $K_{уп} = 0,90-0,95$  (пористости 5-10 %) к

глубинам 3,5-5 км. Быстро уплотняются хемогенные известняки.  $K_{уп} = 0,95-0,97$  (пористости 3-5 %) на глубине 0,5-1 км.

Эти данные, собранные на значительной территории, хорошо иллюстрируют максимально быстрое уплотнение для карбонатных пород и минимальное уплотнение для песчаников и алевролитов. Аргиллиты, по степени уплотнения находятся, примерно, по середине.

Для условий Донбасса объемная плотность песчаника карбоновых пород меняется от  $1,8 \text{ г/см}^3$  на шахте Кураховская, Красноармейского горнопромышленного района, до  $2,88 \text{ г/см}^3$ , на участке Северо-Родинский, того же района. Такой значительный перепад может быть обусловлен не только составом пород, разным составом цемента песчаников, но и тектоническим воздействием на породы, вернее разностью его воздействия на разных участках опробования.

Приведенные данные подтверждаются в фундаментальном труде [5], где указано, что изменение плотности пород в большой степени зависит от литологического состава. Так, средняя плотность карбонатных отложений живетского яруса девона изменяется от  $2,68$  до  $2,73 \text{ г/см}^3$ , а средняя плотность песчаников, алевролитов и аргиллитов составляет соответственно  $2,36$ ,  $2,52$  и  $2,57$ . Если средняя плотность отдельных стратиграфических подразделений в разрезе палеозойских отложений изменяется от  $2,32$  до  $2,71$ , то плотность отдельных типов пород колеблется от  $1,84$  (битуминозные и углистые аргиллиты) до  $2,94$  (ангидриты). По значениям плотностей отдельных стратиграфических горизонтов и комплексов для осадочной толщи Татарии и прилегающих территорий было установлено, что средняя плотность осадочной толщи изменяется от  $2,52$  до  $2,60$ . При сопоставлении средней плотности со схемой рельефа поверхности фундамента отмечается, что зонам повышенных значений плотности соответствуют районы приподнятого залегания фундамента (Татарский и Токмовский своды), а зонам пониженных значений - прогибы. Эти изменения плотности в пределах крупных структур тектонических элементов Татарии в связи с относительно неглубоким залеганием фундамента обусловлены глубиной залегания комплексов, фациально-литологическим замещением пород, а также воздействием тектонических факторов в тектонически активных зонах. Таким образом, для осадочных отложений различных по генезису пород платформенных, геосинклинальных и переходных областей получены данные для плотностей катагенетических отложений, сопоставимые с нашими, по Донбассу ( $1,76 - 2,88 \text{ г/см}^3$ ). Полученный результат показывает наличие региональных закономерностей свойств и состояния катагенетических отложений, несмотря на возможные локальные отклонения, вследствие различия в условиях формирования.

Приведенная качественная зависимость плотности пород от приподнятого или пониженного их залегания, имеет важное значение, поскольку для Донбасса значения плотности пород увеличиваются также в зонах поднятия [6]. На рисунке 7 наглядно видно увеличение плотности пород Донбасса с юго-запада на северо-восток (на графике данные только со стадии среднего катагенеза).

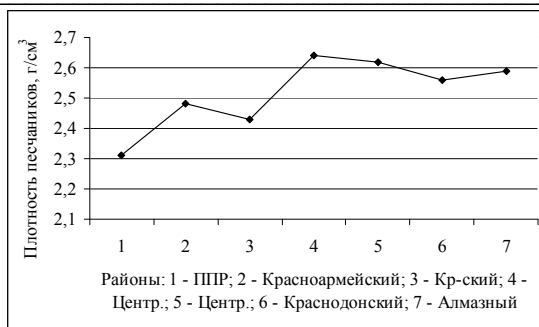


Рисунок 7 – График распределения средних значений плотности песчаников с запада на восток, по районам Донбасса: 1. – Павлоградско-Петропавловский; 2-3. – Красноармейский; 4-5. - Центральный; 6. – Краснодарский; 7. – Алмазный

Эта зависимость хорошо согласуется с последними результатами геофизиков, полученными на профиле ДОБРЕ [7]. Согласно их данным, в Донбассе не было инверсии, а было внедрение магматического штока на северо-востоке бассейна в раннепермское время, ставшее причиной размыва покрывающих карбонотложений в данном регионе и выхода углей на поверхность.

По данным В.М. Добрынина (1970), процесс формирования осадочных пород начинается с момента отложения их в бассейне осадконакопления. По мере накопления осадки уплотняются под действием веса более молодых образований.

Это уплотнение, известное под названием гравитационной консолидации, для большинства осадочных пород происходит в водной среде. На первоначальной стадии гравитационной консолидации, при небольшом уплотнении, между отдельными близко соприкасающимися частицами породы возникают первые, весьма слабые, неустойчивые связи благодаря взаимодействию адсорбционных пленок воды, которые, однако, способны в ряде случаев обеспечить связность грунтов в объеме целых массивов.

Одновременно с гравитационной консолидацией в порах образовавшихся пород начинается формирование более жестких и устойчивых связей вследствие выпадения из водного раствора новых минеральных образований (кальцита, силикатов, лимонита и т.д.). Эти процессы переотложения минеральных образований в период литогенеза ускоряются в результате увеличения растворимости минералов под действием возрастающих давлений и температуры при погружении осадочных пород.

Процесс осадконакопления в естественных условиях, например при образовании мощной толщи осадочных пород в геосинклинальной области, согласно общепринятым представлениям сопровождается вертикальными колебательными движениями земной коры. Хотя продолжительность отдельных периодов колебательных движений земной коры измеряется десятками, сотнями тысячелетий и более на фоне еще более продолжительной геологической истории формирования осадочной толщи, воздействие вертикальных колебательных движений земной коры будет подобно процессу многократного нагружения по-

роды. Кроме того, породы в период формирования подвергаются воздействию, по-видимому, большого числа кратковременных нагрузений во время различных землетрясений и тектонических подвижек, что также способствует ускорению процесса уплотнения пород (таблица 2).

Данный автор указывал на значительное влияние температуры на уплотнение пород и конечные значения пористости и проницаемости.

Анализируя данные об уплотнении пород, рассмотрим границу перехода рыхлых диагенетических отложений в плотные, сцементированные – катагенетические, применительно к угленосным отложениям. Глубина этой границы существенно изменяется.

Таблица 2 – Пористость песчаников в разных условиях, по В.М. Добрынину (1970)

| Возраст Пород    | Район                                | Интервал глубин в котором определена пористость $\Delta h$ , м | Пределы изменения максимальной пористости, доли единицы | Автор, по данным которого произведены вычисления |
|------------------|--------------------------------------|--|---|--|
| Плиоцен          | Калифорния                           | 1500-3600  | 0,40-0,26   | Дж. Максвелл                                     |
| Миоцен           | Луизиана и Техас                     | 2500-4500  | 0,40-0,28   | То же  |
| Олигоцен         | Луизиана                             | 3000-4500  | 0,38-0,26   | То же  |
| То же            | Техас                                | 2100-3300  | 0,40-0,29   | То же  |
| Юра + нижний мел | Центральное и Восточное Предкавказье | 1500-3500  | 0,34-0,18   | Б.К. Прошляков                                   |
| То же            | Прикаспийская впадина (Арал-Сор)     | 1500-2500  | 0,32-0,27   | В.М. Добрынин                                    |
| Карбон           | Техас, Оклахома                      | 1500-4500  | 0,27-0,14   | Дж. Максвелл                                     |
| Ордовик          | Нью-Мексико, Техас, Оклахома, Канзас | 3000-4500  | 0,23-0,17   | То же  |

В работе В.М. Добрынина (1970), указывается, что в Ленском угольном бассейне с глубины обычно 1500 м начинается зона распространения углей, переходных от бурых к каменным, а в Вилуйской синеклизе этого же бассейна, зона длиннопламенных углей (начало катагенеза) распространена глубже 2500 м. В Среднеамурском (нижневизейском) угольном бассейне, выполняющие впадину осадочные образования представлены толщей рыхлых пород до нижнего мела, на глубину до 1200 м. Стратиграфический разрез Днепровского бурого угольного месторождения показывает наличие рыхлых отложений (включая отложения юры и мела) до кристаллического фундамента на глубину до 300 м. На Новомосковском угленосном участке Западного Донбасса, рыхлые диагенетические отложения сменяются литифицированными катагенетическими на глубине от 200 до 500 м (устное сообщение геолога Новомосковской геологоразведочной экспедиции). Анализ эмпирических и литературных данных позволяет границу перехода рыхлых отложений в консолидированные по пористости проводить на уровне 20-30 %, тогда как в приповерхностной зоне (в начале катагенеза) пористость составляет, в среднем, 40-60 % (см. табл. 1). Анализ значений

пористости на разных стадиях диагенеза и катагенеза отложений Донбасса показал следующее.

На стадии диагенеза породы уплотняются в 1,5-2,0 раза; пористость уменьшается с 40-60 % до 20-30 %.

На стадии раннего катагенеза – в 1,5-2,0 раза; пористость уменьшается с 20-30 % до 10-15 %.

На стадии среднего катагенеза – в 1,5-2,0 раза; с 10-15 % до 5-7 %.

На стадии позднего катагенеза – в 1,5-2,0 раза; с 5-7 % до 2-3 %.

Таким образом, стадии и подстадии уплотнения и преобразования осадочных пород трансформируются по следующему закону:

$$K_{уп.i} \approx k_{n1} / k_{n2} \approx (1,5-2,0),$$

где  $K_{уп.i}$  – безразмерный коэффициент уплотнения;  $k_{ni} = k_{n1}; k_{n2}; k_{n3}; k_{n4}; k_{n5}$ ; – средние значения пористости пород на стадиях седиментогенеза ( $k_{n1}$ ); диагенеза ( $k_{n2}$ ); прото-, мезо- и апокатагенеза ( $k_{n3}, k_{n4}, k_{n5}$ ).

Разбежность в 1,5-2,0 раза получается вследствие существенной разности пористости аргиллитов, песчаников и других литотипов.

Приведенная схема не является абсолютной или универсальной, поскольку в каждом конкретном случае, применительно к условиям, составу, времени, тектонической обстановки, свойства образующихся пород будут отличаться, но средние данные в качестве определенной привязки будут сопоставимы.

Далее, осадочные отложения постепенно переходят на стадию метаморфизма (метагенеза), согласно «Справочнику по литологии» 1983 г. Антрациты переходят в графиты; песчаники и алевролиты – в кварциты; аргиллиты – в сланцы; известняки – в мрамор.

Образование и преобразование углеводородов, каустобиолитов и биолитов, формирование их скоплений и месторождений с рассмотренных позиций можно представить в следующем схематическом виде.

Каустобиолиты могут находиться на следующих трех стадиях литогенеза:

торф – стадия седиментогенеза;

бурый уголь – стадия диагенеза;

каменный уголь – стадия раннего и среднего катагенеза;

антрацит – стадия позднего катагенеза.

Биолиты могут находиться на указанных трех стадиях, но в виде включений рассеянной органики гумолитового, сапропелитового и сапрогумолитового состава.

Жидкие углеводороды могут находиться на всех стадиях литогенеза, но формируются они в диагенезе, раннем и среднем катагенезе. В приповерхностную зону седиментогенеза, отложения позднего катагенеза, а также в кристаллические породы гипергенеза они могут попадать вследствие вытеснения с материнских пород и горизонтов вследствие изменения литостатических напряжений и тектонических перемещений пород.

Газовые углеводороды могут находиться в любых отложениях, где для них есть место в виде межзерновой или трещинной пористости, но формируются они на стадиях диагенеза и катагенеза.

Абиогенные процессы формирования углеводородов не рассматриваются, вследствие отсутствия доказанных фактов их наличия.

**Выводы.** Единой закономерности уплотнения горных пород для всех формаций и разрезов не существует. На каждой стадии литогенеза существуют свои закономерности, поэтому уплотнение в приповерхностной зоне седиментогенеза нельзя сравнивать с таковым в катагенезе или диагенезе. Степень обводненности, как и структурные параметры, существенно влияют на физико-механические свойства осадочных отложений. Каждый регион, область, формация и разрез в соответствии с возрастом, скоростью осадконакопления, минералогическим составом пород, степенью отсортированности, геотермической обстановкой и историей геологического развития характеризуется своими условиями консолидации осадочных образований и кривыми их уплотнения.

Для каждого участка земной суши, условия формирования и преобразования пород будут отличаться. Причем эти отличия будут тем больше, чем больше будет перепад давлений, температур, влажности, состава атмосферы, кислотности или щелочности, близости от геоактивных зон и многих других физических параметров. Необходимо помнить о том, что любое изменение условий может вызвать целый комплекс сопутствующих изменений как среды, так и форм, структур и вещества в целом, поскольку природа существует в строго определенных условиях и изменение не всех, а только некоторых из них, невозможно, в принципе.

Каустобиолиты могут находиться на трех стадиях литогенеза:

торф – стадия седиментогенеза;

бурый уголь – стадия диагенеза;

каменный уголь – стадия раннего и среднего катагенеза;

антрацит – стадия позднего катагенеза.

Биолиты могут находиться на этих трех стадиях, но в виде включения рассеянной органики. Жидкие углеводороды могут находиться на указанных трех стадиях литогенеза, но формируются они в диагенезе, раннем и среднем катагенезе. В приповерхностную зону седиментогенеза, отложения позднего катагенеза, а также в кристаллические породы они могут попадать вследствие вытеснения с материнских пород и горизонтов или тектонически более напряженных пород.

Газовые углеводороды могут находиться в любых отложениях, где для них есть место в виде межзерновой или трещинной пористости, но формируются они на стадиях диагенеза и катагенеза. Пористость на стадиях диагенеза и катагенеза уменьшается по установленной закономерности с циклами в 1,5-2 раза.

Полученные результаты указывают, на каких стадиях литогенеза и какие полезные ископаемые органического происхождения могут образовываться и находиться при благоприятных условиях.



## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ломтадзе, В.Д. Физико-механические свойства горных пород. Методы лабораторных исследований / В.Д. Ломтадзе - Л.: Недра, 1990.- 328 с.
2. Холодов, В.Н. Зона катагенетической гидрослюдизации глин – арена интенсивного перераспределения химических элементов. Сообщение 1. Геолого-литологические особенности и механизм формирования элизионных систем Предкавказья / В.Н. Холодов, Р.И. Недумов // Литология и полезные ископаемые. - 2001. - №6. – С.563-581.
3. Донченко, С.И. Акустические и физико-механические свойства и параметры донных отложений / С.И. Донченко // Гідроакустичний журнал (Проблеми, методи та засоби досліджень Світового океану). - 2004. - №1. – С.59-69.
4. Баранов, В.А. Определение нижней и верхней границ выбросоопасности горных пород / В.А. Баранов // Уголь Украины. - 1999.- №2.- С. 38-40.
5. Физические свойства осадочного покрова территории СССР / Под ред. М.Л. Озерской и Н.В. Подобы. - М.: Недра, 1967. – 772 с.
6. Баранов, В.А. Влияние структуры на уплотнение карбоновых песчаников Донбасса / В.А. Баранов, В.А. Кириченко // „Форум гірників–2010”: Матеріали міжнар. конф., 21-23 жовтня 2010 г. – Дніпропетровськ.: НГУ, 2010. - Т.2. - С.126-130.
7. Стомба, С.Н. Глубинное строение Донецкого складчатого сооружения по данным региональных работ МОГТ на профиле ДОБРЕ-2000 / С.Н. Стомба, А.П. Толкунов, Р.А. Стифенсон, У. Байер, Ю.П. Майстренко // Науковий вісник НГАУ. - 2002. - №4. – С.81-84.

## REFERENCES

1. Lomtadze, V.D. (1990), *Fiziko-mekhanicheskie svoystva gornykh porod. Metody laboratornykh issledovaniy* [Physico-mechanical properties of rock. Methods of laboratory researches], Nedra, Leningrad, Russia.
2. Kholodov, V.N., Nedumov, R.I. (2001), “Area of katagenesis hydromicatization clays is the arena of intensive redistribution of chemical elements. Report 1. Geological-lithological features and mechanism of forming of the elization systems Predkavkazya”, *Lithology and minerals*, no. 6, pp. 563-581.
3. Donchenko, S.I. (2004), “Acoustic and physico-mechanical properties and parameters of the ground deposits”, *Hydroacoustic magazine*, no. 1, pp. 59-69.
4. Baranov, V.A. (1999), “Determination of low and high bounds of outburstness rock”, *Coal of Ukraine*, no. 2, pp. 38-40.
5. Ozerskaya, M.L. and Podoba, N.V. (1967), *Fizicheskie svoystva osadochnogo pokrova territorii SSSR* (1967) [Physical properties of sedimentary cover of territory of USSR], Nedra, Moscow, Russia.
6. Baranov, V.A., Kirichenko, V.A. (2010), “Influence of structure on the compression of carboniferous sandstones of Donbass”, *Forum gornyakov – 2010*, [Materials of international conference «Forum of miners–2010»], *Proc. Of the International scientific conference “Forum of Mining Engineers”*, Dnepropetrovsk, Ukraine, 21-23 October 2010, no. 2, pp.126-130.
7. Stovba, S.N., Tolkunov, A.P., Stifenson, R.A., Bayer, At., Maystrenko, Yu.P. (2002), “Deep structure of Donetsk plicate building from data of the regional works MOGT on a type DOBRE-2000”, *Scientific announcer NMAU*, no. 4, pp.81-84.

## Об авторе

**Баранов Владимир Андреевич**, доктор геологических наук, старший научный сотрудник, заведующий лабораторией исследования структурных изменений горных пород, Институт геотехнической механики им. Н.С. Полякова, Национальной академии наук Украины, Днепропетровск, Украина, [baranov-va@rambler.ru](mailto:baranov-va@rambler.ru)

## About the author

**Baranov Vladimir Andreevich**, Doctor of Geology, Senior Scientific Associate, Head of Laboratory of Researches of the Structural Changes in the Rock, M.S. Polyakov Institute of Geotechnical Mechanics under the National Academy of Science of Ukraine, (IGTM, NASU), Dnepropetrovsk, Ukraine, [baranov-va@rambler.ru](mailto:baranov-va@rambler.ru)

**Анотація.** Предметом досліджень є осадкові породи. Приведені результати одержані автором в процесі відбору проб з керна свердловин і в шахтних виробках Донбасу, а також з літературних джерел. Одержати нові дані про закономірності ущільнення порід на різних стадіях літогенеза. Одержані результати показують, що значення одного гравітаційного тиску явно недостатнє для повнішої характеристики властивостей порід. До цього необхідно додати середовище ущільнення (обводнене або сухе), структуру речовини, розмір уламкових зерен, стадію літфікації. На кожній стадії перетворення порід, процес ущільнення може розвиватися по іншому. Глибина стадії діагенеза складає десятки, сотні і тисячі метрів. В окремих районах рихлі відкладення зберігаються на глибині 2-3 км. Аргилліти Донбасу, які вміщують карбонове вугілля, на стадії раннього катагенезу мають густину 1,7-2,2 г/см<sup>3</sup>, на стадії середнього катагенезу густина, в основному, укладається в значення 2,2-2,6 г/см<sup>3</sup>, а до стадії пізнього катагенезу відносяться аргилліти з густиною 2,6-3,0 г/см<sup>3</sup>. Приведені дані є усередненими, але це типові аргилліти і їх властивості для відкладень Донбасу визначалися у великих об'ємах. Одержані дані на різних територіях добре ілюструють максимально швидке ущільнення для карбонатних порід і мінімальне ущільнення для пісковиків і альвоолітов. Аргилліти, по ступеню ущільнення знаходяться, приблизно, посередині. Пористість на стадіях діагенезу і катагенезу зменшується по встановленій закономірності з циклами в 1,5-2 рази. Одержані результати вказують, на яких стадіях літогенезу і яка корисна копалини органічного походження може утворюватися і знаходиться за сприятливих умов.

**Ключові слова:** осадочні породи, піщаники, катагенез, діагенез, ущільнення, стадія літогенеза

**Abstract.** Object of the researches is sedimentary rocks. The results presented were obtained by the author in process of sampling cores from mining holes and tunnels of Donetsk mines, and were found in different literary sources. To get new information on regularity of the rock compression in different stages of lithogenesis. Results show that taking into account value only gravitation pressure is obviously insufficient for more complete description of the rock properties. It should be added by compression medium (wet or dry), structure of matter, size of fragmental corns, and stage of lithification. In each stage of the rock transformation a process of compression can be developed differently. Depth of diagenesis stage makes tens, hundreds and thousands meters. In some areas loose deposits can be found at the depth of 2-3 km. The Donbass argillites containing coals of Carboniferous period, feature density 1,7-2,2 g/cm<sup>3</sup> in the stage of early katagenesis, mainly 2,2-2,6 g/cm<sup>3</sup> in the stage of middle katagenesis, and 2,6-3,0 g/cm<sup>3</sup> in the stage of late katagenesis. These figures are just averaged information, however, this argillites are typical, and their properties for Donbass deposits were determined in large scale. The findings on different territories well illustrate the maximally quick compression of carbonate rocks and minimum compression of sandstones and aleurolits. Argillites, by degree of the compressions, are approximately on a middle. Porosity in the stages of diagenesis and katagenesis diminishes by 1,5-2 relatively to determined cyclic regularity. The findings indicates in which stages of lithogenesis and which organic minerals can be formed and be available in case of friendly environment.

**Keywords:** sedimentary rocks, sandstones, katagenesis, diagenesis, compression, stage of lithogenesis

*Статья поступила в редакцию 7.05.2013*

*Рекомендовано к публикации д-ром геол. наук П.Н. Барановым*