

Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta,
Ústav hydrogeologie, inženýrské geologie a užití geofyziky

Mocnost nadloží a překonsolidace brněnského jílu

Bakalářská práce

Martina Pavlová



Vedoucí bakalářské práce: Ing. Jan Boháč, CSc.

Praha 2011

PROHLÁŠENÍ

Prohlašuji, že jsem tuto bakalářskou práci vypracovala samostatně za použití veškeré použité literatury a konzultací.

Nemám žádných výhrad proti užití tohoto školního díla ve smyslu §60 Zákona č.121/2000 Sb., o právu autorském, o právech souvisejících s právem autorským a o změně některých zákonů (autorský zákon).

Praha 2011

Podpis:

PODĚKOVÁNÍ

Tímto bych chtěla především poděkovat mému vedoucímu práce panu Ing. Janu Boháčovi, CSc. za jeho podporu, pomoc, ochotu a odborné vedení při řešení mé bakalářské práce.

Dále bych chtěla poděkovat panu RNDr. Janu Královi za konzultaci ke geologii města Brna a panu RNDr. Juraji Franců, CSc. za konzultaci k řešené problematice.

Za finanční podporu při zpracování bakalářské práce děkuji grantu GAČR P105/11/1184.

ABSTRAKT

Znalost původní, předdenudační mocnosti nadložních sedimentů má význam pro řešení různých geologických i geotechnických otázek. Tato rešeršní práce shrnuje dostupné metody pro stanovení původní mocnosti, jejich použití a případné nepřesnosti z hlediska mechaniky zemin. Zájmovou oblastí je severní část vídeňské pánve, v blízkosti města Brna. Sedimentovaly zde miocenní jíly, známé jako brněnské „tégly“. V práci je proto zahrnut i stručný popis geologie karpatské předhlubně.

SUMMARY

Knowledge of the thickness of the overburden of sediments is important in tackling different geological and geotechnical issues. This Bachelor Thesis deals with the available methods for determining the original overburden thickness and with the possible errors from the point of view of the soil mechanics. The area of interest is the northern part of the Vienna Basin, in the vicinity of the town of Brno. The sediments in question are Miocene clays, known locally as Brno Tegel. Consequently the Thesis includes also a brief description of the geological origin of the Carpathian Foredeep.

OBSAH

1. ÚVOD	1
2. GEOLOGICKÝ VZNIK A VÝVOJ STUDOVANÉ OBLASTI	2
2.1 Geologický vývoj zájmové oblasti.....	2
2.2.1 Český masiv	2
2.2.2 Západní Karpaty – karpatská předhlubeň.....	3
2.2 Období badenu v karpatské předhlubni.....	4
3. METODY STANOVENÍ MOCNOSTI NADLOŽNÍCH SEDIMENTŮ	6
3.1 Význam v geotechnice	6
3.2 Stanovení mocnosti pomocí úbytku pórovitosti s hloubkou	6
3.2.1 Pórovitost.....	6
3.2.2 „Baldwinova křivka“	7
3.2.3 Rekonstrukce mocnosti nadložního souvrství podle Humníka	12
3.3 Stanovení pomocí zkoušek stlačitelnosti	14
3.3.1 Popis oedometru	14
3.3.2 Stlačitelnost vs. konsolidace.....	15
3.4 Překonsolidace brněnského jílu	15
3.5 Vliv creepu.....	15
4. PŘEDDENUDAČNÍ MOCNOST BRNĚNSKÉHO JÍLU.....	18
4.1 Vlastní stanovení mocnosti nadložních sedimentů	18
5. DISKUZE.....	20
6. ZÁVĚR.....	21
7. SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY	22

1. ÚVOD

Tato bakalářská práce se zabývá vznikem a vývojem karpatské předhlubně, především brněnského jílu – „téglu“. Hlavním cílem mé bakalářské práce je zjištění předdenudační mocnosti brněnského jílu, kterou jsem se pokusila nalézt v archivních mapách a člancích. Mocnost nadloží a její změny erozí ovlivňují mechanické vlastnosti sedimentů. Tyto údaje jsou rozhodující např. při odhadu horizontálního napětí jílového masivu, které lze obtížně stanovit experimentálně.

V druhé kapitole bude rozebrána geologie zájmové oblasti. Třetí kapitola bude zaměřena na stanovení mocnosti nadložních sedimentů. Vysvětleny budou dvě metody, kterými ji lze stanovit. Ve čtvrté kapitole se budu snažit shrnout současné poznatky o mocnosti brněnského jílu a provedu vlastní závěr ze současných údajů naměřených na brněnském neogenním jílu.

2. GEOLOGICKÝ VZNIK A VÝVOJ STUDOVANÉ OBLASTI

Tato kapitola bude obecně shrnovat současné znalosti o geologii severní části vídeňské pánve, v blízkosti města Brna. Největší důraz v mé bakalářské práci bude kladen na neogenní jíly, tzv. „tégly“, jejichž geologickým vznikem a vývojem se bakalářská práce zabývá. Proto se především budu zabývat vývojem karpatské předhlubně v badenu, tedy v období, ve kterém sedimentovaly brněnské „tégly“. Dále se zaměřím i na brněnskou jednotku, která spadá do Českého masivu.

2.1 Geologický vývoj zájmové oblasti

Oblast se nachází na styku dvou regionálně odlišných geologických jednotek – Český masiv (středoevropské variscidy) a Západní Karpaty. Na obr. 1 je znázorněn kontakt těchto jednotek.



Obr. 1. Geologická mapa stavby kontaktu Českého masivu a Západních Karpat

2.2.1 Český masiv

Východní okraj Českého masivu zasahuje na zájmové území, v blízkosti města Brna, tato jednotka je zde pojmenována jako brněnský masiv. Vlastní brněnský masiv tvoří v mapách plošně poměrně nápadné, trojúhelníkové těleso. Hrubě je lze vymezit Boskovicemi, Brnem a Miroslaví (Mitrenga a Rejl 1993). Na jihovýchodě na ně nasedají sedimenty karpatské předhlubně, na východě horniny paleozoika a západ je tvořen zlomem boskovicke brázdy.

Brněnský masiv, který je v podstatě tvořen různými typy granitoidů s relikty krystalinického obalu, je rozdělen metabazitovou zónou S-J směru na 2 části. V západní části brněnského masivu vystupují na povrch horniny dyjského masivu. Vyskytují se zde granitoidní horniny, zejména draslíkem bohaté biotitické a dvojslídne granodiority a granity. Přes Brno se táhne tzv. metabazitová zóna, ve které jsou

v západní části zastoupeny bazické intruzivní horniny (metagabra, metadiority) a ve východní části se vyskytují efuzivní horniny (tholeiitické metabazity s žilami metabolitů a metadoleritů). Ze stanovení U-Pb stáří zirkonů z metabolitů (725 ± 15 Ma) je doloženo, že metabazitová zóna představuje reliktní kadomské ofiolitové jizvy. Jedná se tedy o nejstarší část brunovistulika. Východně od metabazitové zóny se vyskytuje slavkovský terán, který vystupuje na povrch pouze ve východní části brněnského masivu. Je tvořen alkalicko-vápenatými amfibolicko-biotitickými granodiority a tonality.

Nelze však vyloučit, že se jedná o jiná strukturní patra s odlišným metasomatickým postihem (Mitrenga a Rejl 1993).

V oblasti Králova Pole se nachází biotitický, růžově šedý granodiorit s typickým hlubokým zvětráním s pseudohexagonálním biotitem (Mitrenga a Rejl 1993).

Po dlouhém vývoji na metamorfity a magmatity sedimentovaly i spodnosedonské vápence, které dnes tvoří Moravský kras. Tyto vápence jsou překryty mocnými usazeninami drob a štěrků (při vrcholu variského vrásnění – starší karbon). Brněnská jednotka byla připojena k Českému masivu. Během spodní křídly se vynořil kontinent, což mělo za následek erozi a krasovění karbonátů. Moře se vrátilo až během svrchní křídly na začátku alpínského vrásnění v neogénu (Chlupáč et al. 2002).

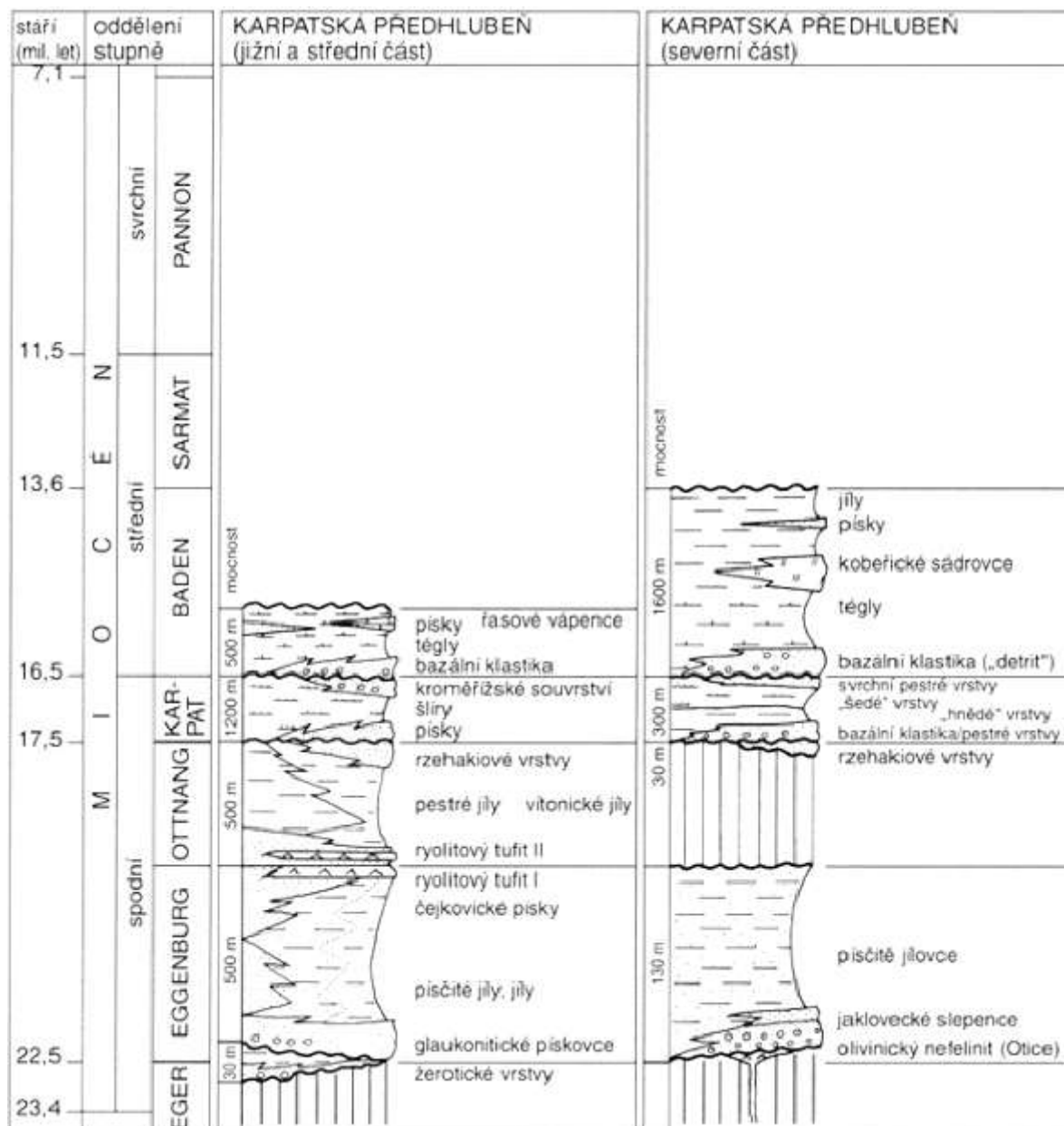
2.2.2 Západní Karpaty – karpatská předhlubeň

Západní Karpaty jsou jednou ze součástí rozsáhlého orogenního pásma, které se táhne od Pyrenejí až po Himaláje. Na území České republiky zasahují jen ve východní části Moravy a Slezska. Jeho vývoj začíná už krátce po skončení variské orogeneze, kdy se utvářel superkontinent Pangea. Další vývoj spadá do období třetihor, kdy probíhalo alpínské vrásnění. Vývoj Západních Karpat pokračoval i během neogénu a byl spojen s postupným vyzníváním mořské sedimentace ve zmlčujících se flyšových pánvích za současného tektonického posunu jejich paleogenního podloží směrem na platformu, tj. Český masiv (Chlupáč et al. 2002). V neogénu tedy vznikaly zcela nové pánve a to vídeňská pánev, která se vyvinula v tektonicky založených depresích v samotných příkrovech, a také karpatská předhlubeň, která vznikala před čely nasunovaných příkrovů.

Tyto pánve byly paleogeografickou součástí sedimentační oblasti Centrální Paratethydy, která vznikla při vyvrásnění alpínských pohoří, v severní části původní oceánské pánve Tethys a na okrajových svazích varisky konsolidované evropské platformy (Chlupáč et al. 2002).

Karpatská předhlubeň je tedy periferní výběžek pánve vyvinutý na okraji evropské desky v předpolí flyšových jednotek. Dnes zaujímá území moravských úvalů, Moravské a Vyškovské brány, Ostravsko a Opavsko. Na jihu navazuje na molasovou zónu v Rakousku, na severu postupuje do Polska. Stavba karpatské předhlubně je protažena ve směru SV-JZ a SZ-JV. Stavba je ovlivněna starými tektonickými liniemi těchto směrů. Předhlubeň je charakteristická soustavou dílčích pánví miocenního stáří. Pokleslá oblast byla zalita neogenním mořem, které zde uložilo několik stovek metrů jílu, pískovců a štěrků. Na sedimenty karpatské předhlubně se ke konci vrásnění (cca 16,5 Ma) nasunuly horniny spadající do flyšového pásma.

Sedimentační záznam karpatské předhlubně začal v pozdním egeru/eggenburgu (20 Ma) a ukončen byl až na počátku badenu (15,97 Ma), (Gradstein et al. 2004 in Nehyba et al. 2008). Stratigraficky je karpatská předhlubeň uvedena na obr. 2, v následující samostatné kapitole se blíže zaměřím na období badenu, ve kterém se utvářely vápnité jíly – „tégly“.



Obr. 2. Stratigrafické schéma neogénu karpatské předhlubně na Moravě (Brzobohatý in Chlupáč et al. 2002)

2.2 Období badenu v karpatské předhlubni

Nová spodnobadenská transgrese zasahuje do rozdílně subsidující předhlubně od JZ i od SV a báze badenu tedy není synchronní. První fáze spodnobadenské transgrese byla omezena na tzv. spodnobadenskou depresi, která přiléhá k okrajům čel příkrovů a vznikla poklesem předpolí. Po krátké regresní epizodě, která byla v okolí Brna provázána přerušением sedimentace, výrazně pokleslo celé předpolí Českého masivu a spodnobadenská záplava se rychle rozšiřuje daleko k západu. (Chlupáč et al. 2002).

Podle Nehyby et al. (2008) bylo v sedimentární výplni karpatské předhlubně rozpoznáno 5 sekvencí. Pátá a nejvyšší sekvence je spodní baden ve věku 16,5 až 15,97 Ma. Spodnobadenské uloženiny jsou umístěny v centrální části pánve. Maximální mocnost (800m) je situována téměř symetricky podél osy karpatské předhlubně. Dochované sedimenty spodního badenu představují pouze erozní pozůstatek

původní pánve. Sled spodnobadenské sedimentace začíná v hlubokých depresích sutěmi a brekciemi převážně kontinentálního původu.

V předhlubni silně převládají dvě facie uložené ve spodním badenu. První z nich jsou štěrky, písčité štěrky a štěrkovité písky, které podle jejich pozice byly označeny jako “okrajová nebo pánevní klastika”. Maximální mocnost je přibližně 175 metrů a oblast jejich výskytu je značně omezena. Jsou často označovány místními názvy (např. brněnské štěrky,...). Nehyba et al. (2008) je interpretuje jako mělkovodní hrubozrnné sedimenty delty Gilbertova typu.

Druhá dominantní facie se skládá z tmavě-zelených, zeleno-šedých nebo hnědo-šedých nevrstevnatých vápnatých jílu, které se liší v obsahu jílovité frakce, zbytků lastur i intenzitou bioturbace. Tyto sedimenty se ukládaly v druhé fázi spodnobadenské transgrese a v okolí Brna jsou tradičně nazývány “tégly” (slovo pochází z němčiny). Většinou ostře nasedají na své podloží. “Tégly” jsou interpretovány jako mořské jílovité uloženiny hemipelagického původu s bohatou mikrofaunou (Chlupáč et al. 2002). Tyto jíly jsou rovnoměrně rozloženy po celé nánosové oblasti s maximální mocností 600 metrů (Nehyba et al. 2008). Nezvětralé jíly, které nejsou vystaveny povětrnostním vlivům, mají pevnou konzistenci. Mají modrošedou až nazelenalou barvu a proměnlivý obsah CaCO_3 . V povrchových partiích se vyskytují zvětralé jíly béžové až nahnědlé barvy. Skvrnitost, popř. šmouhování jílu vzniká následkem pronikání limonicky zabarvených roztoků systémem trhlinek v navětralém a tektonicky porušeném horninovém prostředí. Pavlík et al. (2004) zjistili, že jíly jsou značně tektonicky porušené, místy v zónách až několik desítek metrů mocných. Za rizikovou považují přítomnost expandujících jílových minerálů kvůli jejich schopnosti bobtnat a smršťovat se.

Moře spodnobadenské pánve dosahovala hloubek až přes 400 metrů, avšak vodní sloupec byl zřejmě dobře prokysličen a cirkulace vod byla obdobná jako v dnešním Středozezemním moři (Brzobohatý 1997 in Chlupáč et al. 2002). Vícekrát napadal do pánve i vulkanický materiál ze zdrojů v karpatsko-panonské oblasti (tenké polohy kyselých tufitů, interpretace radiometrického staří kolem 16 Ma). Výskyt ostatních facií (písky, vápence s červenými řasami, okrajový dopad tefry) je omezen.

3. METODY STANOVENÍ MOCNOSTI NADLOŽNÍCH SEDIMENTŮ

V této kapitole budou rozebrány současné známé metody pro stanovení mocnosti nadložních sedimentů. Budu se snažit posoudit, do jaké míry jsou tyto metody spolehlivé a poskytují nám věrohodná data, se kterými můžeme dále pracovat.

3.1 Význam v geotechnice

Tato data jsou potřebná pro stanovení, zda zemina, která vykazuje při zkoušce stlačitelnosti zplastizování byla skutečně překonsolidovaná nebo pseudo-překonsolidovaná. Mechanické chování zeminy by se lišilo. Za zmínění stojí především stanovení součinitele zemního tlaku v klidu K_0 . Součinitel K_0 , vyjadřující horizontální napjatost (1), hraje rozhodující úlohu např. při výpočtu deformací okolo tunelového výrubu v zeminách. Pro normálně konsolidované zeminy (NC) je stanovení K_0 snadné pomocí Jákyho (1948) vztahu, který je uveden v rovnici (2), kde φ je úhel vnitřního tření. K_0 je pro NC konstantní. Zdánlivá překonsolidace (pseudo-překonsolidace) je způsobena creepem zeminy. Takto interpretovaná překonsolidace by také odpovídala hodnotě K_0 vypočtené pomocí Jákyho rovnice (2). Pevné jíly (tedy i brněnské jíly) se vyznačují zdánlivým stupněm překonsolidace. Překonsolidace se stanoví tzv. stupněm překonsolidace OCR. Stupeň překonsolidace je definován v rovnici (3). Kde p'_m je maximální napětí, které zemina v minulosti prodělala a p'_0 je aktuální napětí (současné vertikální efektivní napětí). Pro překonsolidované zeminy (OC) není součinitel K_0 konstantní a proto je jeho stanovení složitější. Hodnota K_0 se stanovuje z empirického vztahu Mayne a Kulhawya (1982). Vztah zobrazuje rovnice (4).

$$K_0 = (\sigma'_h / \sigma'_v) \quad (1)$$

$$K_0 = (1 - \sin\varphi) \quad (2)$$

$$\text{OCR} = p'_m / p'_0 \quad (3)$$

$$K_0 = (1 - \sin\varphi) \text{OCR}^{\sin\varphi} \quad (4)$$

3.2 Stanovení mocnosti pomocí úbytku pórovitosti s hloubkou

3.2.1 Pórovitost

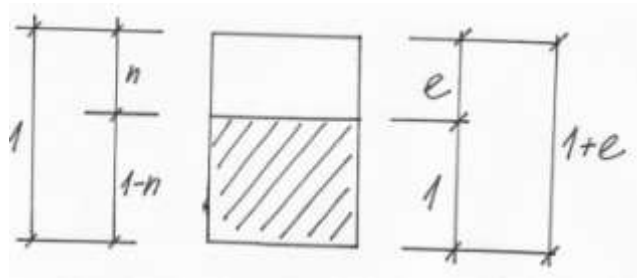
Pod pojmem pórovitost se rozumí přítomnost jakýkoliv pórů a dutin. Jedná se o objemovou charakteristiku, která uvádí poměr pórů v zemině k celkovému objemu zeminy. Rovnice pro výpočet pórovitosti je uvedena pod (5), kde n značí pórovitost, V_p značí objem pórů a V_T označuje celkový objem. Pórovitost se uvádí v procentech nebo jako prosté číslo.

$$n = V_p / V_T \cdot 100 [\%] \quad (5)$$

Na obr. 3 je uveden „fázový diagram“ (schematické znázornění velikosti pórů a pevné fáze partikulární látky). Z tohoto diagramu lze snadno odvodit (6) a (7). Číslo pórovitosti e udává poměr mezi objemem pórů V_p ku objemu pevné fáze V_s , tedy skeletu. Vyjadřuje se jako prosté číslo.

$$e = n / (1 - n) \quad (6)$$

$$n = e / (1 + e) \quad (7)$$



Obr. 3. „Fázový diagram“

Pórovitost volně usazených (tj. nezhuštěných a necementovaných) sedimentů závisí na vytrídění, tvaru zrna, velikosti zrna a poměru sedimentace. Může dosahovat přibližně hodnot od 25%-55% pro pískovce, od 50%-90% u břidlic (jíly, jílovitá „bahna“) a 40%-95% pro vápence (například pro „grainstones“ a „packstones“ dosahuje 44%-55% a pro hlubokomořské vápenné „bahno“ dosahuje až 70%-95%), Welte et al. (1997).

Počáteční hodnotu pórovitosti je obtížné stanovit. Je jedním z několika parametrů, které jsou potřeba pro simulaci procesů stlačení.

Hlavní hodnoty pórovitosti pro sedimenty jsou většinou uvedeny pro konkrétní litotyp a jsou uvedeny jako křivka závislosti pórovitosti na hloubce. Nicméně tato křivka popisuje pouze současný stav a nemusí nutně zaznamenávat snížení pórovitosti v závislosti na čase a/nebo hloubce, tj. na historii stlačení (Chapman 1981 in Welte et al. 1997). Klesající pórovitosti s hloubkou mohou být funkcí mocnosti nadloží, času (tzv. „ageing“), litologie, sedimentačního prostředí, mineralogie, vývoje tlaku, a diagenese.

Existuje mnoho faktorů, které ovlivňují vývoj pórovitosti a stlačení a interpretace pomocí jednotlivých faktorů může být zavádějící. V následujících příkladech budou uvedeny tyto faktory.

„Overpressures“ se vyvíjí, pokud pórová tekutina nemůže být vyloučena z nízko-propustných sedimentů (nedochází ke konsolidaci). Sedimenty jsou vystaveny rychlému tlaku nadloží stoupajícímu v důsledku vysoké sedimentační rychlosti, jedná se tedy o nedisipované tlaky v pórech. Stlačení je zpomalené a pórovitost stále vyšší, než by odpovídalo vztahu napětí vs. pórovitost.

Teplota ovlivňuje viskozitu kapaliny. Vyšší teploty by měly teoreticky vést k rychlejšímu stlačení sedimentů a snížení pórovitosti. Avšak vyšší teploty také ovlivňují procesy cementace, které mohou negovat přímý účinek viskozity. Obecný závěr ovšem je, že vliv teploty na pórovitost je zanedbatelný ve srovnání s jinými faktory.

Diagenetické procesy buď pórovitost mohou snížit, nebo zvýšit. Minerály, které jsou v kontaktu s pórovou vodou, jsou předmětem chemické alterace nebo rozpouštění, v závislosti na iontové rovnováze a na teplotě.

Welte et al. (1997) na závěr uvádí, že pro stanovení hodnot závislosti pórovitosti na hloubce je zapotřebí kvantitativní multiparametrový přístup. Vnitřní faktory, které ovlivňují pórovitost, jako je teplota, viskozita kapaliny či propustnost mohou být uváženy simulačním programem.

3.2.2 „Baldwinova křivka“

Hurník (1978) považuje proces gravitačního stlačování za nevratný, tj. pórovitost dosaženou v maximální hloubce uložení za neměnnou i při pozdějším odlehčení denudací. Lze tedy zpětně odvodit původní mocnost sedimentů z dnešní hodnoty pórovitosti nezvětralé horniny. Gravitační

stlačování pelitických sedimentů je provázeno zmenšováním pórů v sedimentárním sloupci a vytlačováním pórové kapaliny v důsledku vertikálních tlaků, vyvolaných vahou nadloží.

Formulace vztahů mezi napětím a velikostí pórů je ovšem náročná jak po stránce odborné, tak i technicko-ekonomické. Ať už je to dáno faktory, které ovlivňují diagenezi a tím utvářejí výsledné vlastnosti hornin, nebo získání horninových vzorků a dalších údajů o vlastnostech hornin, které lze získat pouze finančně náročnými technickými a laboratorními pracemi.

Lze vyjít z předpokladu, že čerstvě uložená zemina („bahno“) je složena ze 4/5 vodou a 1/5 tvoří pevná zrna (Meade 1966). Stlačení snižuje prostory pórů k nulové hodnotě a mocnost zeminy je zredukována na 1/5 své původní hodnoty.

Závislost mezi mocností a pórovitostí publikoval Baldwin (1971) a Baldwin a Butler (1985) ji zdokonalili o tři křivky, podle kterých lze racionálně odhadnout historii stlačení.

Jeden druh analýzy závisí na výpočtu „decompaction number“ („číslo odlehčení“, dále jen D), které násobeno dnešními mocnostmi stlačeného sedimentu, dává původní mocnost. Nejjednodušším parametrem je „podíl pevné fáze“, dále nazývaný doplněk pórovitosti. Pro jílovité sedimenty je D konečný doplněk pórovitosti dělený počátečním doplňkem pórovitosti.

D je podíl počáteční mocnosti vrstvy (T_e) ke konečné mocnosti vrstvy (T_p). Asi nejvhodnější způsob, jak určit D jemnozrnných sedimentů, je vypočítat konečný doplněk pórovitosti (G_p) nebo pórovitost (P_p) a tyto hodnoty porovnat s počátečním doplňkem pórovitosti (G_e) nebo s počáteční pórovitostí (P_e). Tyto rovnice jsou vyjádřeny níže jako (8), (9) a (10).

$$D = T_e / T_p \quad (8)$$

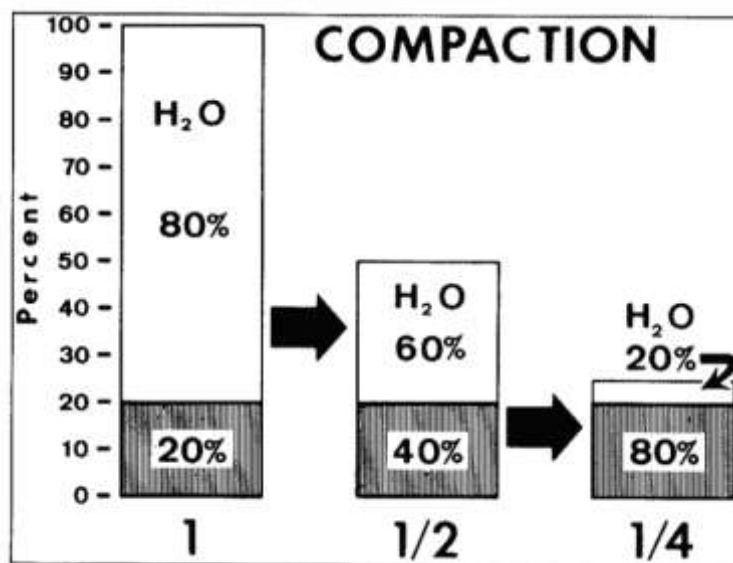
$$D = G_p / G_e \quad (9)$$

$$D = (1 - P_p) / (1 - P_e) \quad (10)$$

Baldwin a Butler (1985) používají termín „solidity“. Je to ovšem pořád ten stejný doplněk pórovitosti. „Solidity“ neboli doplněk pórovitosti je poměr objemu pevných zrn k celkovému objemu. Tento parametr lze vyjádřit v procentech nebo jako prosté číslo.

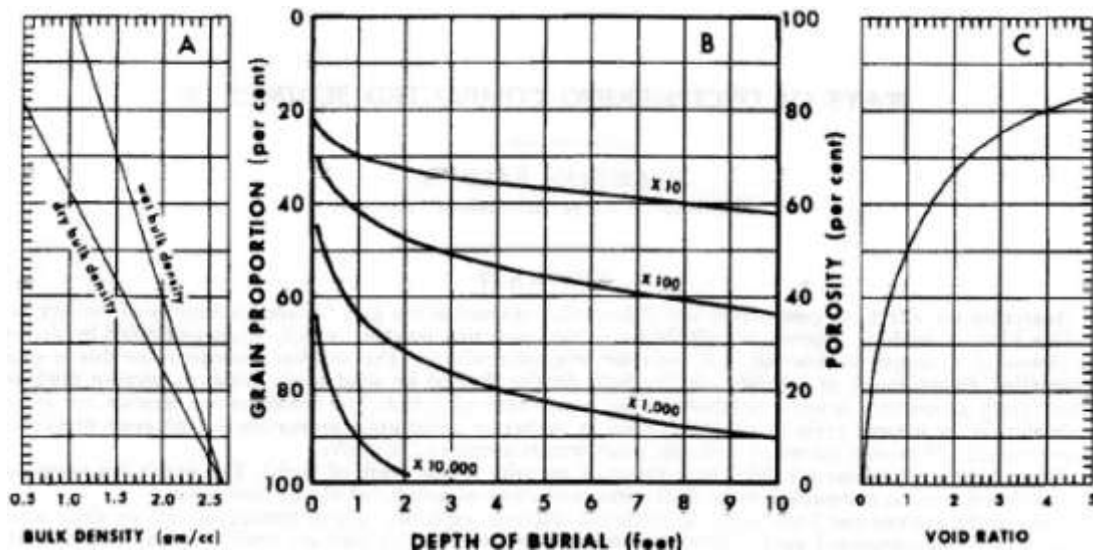
Míra stlačení je obvykle popsána jako pórovitost nebo číslo pórovitosti, oba parametry jsou popsány v kapitole 3.2.1.

Pokud je stlačení jediný vyskytující se proces, mocnost pevných zrn je konstantní a tak doplněk pórovitosti násoben mocností je také konstantní. To znamená, že vztah mezi doplňkem pórovitosti a mocností je lineární, zatímco vztah mezi pórovitostí a mocností je nelineární, jak ukazuje obr. 4. (procentuální zastoupení v bílých blocích je pórovitost, procentuální zastoupení v tmavých blocích je doplněk pórovitosti a poměr vyjadřuje mocnost).



Obr. 4. Doplněk pórovitosti versus pórovitost (Shinn and Robbin 1983 in Baldwin and Butler 1985)

Konečný doplněk pórovitosti (G_p) lze stanovit z objemové hmotnosti vzorku (sušiny) v laboratoři a objemové hmotnosti zrn ($2,66 \text{ g/cm}^3$). Tato hodnota se bere jako průměrná v mechanice zemin. Navíc je to v souladu s tvrzením Hamiltona (1969 in Baldwin 1971), že většina jílotvorných minerálů má hustotu zrn $2,6$ až $2,7 \text{ g/cm}^3$. Obrázek 5A zobrazuje převodní graf objemové hmotnosti na doplněk pórovitosti (a pórovitost).



Obr 5. Graf hloubky nadloží pro jíly a břidlice (Baldwin 1971)

Je potřebné odhadnout počáteční doplněk pórovitosti (G_e). Můžeme ho předpokládat $0,22$ nebo 22% , kde stlačené „bahno“ je v nulové hloubce nadloží. Hodnota 78% pro počáteční pórovitost je brána z tab. 1, kterou sestavil Hamilton (1969 in Baldwin 1971) a uvádí zde hodnoty podmořských sedimentů z různých mořských hloubek (z šelfu, abysálních rovin, abysálních hřbetů). Jedná se o jílovité sedimenty jako například jílovitý prach, prachovitý jíl, jíl. Počáteční pórovitost se může lišit

o více než 5 % v závislosti na mineralogii jílu, velikosti částic, organické hmotě a geochemii (Meade 1966).

Počáteční doplněk pórovitosti lze odvodit z obr. 5B. Graf ukazuje přibližný vztah doplnku pórovitosti s hloubkou nadloží pro jíly a břidlice. Používá se zajímavá úprava od Wellera (1959), kde jsou převodní grafy, které umožňují rychlé stanovení pomocí hustoty (obr. 5A) a pórovitosti (obr. 5C).

Sediment Type	Number of Samples	Solid Grain Density (gm/cc)	Porosity (%) ¹	
			Average	Standard Error of the Mean ²
Continental Terrace (shelf and slope)				
sand-silt-clay	17	2.71	67.5	1.66
clayey silt	40	2.71 ³	75.0	0.87
silty clay	17	2.69	76.0	0.74
Abyssal Plain (turbidites)				
clayey silt	15	2.61	78.6	1.53
silty clay ⁴	35	2.55	85.8	0.49
clay	2	2.67	85.8	—
Abyssal Hills (pelagic)				
clayey silt	3	2.58	76.4	—
silty clay	32	2.71	79.4	0.77
clay	6	2.76	77.5	1.35

¹ Salt-free porosity; about 1% greater than without correction for dried salt (Hamilton, 1969b, p. 25-27)

² Standard deviation = standard error \times (number of samples)^{1/3}.

³ 5 samples (Hamilton, 1969b, table D-1).

⁴ Hamilton (1969b, table D-2).

Tab. 1. Data pro pórovitost a objemovou hmotnost mořských sedimentů (Hamilton 1969 in Baldwin 1971)

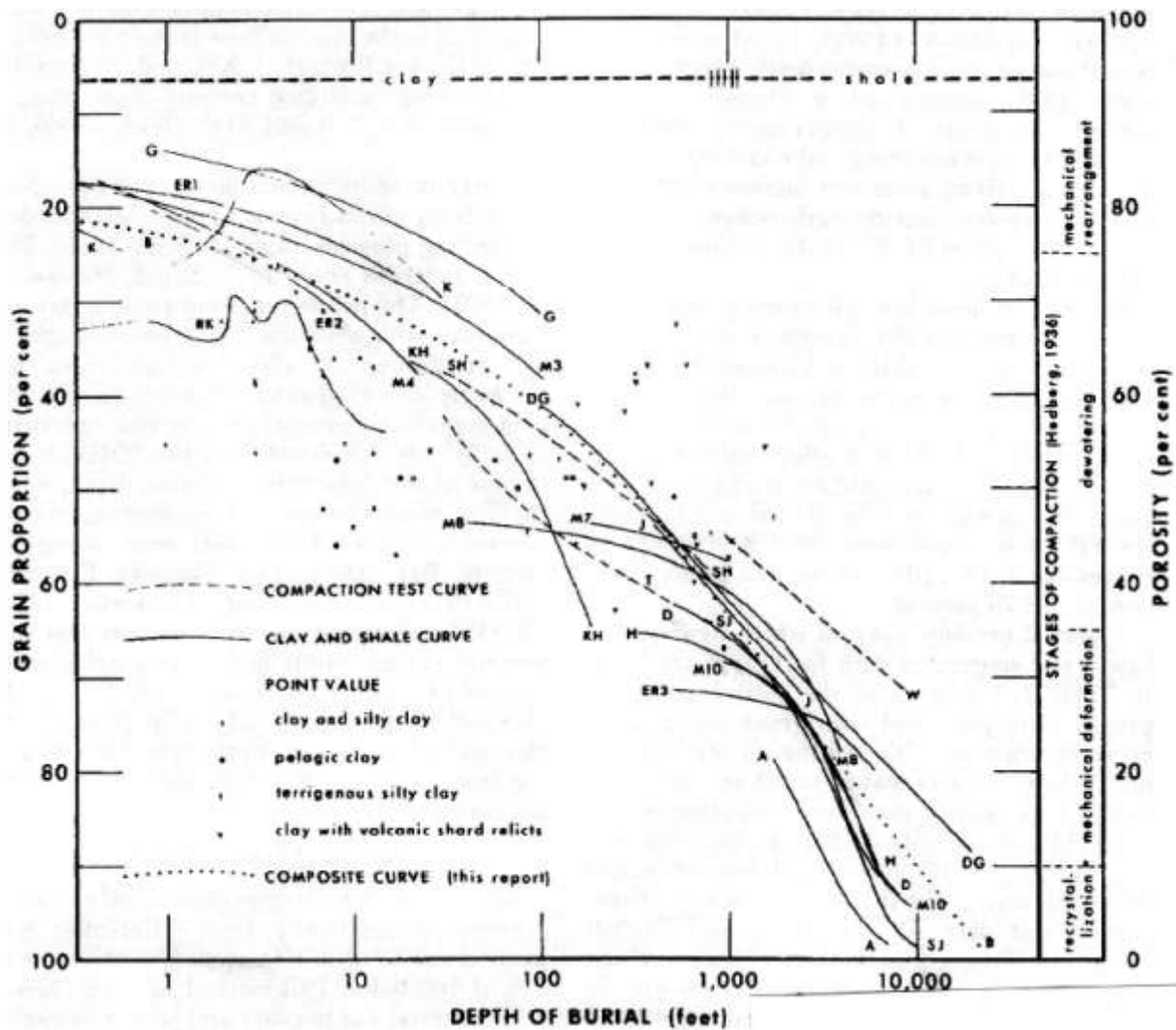
Pokles pórovitosti v závislosti na zvyšující se hloubce nadloží lze celkem dobře odhadnout z publikovaných údajů (tab. 2).

„Baldwinova křivka“ byla sestavena z několika druhů publikovaných údajů. Je uvedena na obr. 6 a je zde označena jako křivka B.

Obr. 6 graficky zobrazuje údaje, které jsou uvedeny v tab. 2. Údaje ze zkoušek pro Skempton-Hamilton křivku a pro Terzaghiho křivku byly získány z dat závislosti tlaku na čísle pórovitosti a byly převedeny na data závislosti hloubky na pórovitosti. Počáteční pórovitost byla brána jako 78%. Ostatní křivky jsou převzaty přímo z publikovaných údajů pro závislost pórovitosti na hloubce.

Z těchto dříve publikovaných křivek sestavil Baldwin (1971) svoji křivku. Dnes je nazývána jako „Baldwinova závislostní křivka“ a slouží ke stanovení původní mocnosti nadložního souvrství.

Jednotlivé body v grafu, kterých je třicet tři, jsou převzaty ze zprávy JOIDES. JOIDES je hlubokomořský vrtný program, který se prováděl v několika etapách. Body představují pelagický jíl, terigenní prachovitý jíl, jíl s bohatým podílem sopečných reliktnů a jílovito-prachovitý jíl. Baldwin (1971) samozřejmě nezahrnoval data z porušených jader nebo z jader s větším podílem organických částic. Pórovitost byla vypočtena z jader JOIDES. Ostatní údaje (grafy vlhké objemové hmotnosti versus hloubky) byly získány měřením změny elektronové hustoty na každém jádře. Použil se přístroj „Gamma Ray Attenuation Porosity Evaluator“ neboli GRAPE. Hodnoty pórovitosti získané z GRAPE mají tendenci být o 5% nižší než hodnoty stanovené pomocí obsahu vody ve vzorcích.



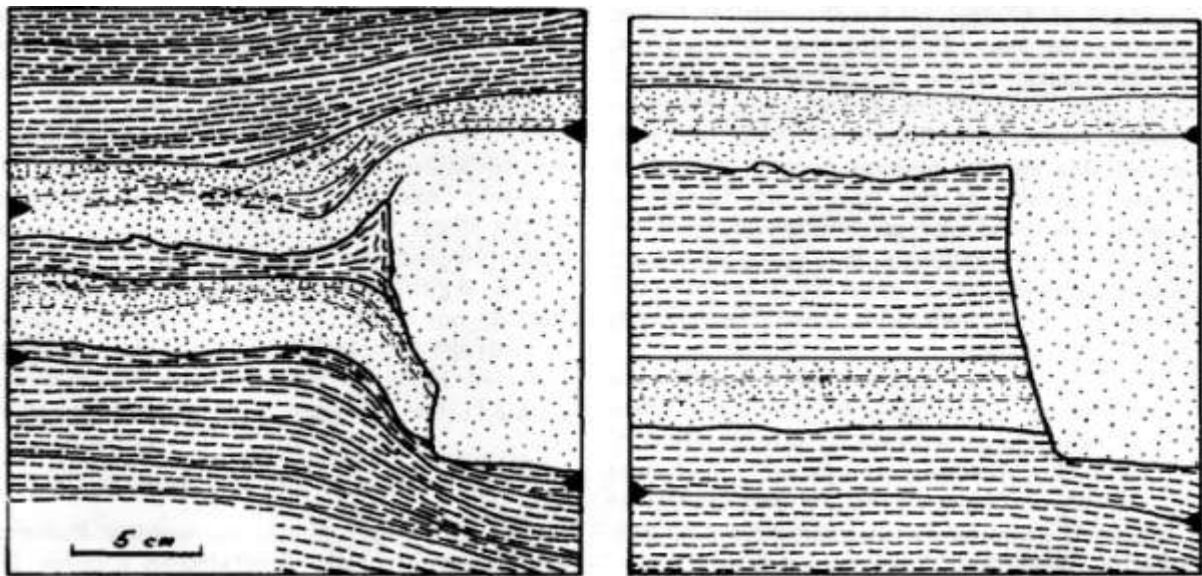
Obr. 6. Publikovaná data závislosti pórovitosti na hloubce z tab. 2. Baldwinova křivka je značena písmenem B (Baldwin 1971)

Curve	Reference	Source or Nature of Data
A	Athy, 1930, fig. 2	composite curve for Oklahoma wells
B	this report	composite curve used in figure 1B
D	Dallmus, 1958, figs. 17, 18, 22	6 Venezuelan wells
DG	Dickinson, 1953, fig. 14	composite curve for Gulf Coast wells
ER1	Emery and Rittenberg, 1952, fig. 21C	Santa Barbara basin deep-sea core
ER2	same	13 deep sea cores off California coast
ER3	same	5 Los Angeles basin wells
G	Gould, 1960, fig. 49	7 Lake Mead cores
H	Hedberg, 1936, fig. 2	3 Venezuelan wells
J	Beall and Fischer, 1969, fig. 3	generalized curve for JOIDES hole 1
K	Kermabon <i>et al.</i> , 1969, figs. 3-8, 17	15 abyssal plain cores
KH	Kidwell and Hunt, 1958, fig. 10	Venezuelan wells
M	Meade, 1966, fig. 1A	curves 3, 4, 7, 8, and 10
RK	Richards and Keller, 1962, fig. 1	deep-sea core off Nova Scotia
SH	Hamilton, 1959, table 1	based on Skempton's compaction test data
SJ	Johnson, 1950, fig. 145	Skeels' composite for wells
T	Terzaghi, 1925, fig. 3, p. 743	compaction test curve for blue marine clay
W	Beall and Fischer, 1969, fig. 3	curve representing Warner's unpublished compaction test data

Tab. 2. Zdroje dat pro křivky z obr. 6 (Baldwin 1971)

Na obr. 7 je znázorněn dnešní stav příčného profilu na útesu Taconic v jihozápadním Vermontu. Vyskytují se zde jemnozrné sedimenty (např. břidlice, jílovce, prachovce) kambrium-ordovického stáří a dolomitické pískovce. Tento profil byl zkonstruován pro stanovení původního stavu hornin před stlačením. Vycházíme z předpokladu, že mocnost pískovců a jemnozrných sedimentů na levé straně obr. 71 by měla být stejná jako mocnost pískovců na pravé straně. Zde je zobrazen dnešní stav, podle kterého lze odvodit původní mocnost jílovitých sedimentů. Důležité je, že u písku je stlačení zanedbatelné (Meade 1966). Tento předpoklad však musí vzít v úvahu, že písek je také stlačitelný (ovšem méně než např. jíl) a tak podléhá vlivu creepu. Pokud zanedbáme primární a sekundární stlačení písku, můžeme snadno stanovit, že původní mocnost jílovitých sedimentů bude rovna současné mocnosti písku na pravé straně obr. 7A, od které odečteme dvě vrstvy pískovců na levé straně obr. 7A. Tím dostaneme počáteční mocnost jílovitých sedimentů v době sedimentace. Tato mocnost byla naměřená 4,7 krát mocnější než dnešní mocnost jílovitých sedimentů. D se rovná 4,7.

Tyto horniny se vyskytují na výchozu kambrium-ordovických sedimentů na svislém okraji Mount Hamilton, v Gidding Brook blízko od útesu Taconic ve Vermontu. Výchoz se skládá ze 101 metrů odkrytých vrstev. Obr. 7A ukazuje část jednotky 46 a 54,2 metrů nad bází.



Obr. 7, (A) dnešní stav, (B) stav před stlačením („precompaction“), (Baldwin 1971)

3.2.3 Rekonstrukce mocnosti nadložního souvrství podle Hurníka

Zřejmě jedinou studii pro stanovení mocnosti nadložního souvrství v České republice publikoval Hurník (1978). Učinil pokus o rekonstrukci původní, předdenudační mocnosti nadložního souvrství v severočeské uhelné pánvi (miocén). K vyhodnocení využil „Baldwinovu závislostní křivku“. Hurník (1971) uvádí, že se dosažené výsledky mohou od skutečnosti lišit řádově v desítkách metrů, ale i přesto lze tyto výsledky využít při identifikaci posedimentačních pohybů. Data o mechanicko-fyzikálních vlastnostech hornin získal z geotechnického průzkumu nadložních hornin, který se provádí za účelem povrchového dobývání hnědého uhlí.

Ze začátku sledoval hloubkové změny nejen u pórovitosti, ale také u objemové měrné hmotnosti, vlhkosti a smykové soudržnosti. Tyto údaje z laboratorních vzorků vynášel do grafů. Na vertikální stupnici byla uvedena hloubka, na horizontální stupnici hodnoty příslušných výše uvedených veličin. Hodnoty objemové měrné hmotnosti a smykové soudržnosti vykazovaly velký rozptyl, proto pro další

vyhodnocování byly použity pouze hodnoty pórovitostí, a pokud nebyly k dispozici, tak se využily hodnoty původní vlhkosti v procentech objemu horniny.

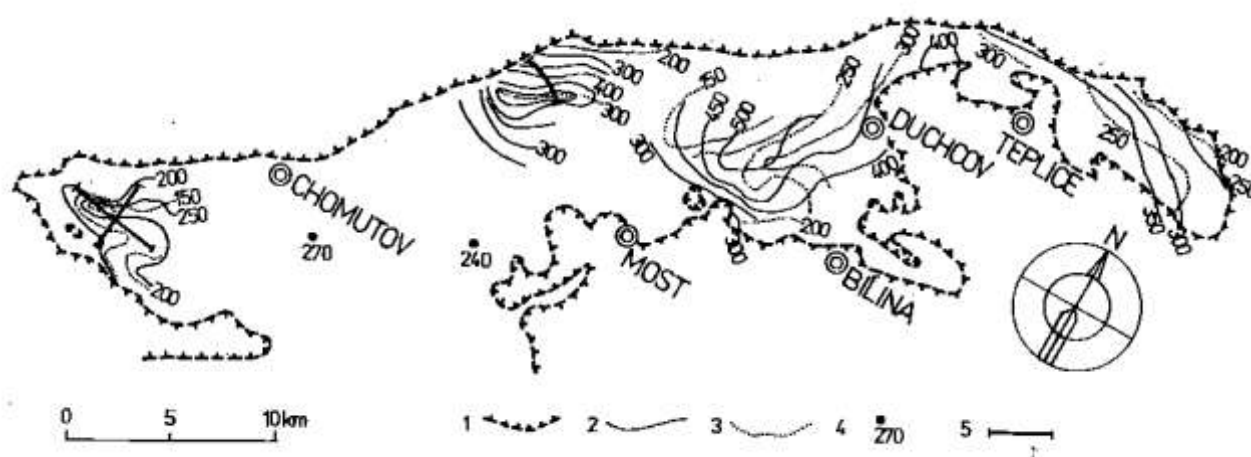
Původně se grafy porovnávaly s některými do té doby známými křivkami teoretických zprůměrovaných závislostí (např. Wellerova křivka, Vassoevičova křivka), ale výsledky nebyly uspokojivé. Teprve až „Baldwinova závislostní křivka“ dávala přijatelné výsledky. Porovnání s „Baldwinovou křivkou“ se provádělo tak, že tato křivka se přímo přikládala na průsvitném papíře na soubory bodů v grafech a z její vertikální stupnice se odečetla hloubka denudace. Celkem se zpracovalo přes 150 vrtů s několika tisíci rozbory (Hurník 1978).

Hurník (1978) uvádí, že pórovitost nadložních pelitů v severočeské uhelné pánvi se pohybuje v rozmezí 22-55%, nejčastěji 30-45%. Ze studia vyplynulo, že v nejsvrchnějších partiích nadložních pelitů (cca do hloubky 20-60 m) vykazují mechanicko-fyzikální vlastnosti výrazné anomálie, především značný rozptyl. Např. u vlhkosti a pórovitosti může dosáhnout v intervalu pouhých 40 m až 20%.

Na obr. 8 je vyobrazena rámcová představa o původní mocnosti nadložního souvrství. V západní části pánve vychází Hurníkova (1978) předdenudační mocnost na 200-320 m, v ervěnické oblasti cca od 250-470 m, v centrálním prostoru mostecké části pánve přes 400 m a v okolí mostu klesala pod 380 m, u Braňan na 310 m. V okolí Hrdlovky vychází původní mocnost na 390-490 m a u Břežánek dokonce na 550 m. Pro západní část lahošťského hřbetu vychází mocnost na 400-500 m, pro východní část kolem 350 m. Na Teplicku u Sobědruh sahá na 350 m a směrem na východ klesá na 280-240 m.

Pro ověření reálnosti výsledků Hurník (1978) ještě zkonstruoval dva řezy v pruněrovském výběžku. Předpoklad byl takový, že původní povrch byl v závěru sedimentace nadložního souvrství téměř vodorovný, dnešní geologická situace nepoukazuje na výraznější vertikální pohyby a litologický vývoj byl téměř neměnný.

Rekonstrukce byla řešena tak, že v geologickém řezu se nad dnešní povrch vynesla vypočtená hloubka denudace. Maximální výškové rozdíly v rekonstruovaném povrchu činily v řezu okolo 30 m.



Obr. 8. Izolinie rekonstruované mocnosti a posedimentační hloubky denudace nadložního souvrství (Hurník 1978). 1 – omezení pánve; 2 – izolinie původní mocnosti (po 50 m); 3 – izolinie hloubky denudace (po 50 m); 4 – bodový údaj původní mocnosti; 5 – linie řezů

Jak je vidět, pomocí této metody lze celkem uspokojivě a reálně stanovit původní mocnost nadložního souvrství pelitů. Jde ovšem o maximální mocnost, protože „Baldwinova křivka“ nezahrnuje „ageing“ (creep).

V kapitole 3.5 bude u této metody ještě zohledněn vliv creepu.

3.3 Stanovení pomocí zkoušek stlačitelnosti

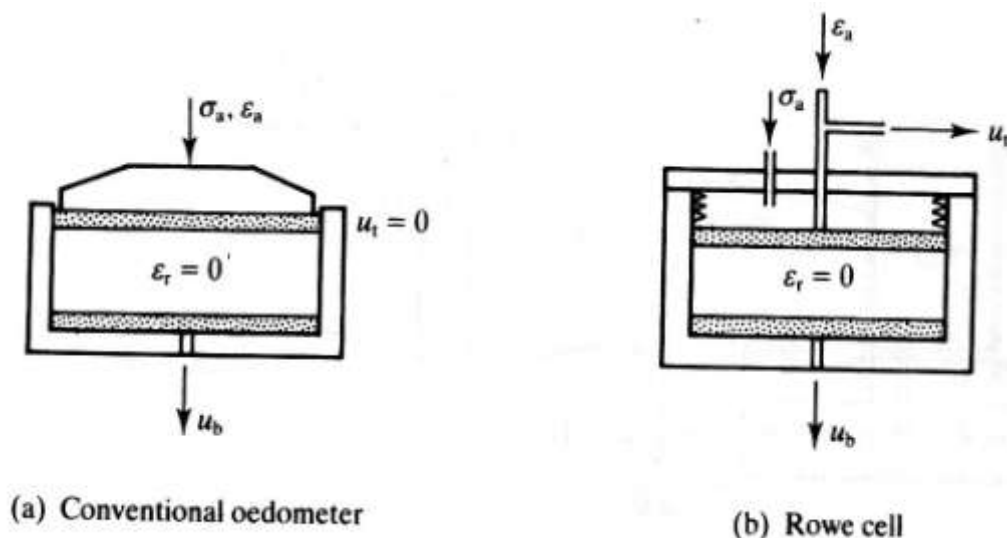
Druhou metodou, podle které lze stanovit původní mocnost nadloží je zkouška stlačitelnosti. Tato zkouška se provádí na přístroji zvaném oedometr. V první podkapitole popíši oedometr. Pro jednoznačnost doplním rozdíl v pojmech konsolidace a stlačitelnost.

3.3.1 Popis oedometru

Základem oedometru je krabice, ve které je mezi dvěma propustnými destičkami umístěn vzorek zeminy. Zemina je umístěna v tuhém kovovém prstenci, vzorek se tedy přetváří pouze ve svislém směru, jedná se o jednoosé stlačení. Radiální přetvoření (=poměrná deformace) je nulové, protože prstenec nedovoluje deformaci do stran.

V běžných aparaturách znázorněných na obr. 9 (a) je axiální (osové) napětí aplikováno přidáním nebo odebráním závaží (pomocí pákového mechanismu). Napětí je tedy závažím kontrolováno a zatížení se provádí v několika zatěžovacích krocích. Axiální deformace je měřena pomocí snímače posunu. Pórové tlaky jsou v horní části nulové. V dolní části jsou většinou také nulové, ale v některých speciálních oedometrech může být spodní drenáž uzavřena a měří se hodnoty pórových tlaků.

Obr. 9 (b) ukazuje oedometr s plynulým přitěžováním („Rowe cell“). Axiální napětí se aplikuje tlakem tekutiny v gumové membráně tak, že napětí je zatížením kontrolováno a může se měnit ve stupních nebo se mění plynule a nepřetržitě v průběhu zatěžovací zkoušky. Axiální přetvoření je měřeno pomocí snímače posunu, který je namontovaný na horní část drenáže. Horní a spodní drenáže jsou napojeny na odvodňovací zařízení tak, aby jedna nebo obě dvě plochy vzorku mohly být odvodněné (tj. za konstantního pórového tlaku) nebo neodvodněné, při uzavřeném odvodňovacím ventilu.



Obr. 9. Schematické znázornění oedometru (Atkinson 2007)

3.3.2 Stlačitelnost vs. konsolidace

Stlačitelnost je proces deformace při změně efektivního napětí. Dochází ke změnám ve struktuře zeminy (změny v uspořádání zrn). Snižuje se číslo pórovitosti v závislosti na zvyšujícím se napětí. Jednoosá stlačitelnost se stanovuje pomocí zkoušky v oedometru. V praxi se využívá při sedání vrstvy zemin či pro sednutí základu.

Konsolidace je deformace v čase při disipaci pórových tlaků vzniklých při neodvodněném zatížení totálním napětím. Jedná se rovněž o proces, při kterém dochází ke stlačování struktury zeminy na úkor pórů (dochází k postupnému vytlačování vody z pórů). U zemin, které jsou málo propustné a nasycené vodou, neproběhne konsolidace okamžitě po zatížení, ale probíhá v dlouhodobém časovém úseku. Ihned po nanesení zatížení (čas $t=0$) přenáší celé vnější zatížení pórová voda. V této fázi zrna nepřenášejí žádné zatížení. Po určité době působení zatížení je voda vytlačována z pórů a stále větší zatížení přenášejí zrna zeminy, tím se zvyšuje hodnota stlačení zeminy. Po teoreticky nekonečném časovém úseku už je všechna voda z pórů vytlačena (pórový tlak je nulový) a zatížení působí pouze na zrna zeminy.

3.4 Překonsolidace brněnského jílu

Překonsolidace je termín pro označení většího zatížení, než které na zeminu působí v současnosti.

Termín překonsolidace je však zavádějící. Schofield a Wroth (1968) použili vhodnější termín „overcompressed soil“, což v doslovném překladu znamená „přestlačená zemina“. Podle mého názoru je používání tohoto termínu vhodnější než překonsolidace. Avšak pro zeminu, která vykazuje „přestlačení“, se používá termín překonsolidace.

Typicky je překonsolidace způsobena zvýšeným svislým normálovým napětím z nadloží, kdy docházelo k přetváření struktury a občasně i k drcení některých strukturních prvků. Zeminy tedy byly v jiné napjatosti, než v té, která na ně působí dnes. Překonsolidace se vyjadřuje tzv. stupněm překonsolidace OCR (definice v kapitole 3.1).

Normálně konsolidovaná zemina má OCR rovné 1, mírně překonsolidovaná zemina vykazuje $OCR = 2-5$ a vysoce překonsolidovaná zemina má OCR vyšší než 5 (Poul 2009).

Překonsolidace brněnského jílu může být interpretována také jako zdánlivá překonsolidace (pseudo-překonsolidace), která je způsobena creepem zeminy (obr. 10).

Pro brněnské neogenní jíly měřila Erbenová (2009) hodnoty stupně překonsolidace OCR. Vzorky byly z vrtných jader ze třech lokalit v Brně v hloubkách 12, 24 a 24 metrů. Hodnoty OCR jsou 3,7; 2,3 a 2,3. Podle této studie jde tedy o překonsolidovaný jíl. Zde bych chtěla upozornit na nereálné hodnoty čísla pórovitosti pro neogenní brněnský jíl. Erbenová (2009) změřila počáteční číslo pórovitosti menší než 0,45, což je nereálná hodnota. Patrně jde o pórovitost.

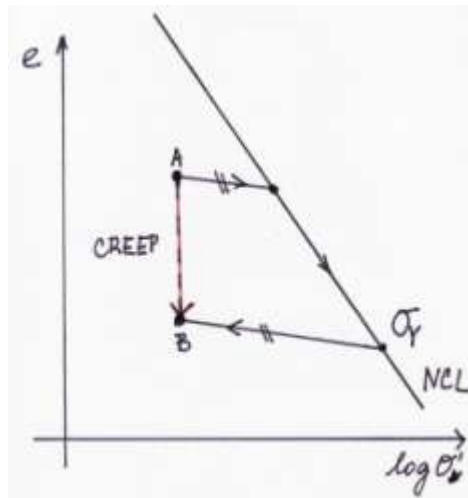
Svoboda et al. (2009) také prováděl oedometrické zkoušky na brněnském jílu (lokalita Královopolské tunely). Neporušené vzorky byly odebrány ze dvou jádrových vrtů z hloubek 15,5 a 19,5m. Počáteční číslo pórovitosti bylo 0,83. Svoboda et al. (2009) stanovil stupeň překonsolidace $OCR = 6,5$.

Ve čtvrté kapitole se budu zabývat výpočtem původní mocnosti nadložních jílu z dat od Erbenové (2009) a Svobody et al. (2009).

3.5 Vliv creepu

U obou dvou metod, ať už se jedná o „Baldwinovu křivku“ závislosti pórovitosti na hloubce nadloží či zkoušku stlačitelnosti v oedometru, je zapotřebí zohlednit vliv creepu.

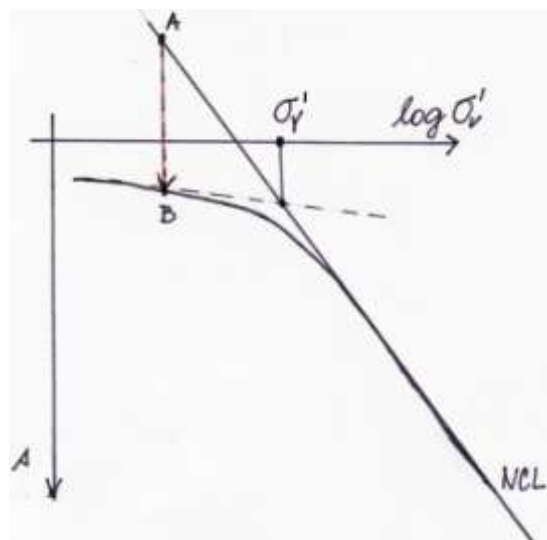
Nejvýstižnější definice pro creep je deformace při konstantním efektivním napětí, tj. snížení čísla pórovitosti při konstantním efektivním napětí. Na obr. 10 je znázorněn od bodu A do bodu B. Dráha A→B vyjadřuje nejen vlastní stlačení, ale i zmenšení porů jejich vyplněním při diagenézi. Čára normální stlačitelnosti je značena jako NCL.



Obr. 10. Creep

Stanovení OCR zkouškou stlačitelnosti, kde se měří jednoosé stlačení zeminy v oedometru, ignoruje neznámý creep. Původní mocnosti lze sice z výsledků zkoušek stanovit, ale nejsou reálné. Naměřená mocnost je vyšší než reálná mocnost, protože zde není zahrnut creep, který by jinak hodnotu mocnosti snižoval. Hodnoty lze použít jen velmi zhruba pro stanovení maximální možné původní mocnosti.

Po vynesení zkoušky stlačitelnosti do grafu, lze na obr. 11 ukázat, jak se stanovuje „překonsolidační napětí“ σ'_y neboli napětí při zplastizování. Jak je v kapitole 3.1 uvedeno, pevné jíly vykazují zdánlivou překonsolidaci zeminy, která je způsobena creepem zeminy. OCR by pak byl rovný 1, stejně jako u normálně konsolidované zeminy. Creep je teoreticky naznačen z bodu A do bodu B, a jestli by byl zohledněn, překonsolidační napětí by pak mělo být naměřeno správně. Pokud by byla známa hodnota creepu pro brněnský jíl, dala by se původní mocnost nadložních sedimentů stanovit poměrně reálně a přesně. Takové vyhodnocení však podle mně dostupných informací ještě nikdo neprováděl.



Obr. 11. Zkouška stlačitelnosti v oedometru

Uvážení vlivu creepu u metody, kterou prováděl Baldwin (1971), závisí na odběru vzorku horniny či zeminy z vrtu. Pokud měli vrtná jádra z větších hloubek, tak zde je creep prakticky zahrnut. Je ale nereálné předpokládat, že při konstrukci „Baldwinových křivek“ byly k dispozici údaje o neerodované mocnosti nadloží, odpovídající zároveň geologickému stáří vrstvy (např. 16 Ma). Pouze v takovém případě by metoda „Baldwinovy křivky“ poskytla skutečné mocnosti nadložních sedimentů. Na obr. 6 je navíc patrný obrovský rozptyl archivních dat, jenž hodnotu rovněž činí málo věrohodnou.

4. PŘEDDENUDAČNÍ MOCNOST BRNĚNSKÉHO JÍLU

Podle dr. Hanáka (osobní komunikace, 2011) je redukována mocnost neogenního jílového souvrství 80 metrů. Tato hodnota se traduje již dlouho. Hodnota 80 metrů má oporu ve starém pozorování prof. Zapletala, který našel výchozy „téglu“ v oblasti u Soběšic. Tuto hodnotu prezentoval ve své zprávě ke geologické mapě okolí Brna z roku 1919-1925. Mapa vyšla jako příloha v Časopise Moravského Muzea v letech 1927-1928. Prof. Brzobohatý (Hanák, ústní komunikace 2011) se domnívá, že tato hodnota je minimální, ale že přesnější hodnotu bude asi velmi obtížné stanovit.

Doc. Pospíšil (osobní komunikace, 2011) mi sdělil mocnost erodovaného nadloží brněnských jílu okolo 300 metrů. Původně to bylo i více. Tato hodnota se prý obecně traduje mezi geology, avšak neví, z jakých dat je hodnota odvozena.

4.1 Vlastní stanovení mocnosti nadložních sedimentů

V této podkapitole zkusím stanovit původní mocnost z měření od Erbenové (2009) a Svobody et al. (2009). V získaných datech není zahrnut creep. Pokud by zahrnut byl, mocnost by byla menší, než takto stanovená. Mocnost tedy bude maximální možná. Vliv creepu je vysvětlen výše, v kapitole 3.5.

Erbenová (2009) prováděla měření pro 3 různé hloubky vrtů a to 12 m, 24m a 24m. Pro tyto hloubky naměřila překonsolidační napětí (zprůměrované) 377 kPa, 489 kPa a 463 kPa. Pro výpočet původní mocnost použiji stejnou objemovou tíhu jílovité zeminy, tedy $\gamma = 18,8 \text{ kNm}^{-3}$.

Podle dat od Erbenové (2009) vyšla maximální původní mocnost nadloží 23,5 m bez hladiny podzemní vody. Na základě porovnání křivek Erbenové (2009) a Svobody et al. (2009) se domnívám, že Erbenová (2009) neaplikovala dostatečně velká napětí a ve skutečnosti „pseudopřekonsolidační“ napětí nemohla stanovit. Z tohoto jsem usoudila, že tato hodnota je nereálná.

Svoboda et al. (2009) odhadnul překonsolidační napětí 1800 kPa z oedometrických zkoušek na neporušených vzorcích. Tomuto napětí odpovídá stupeň překonsolidace $\text{OCR} = 6,5$. Objemová tíha jílovité zeminy je $\gamma = 18,8 \text{ kNm}^{-3}$.

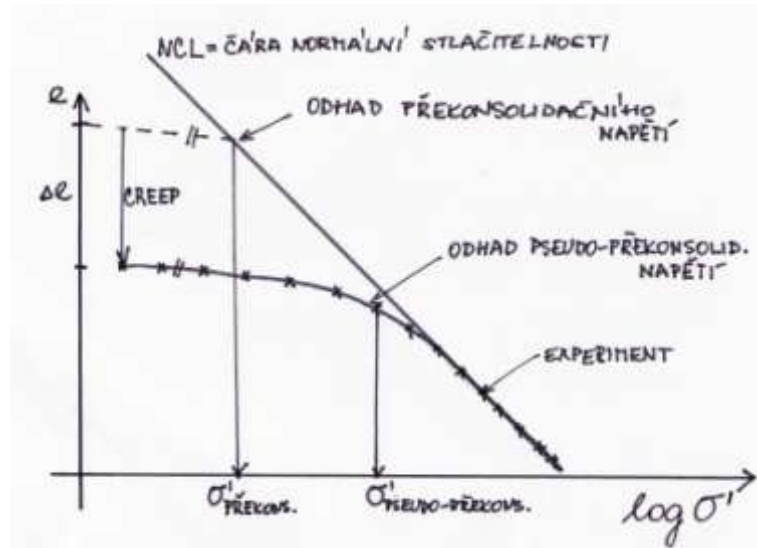
Z překonsolidačního napětí a objemové tíhy jílovité zeminy jsem vypočítala původní maximální mocnost přibližně 96 metrů. Tento přibližný odhad původní mocnosti je bez hladiny podzemní vody. Pokud by byla hladina podzemní vody při povrchu (objemová tíha vody $\gamma = 10 \text{ kNm}^{-3}$), maximální původní mocnost by se zvýšila na 204,5 metrů. Tyto mocnosti jsou tedy vypočtené velmi hrubě, hladina podzemní vody je podle Svobody et al. (2009) vázána na bázi štěrkopísků (cca 13 m pod povrchem).

V rámci vlastních výpočtů uvedu velmi přibližný odhad vlivu creepu pro stanovení nadloží „téglu“. Cílem tohoto výpočtu je ukázat metodu, která prakticky zohledňuje vliv creepu.

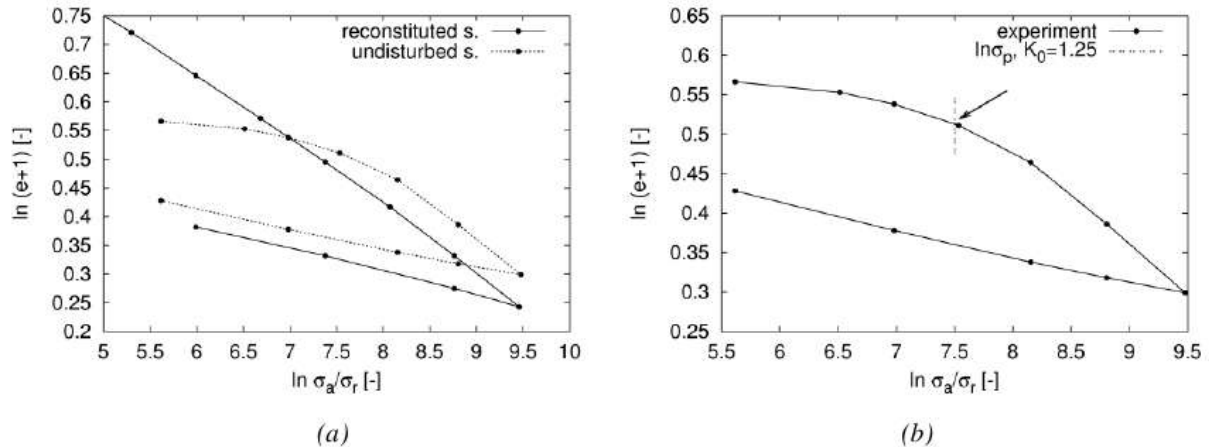
Pro tento výpočet se používá index sekundární stlačitelnosti C_α , který se stanovuje poměrem $C_\alpha/C_C = 0,04$ (Mitchell a Soga 2005), kde C_C je index stlačitelnosti. Pro brněnský „tégel“ jsem použila hodnotu $C_C = 0,4$ (Boháč 1999). Změna překonsolidačního napětí je teoreticky naznačena na obr. 12. Podle této úvahy se pseudo-překonsolidační napětí změnilo z původních 1800kPa na „skutečné“ překonsolidační napětí 446 kPa. Údaje jsou brány z oedometrické zkoušky stlačitelnosti podle Svobody et al. (2009). Celkové vertikální napětí působící na vzorek zeminy je 244 kPa.

„Skutečná“ mocnost erodované vrstvy vzhledem k dnešnímu povrchu by tedy byla 25,25 metrů. Uvažuji, že hladina podzemní vody je na bázi štěrkopísků (Svoboda et al. 2009), teda cca v 13 metrech pod povrchem. Objemová tíha zeminy je proměnlivá s hloubkou.

Při stanovení “skutečného” překonsolidačního napětí jsem zanedbala vliv stáří vzorku (“ageing”) na pozici čáry stlačitelnosti v rovině e vs $\log \sigma'_v$ a ztotožnila jsem čáru stlačitelnosti neporušeného vzorku při vyšších napětích s čarou stlačitelnosti vzorku bez vlivu času (obr. 13). Vzhledem k nedostatku bližších údajů o creepu brněnského „téglu“ a k dalším zjednodušením mého postupu považuji takový předpoklad za přijatelný.



Obr. 12. Změna překonsolidačního napětí



Obr. 13. (a) čáry normální stlačitelnosti neporušeného a rekonstituovaného vzorku, (b) stanovení překonsolidačního napětí na NCL neporušeného vzorku (Svoboda 2010)

Zdůrazňuji, že jde o velmi hrubý odhad vlivu creepu. Index sekundární stlačitelnosti C_a lze stanovit jen pro velmi krátké časové úseky, kdy se stanovuje v laboratoři pomocí zkoušky stlačitelnosti v oedometru, která může probíhat pouze roky. Proto je extrapolace na milióny let velmi odvážná, avšak není úplně nereálná. Pro reálné hodnoty stanovení překonsolidace a mocnosti erodovaného nadloží budou zapotřebí data z kvalitně provedených laboratorních zkoušek. Tato data ovšem nemám k dispozici. Podle mně dostupných informací se creep brněnského „téglu“ dosud neměřil.

5. DISKUZE

Záměrem bakalářské práce bylo zhodnocení existujících metod pro stanovení původní mocnosti nadložních sedimentů.

Ve své diskuzi bych chtěla zmínit možnost stanovení mocnosti pomocí výchozů „téglu“, které se okolo Brna nacházejí. Jde jen o vlastní geologickou hypotézu. V geologické mapě okolí brněnského (1919-1925), kterou sestavil prof. Zapletal, lze najít ostrůvky „téglu“. Pokud bychom zjistili nadmořské výšky těchto „téglu“, rozdíl výšek by měl indikovat maximální nadloží. Samozřejmě za předpokladu, že mezi těmito ostrůvky „téglu“ není značen žádný zlom.

Pro názornost uvedu příklad. U Rozdrojovic (nad Brněnskou přehradou) se nachází ostrůvek „téglu“. Nadmořskou výšku jsem velmi zhruba určila 305 m n.m. Královo pole, kde se v podloží nachází „tégl“, má nadmořskou výšku 221 m n.m. Rozdíl těchto výšek vychází 84 m. Teoreticky a velmi zhruba se jedná o maximální nadloží neogenního jílu. Takový postup nelze vyloučit, avšak nedokážu určit, jak velké byly výzdvihy či poklesy.

V diskuzi porovnám ještě dvě metody stanovení mocnosti nadložních sedimentů, a to pomocí „Baldwinovy křivky“ a zkoušky stlačitelnosti v oedometru s využitím C_{α} .

Porovnání výsledných křivek závislosti pórovitosti na hloubce pro brněnské jíly s „Baldwinovou křivkou“ je další metodou, která by měla být provedena. Výsledné hodnoty by se mohly porovnat s výsledky z jiných zkoušek (zkouška stlačitelnosti). Není však reálné, aby byly k dispozici data z nerodované mocnosti nadloží. Tato metoda nezohledňuje creep. Pro brněnské jíly ji lze tedy použít k vyhodnocení, ale musíme brát v úvahu vliv creepu, který by celkovou původní mocnost snižoval.

Mnohem uspokojivější hodnoty původní mocnosti by prakticky mohla poskytovat zkouška stlačitelnosti v oedometru, která zohlední vliv creepu pomocí indexu sekundární stlačitelnosti C_{α} . Je zapotřebí provést kvalitní laboratorní zkoušky na neporušených vzorcích a změřit hodnotu creepu brněnského jílu. Výsledná hodnota erodovaného nadloží 25,25 metrů (tedy desítky metrů) se zdá být v souladu s odhady geologů.

6. ZÁVĚR

Hlavním cílem mé bakalářské práce bylo zjištění předdenudační mocnosti nadložních sedimentů neogenních jílu v městě Brně. Hledala jsem, zda někdo pomocí dostupných metod, které by podávaly reálné výsledky, stanovil původní mocnost. Z dostupných informací jsem usoudila, že tato hodnota pro brněnské jíly do současné doby stanovena nebyla.

Ve své bakalářské práci jsem se tedy snažila shrnout současné poznatky o mocnost nadložních sedimentů. Tyto údaje o mocnostech jsem získala z archivních dat, osobních komunikací s geology či z hodnot měření stlačitelnosti oedometrickou zkouškou.

Je třeba zdůraznit, že vlastní výpočty jsou pouze orientační. Neuvádějí reálné hodnoty původní mocnosti brněnského „téglu“. Jde o velmi hrubý odhad vlivu creepu a tím původní mocnost nadloží. K přesnějšímu měření nemám k dispozici kvalitní podklady.

7. SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY

- Atkinson, J. H., 2007. *The mechanics of soils and foundations*. 2nd ed. Taylor & Francis, 442 str.
- Baldwin, B. and Butler, C. O., 1985. Compaction Curves. In: *AAPG Bulletin*, April 1985, v. 69, no. 4, str. 622-626.
- Baldwin, B., 1971. Ways of deciphering compacted sediments. In: *Journal of Sedimentary Research*, March 1971, v. 41, no. 1, str. 293-301.
- Boháč, J., 1999. Pevnost a přetváření brněnského téglu. In: *XI. Int. Scient. Conf., Techn. Univ. VUT, Brno*, str. 33-36.
- Brzobohatý, R. a Cicha, I., 1993. Karpatská předhlubeň. In: Přichystal A., Obstová V. a Suk M., *Geologie Moravy a Slezska*, Brno, Moravské zemské museum a Sekce geol. věd PřF MU, str. 123-12.
- Brzobohatý, R., 1997. Paleobatymetrie spodního badenu karpatské předhlubně na Moravě z pohledu otolitových faun. In: Hladilová Š., (ed.) *Dynamika vztahů marinního a kontinentálního prostředí*. Masarykova univerzita v Brně, str. 37-45.
- Erbenová, A., 2009. K hodnocení překonsolidace brněnského miocenního jílu. In: *12th International Scientific Conference, Brno (Czech Republic)*, April 20-22, str. 17-20.
- Hantschel, T. and Kauerauf, A. I., 2009. Compaction and porosity reduction. In: *Fundamentals of Basin and Petroleum Systems Modeling*, Springer, str. 42-51.
- Hurník, S., 1978. Rekonstrukce mocnosti nadložního souvrství v severočeské hnědouhelné pánvi (miocén). In: *Časopis pro mineralogii a geologii*, roč. 23, č. 3/1978, Most, str. 265-267.
- Chlupáč, I., Brzobohatý, R., Kovanda a J., Stránilík, Z., 2002. *Geologická minulost České republiky*. Academia, Praha, 436 str.
- Jáky, J., 1948. Pressure in silos. In: *Proceedings of the 2nd International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering*, Vol. 1, str. 103-107.
- Magara, K., 1976. Thickness of removed sedimentary rocks, paleopore pressure, and paleotemperature, southwestern part of Western Canada Basin. In: *AAPG Bulletin*, April 1976, v. 60, no. 4, str. 554-565.
- Mayne, P. W. and Kulhawy, F. H. 1982. K_0 – OCR relationships in soil. In: *J. Geotech. Eng. Div. (ASCE)*, 108 (GT6), Jun 1982, str. 851-872.
- Meade, R. H., 1966. Factors influencing the early stages of the compaction of clays and sands. In: *Journal of Sedimentary Petrology*. December 1966, v. 36, no. 4, str. 1085-1101.
- Mitchell, J.K. and Soga, K., 2005. *Fundamentals of soil behavior*. J Wiley&Sons, str. 353.
- Mitrenga, P. a Rejl, L., 1993, Brněnský masiv. In: Přichystal A., Obstová V. a Suk M., *Geologie Moravy a Slezska*, Brno, Moravské zemské museum a Sekce geol. věd PřF MU, str. 123-128.
- Nehyba, S., Tomanová Petrová, P. a Zágöršek, K., 2008. Sedimentological and palaeocological records of the evolution of the south-western part of the Carpathian Foredeep (Czech Republic) during the Early Badenian. In: *Geological Quarterly*, 52 (1), Warszawa, str. 45-60.
- Pavlík, J., Klímeck, L. a Rupp, O., 2004. Geotechnický průzkum pro nejvýznačnější stavbu na velkém městském okruhu v Brně - tunel Dobrovského. *Tunel*, 13. ročník, č. 2, str. 2-12.
- Poul, I., 2009. *Vliv mineralogického složení na mechanické chování zemin*. Dizertační práce, ústav geotechniky, fakulta stavební, VUT, Brno, 141 str.

Sheldon, N. D. and Retallack, G. J., 2001. Equation for compaction of paleosols due to burial. In: *Geology*, March 2001, v. 29, no. 3, str. 247-250.

Schofield, A. N. and Wroth, C. P., 1968: *Critical State Soil Mechanics*, McGraw-Hill, 310 str.

Svoboda, T., 2010. *Numerický model NRTM tunelu v tuhém jílu*. Dizertační práce, ústav hydrogeologie, inženýrské geologie a užití geofyziky, přírodovědecká fakulta, UK, Praha.

Svoboda, T., Mašín, D. a Boháč, J., 2009. Hypoplastický a Mohr-Coulombův model při simulaci tunelu v jílech. *Tunel*, 18. ročník, č. 4, str. 59-68.

Tomanová Petrová, P., Pecka, T. a Hanák, J., 2010. Sedimenty spodního badenu a kvartéru v centru Brna. *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku 17*, zima, str. 96-98.

Weller, J. M., 1959. Compaction of sediments. In: *AAPG Bulletin*, February 1959, v. 43, no. 2, str. 273-310.

Welte, D. H., Horsfield, B. and Baker, D. R., 1997. Postdepositional Processes. In: *Petroleum and Basin Evolution*, Springer, str. 28-33.

Zapletal, K., 1927-28. Geologie a petrografie okolí brněnského. S kolorovanou geologickou mapou. In: *Časopis Moravského Muzea*, ročník XXV., str. 67-111.