

UNIVERZITA PALACKÉHO V OLOMOUCI

PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA

KATEDRA GEOLOGIE



Geologická charakteristika sedimentů české křídové pánve v okolí Poděbrad

bakalářská práce

Jakub Mikolanda

Environmentální geologie

prezenční studium

Vedoucí práce: Ing. Lada Hýlová, Ph.D.

Srpen 2020

Bibliografická identifikace:**Jméno a příjmení autora:** Jakub Mikolanda**Název práce:** Geologická charakteristika sedimentů české křídové pánve v okolí Poděbrad**Typ práce:** bakalářská**Pracoviště:** Univerzita Palackého v Olomouci, Přírodovědecká fakulta, katedra geologie**Vedoucí práce:** Ing. Lada Hýlová, Ph.D.**Rok obhajoby práce:** 2020

Abstrakt: Práce se zabývá křídovými sedimenty, geologickou stavbou a hydrogeologií české křídové pánve v okolí Poděbrad. Z malé části nahlíží i do podloží pod křídovými sedimenty. Okolí Poděbrad je popsáno několika autory ve velkém časovém rozpětí a za odlišnými účely. Práce je proto zaměřena na vyhotovení přehledného textu a celku dané oblasti za pomoci vlastních vytvořených map a řezů. K vyhotovení map a řezů byly použity data vrtů od České geologické služby a odborná literatura. Vzorek z archivu Geologické služby s.r.o. poskytl informace o litologii bazálního kolektoru A pod Poděbrady. Mocnost křídových sedimentů se výrazně zvyšuje od J k S směrem ke středu ČKP a k její ose. Nejnížší zaznamenaná mocnost se nachází v JV části studované oblasti a činí 36 m. Nejvyšší zaznamenaná mocnost byla zaznamenána na SV oblasti a činí 357,7 m. Podloží pánve v okolí Poděbrad má pánevní strukturu. V podloží křídových sedimentů se nachází dvě proterozoické elevace na něž nasedají horniny kambria a ordoviku, které v jižní části studované oblasti (v blízkosti Poděbrad) tvoří pánevní strukturu. Pánevní struktura jde V – Z směrem. Poděbradský zlom má vliv na proudění vody v cenomanském kolektoru A, kterým pod Poděbrady proudí minerální voda.

Klíčová slova: česká křídová pánev, Poděbrady, mocnost křídových sedimentů, cenoman, turon, podloží křída

Počet stran: 54**Počet příloh:** 13**Jazyk:** čeština

Bibliographical identification:**Autor's first name and surname:** Jakub Mikolanda**Title:** Geological character of sediments of Bohemian Cretaceous Basin in surroundings of Poděbrady**Type of thesis:** bachelor**Institution:** Palacký University in Olomouc, Faculty of Science, Department of Geology**Supervisor:** Ing. Lada Hýlová, Ph.D.**The year of presentation:** 2020

Abstract: Thesis deals with Cretaceous sediments, geological structure and hydrogeology of the Bohemian Cretaceous basin around the city of Poděbrady. It also partially researches the basement complex under the Cretaceous sediments. The surroundings of Poděbrady is described by several authors in a large time span and from different points of view. The thesis therefore focuses on creating a clear text describing the whole area supplemented by custom maps and sections. Borehole data from the Czech Geological Survey and professional literature were used to create maps and sections. A sample from the archives of the Geological Survey s.r.o. provided valuable information about lithology of aquifer A under the city of Poděbrady. The thickness of Cretaceous sediments increases significantly from the S to the N towards the center of the BCB and its axis. The lowest thickness is located in the SE part of the studied area and is 36 m thick. The highest thickness of 357.7 m was recorded in the NE area. The basement complex of the basin around Poděbrady has a basinal structure. In the bedrock of the Cretaceous sediments there are two Proterozoic elevations on which the Cambrian and Ordovician rocks incumbents. These rocks form a basinal structure in the southern part of the studied area (near Poděbrady). The basinal structure goes in the E – W direction. The Poděbrady fault affects the water flow in the Cenomanian aquifer A, through which mineral water flows under the city of Poděbrady.

Keywords: Bohemian Cretaceous Basin, Poděbrady, cretaceous sediments, upper cretaceous, cenomanian, turonian, basement complex under the Cretaceous sediments

Number of pages: 54**Number of appendices:** 13**Language:** Czech

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem zadanou bakalářskou práci vypracoval samostatně pod odborným vedením Ing. Lady Hýlové, Ph.D.. Veškerá použitá literatura je řádně citována a uvedena v seznamu literatury.

V Olomouci 22. 7. 2020

.....

Podpis

Poděkování

Především chci poděkovat vedoucí bakalářské práce Ing. Ladě Hýlové, Ph.D. za odborné vedení a konzultace při zpracování mé bakalářské práce. Dále chci poděkovat RNDr. Kamilu Kropáčovi, Ph.D. a Mgr. Jaroslavu Kapustovi za pomoc při vyhotovení výbrusu ze vzorku z jádra vrtu. Chci také poděkovat Mgr. Danielu Šimíčkovi, Ph.D. a Mgr. Janu Sedláčkovi, Ph.D. za pomoc s používáním grafických programů. Nakonec bych chtěl poděkovat RNDr. Davidovi Uličnému CSc. za poskytnutí materiálu k rešerši.

Obsah

1. Úvod	9
2. Geologie České křídové pánve	10
2.1 Vývoj a stratigrafie ČKP	12
2.2 Souvrství ČKP	14
2.2.1 Perucko-korycanské souvrství	14
2.2.2 Bělohorské souvrství	17
2.2.3 Jizerské souvrství	18
2.2.4 Teplické souvrství	19
2.2.5 Březenské souvrství	20
2.2.6 Merboltické souvrství	21
2.3 Facie ČKP	22
2.3.1 Facie kvádrových pískovců	22
2.3.2 Facie vápнитých jílovců a slínovců	25
2.4 Litofaciální vývoje	25
3. Hydrogeologie	27
3.1 Kolektory ČKP	27
3.1.1 Bazální kolektor A	28
3.1.2 Spodní kolektor B	28
3.1.3 Střední nebo hlavní kolektor C	28
3.1.4 Svrchní kolektor D	29
3.2 Části pánve a bilanční celky	29
3.2.1 Západní část	30
3.2.2 Východní část	30
3.2.3 Centrální část	30
4. Geologie Poděbradska	33
4.1 Poděbrady	35
5. Metodika	37
6. Výsledky	40
6.1 Geologické mapy	40
6.2 Geologické řezy	43
7. Diskuse	48
8. Závěr	51
9. Seznam literatury	53

Seznam obrázků

- Obr. 1 Geologická mapa ČKP zobrazující zlomová pásma (Uličný et al. 2008)
- Obr. 2 Křídové pánve v Českém masivu a okolí (Valečka 1999 in Krásný et al. 2012).
- Obr. 3 Stratigrafické dělení křídý (WWW1)
- Obr. 4 Korelace litostratigrafických jednotek české křídové pánve s eustatickými cykly (sloupce 1-6 podle Haq et al. 1988 in Krhovský 1991)
- Obr. 5 Schéma litofaciálního vývoje české křídové pánve a korelace oblastních – litostratigrafických a mezinárodních – chronostratigrafických jednotek (Valečka 1999 in Krásný et al. 2012).
- Obr. 6 Česká křídová pánev – základní schéma výplně (Valečka 1999 in Chlupáč et al. 2002)
- Obr. 7 Rozlišení dvou hlavních typů pískovců podle Uličného (2001), upraveno
- Obr. 8 – Teplické skalní město, A – fotka, B – interpretace, chute-fill – skluzová výplň
- Obr. 9 Vznik pískovcových těles v deltách gilbertova typu (Uličný 2001).
- Obr. 10 Litofaciální oblasti české křídové pánve (podle B. Zahálky 1923-1924 v úpravě Jos. Dvořáka 1958 in Krásný et al. 2012)
- Obr. 11: Rozdělení ČKP podle Herčíka et al. (1999)
- Obr. 12: Pozice kolektorů a izolátorů v bc10 (Herčík et al. 1999).
- Obr. 13 Situace kvartérních sedimentů v Poděbradech
- Obr. 14: Vzorek cenomanského pískovce kolektoru A z vrtu BJ-23.
- Obr. 15: Fotky výbrusu z jádra vrtu BJ-23, křemenný pískovec z bazálního kolektoru A. Zobrazení XPL, zvětšení 4x

Seznam tabulek

Tabulka 1: seznam vrtů, jejich hloubka (m) a stratigrafie

Seznam příloh

- Příloha 1: Situace vrtů v okolí Poděbrad
- Příloha 2: Mocnost křídových sedimentů v okolí Poděbrad
- Příloha 3: Podloží křídových sedimentů v okolí Poděbrad
- Příloha 4: Korelační řez 1
- Příloha 5: Korelační řez 2

Příloha 6: Korelační řez 3

Příloha 7: Korelační řez 4

Příloha 8: Korelační řez 5

Příloha 9: Korelační řez 6

Příloha 10: Korelační řez 7

Příloha 11: Korelační řez 8

Příloha 12: Korelační řez 9

Příloha 13: Korelační řez 10

1. Úvod

Poděbrady jsou známé jako lázeňské město a samotné Lázně Poděbrady byly založeny již v roce 1908 majitelem poděbradského panství Arnoštem Filipem Hohenlohe ze Schillingsfürstu. V Poděbradech je také sídlo známé minerální vody Poděbradka, kde se minerálka stáčí a vyrábí. Minerální voda se jímá z vrtů, voda nikde samovolně nevytéká. První vrt v Poděbradech byl za účelem získání minerální vody navrtán v roce 1905. V Poděbradech a blízkém okolí je na malém území situováno více vrtů, než je běžné. Dostatečná vrtná prozkoumanost okolí Poděbrad byla hlavním důvodem, který mě vedl ke zpracování bakalářské práce.

Česká křídová pánev je geologický a morfologický útvar, který vznikl na našem území koncem druhohor. V současné době je důležitá především jako kolektor pitné a minerální vody. Česká křídová pánev se rozkládá v severních Čechách a její rozloha je přibližně 15 000 km². Součástí české křídové pánve jsou i Poděbrady a jejich okolí, které se nachází v jižní části pánve.

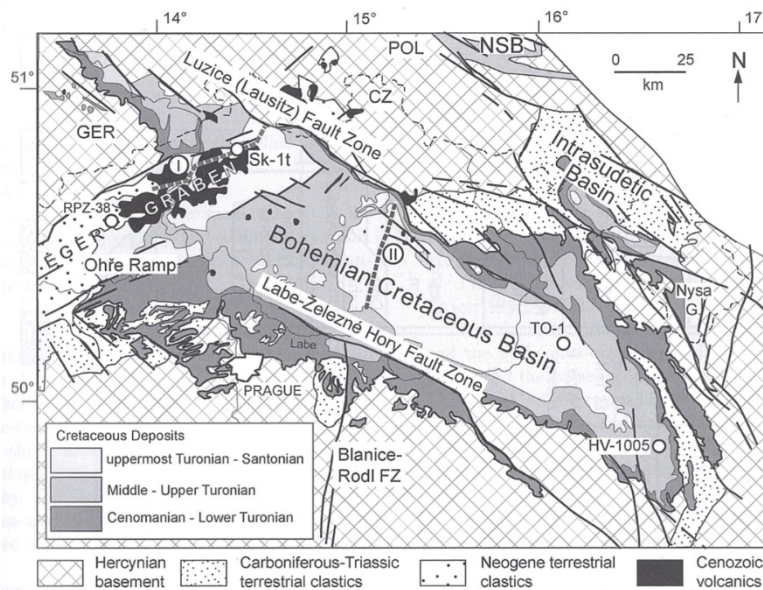
Hlavním cílem bakalářské práce bylo pochopit geologickou stavbu blízkého okolí Poděbrad. Ze zadání bakalářské práce vyplývají i další cíle, jako

- sestavit rešerši na téma česká křídová pánev v okolí Poděbrad.
- na základě studia průzkumných vrtů sestavit litologicko-korelační řezy,
- vytvořit přehlednou mapu průzkumných vrtů
- stanovit mocnosti jednotlivých křídových sedimentů, zejména cenomanských pískovců
- vytvořit výbrus z dostupných hornin (kolektorů)
- mapy zpracovat v programovém prostředí MicroStation a InRoads firmy Bentley Systems, Inc.
- nahlédnout do podloží sedimentů české křídové pánve

2. Geologie České křídové pánve

Česká křídová pánev (dále jen ČKP) je největší dochovaný sedimentační útvar na našem území, který je tvořen sladkovodními, ale převážně mořskými sedimenty. Typickými horninami pánve jsou pískovce a slínovce.

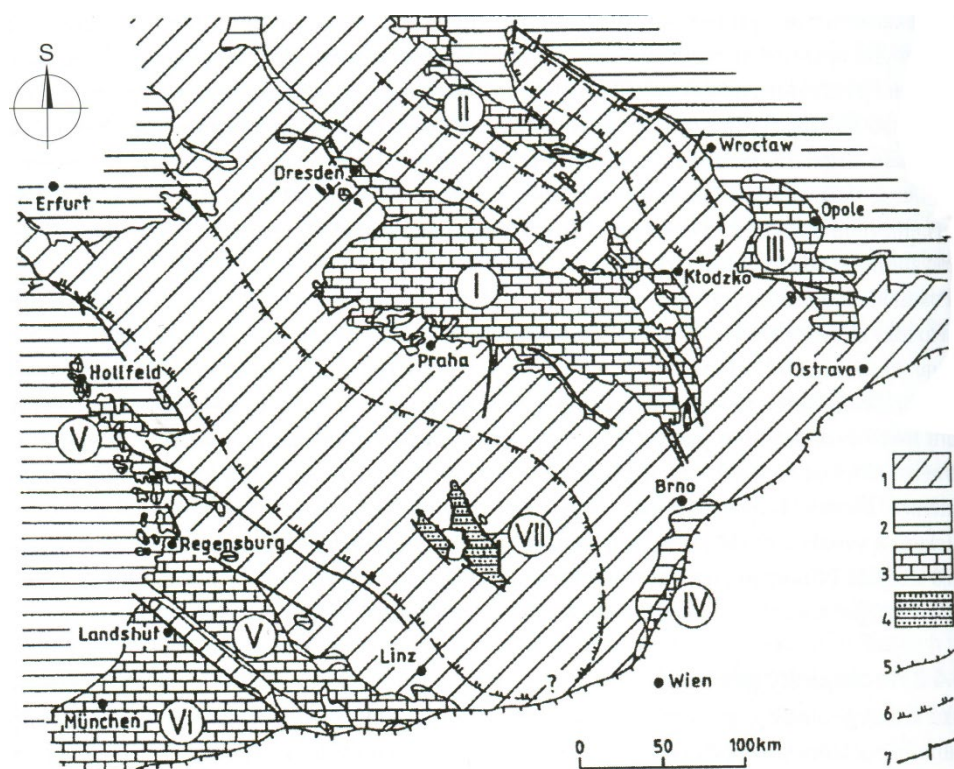
Podloží pánve tvoří krystalinikum proterozoického stáří a z menší části je tvořeno metamorfovaným nebo nemetamorfovaným spodním paleozoikem a svrchním proterozoikem (Herčík et al. 1999). Pánev pokrývá velkou část Českého masivu a na SZ sahá až za hranice do Německa, kde bývá označována jako saská křída. Herčík et al. (1999) dále uvádí, že se táhne 290 km s. od Drážďan až k Brnu (v ČR 230 km) při šířce až 100 km. Části pánve se nacházejí i v Polsku – Nysa Graben (Uličný et al. 2008). Česká křídová pánev je na S velmi zřetelně omezena lužickou a na J labsko-železnohorskou zlomovou zónou (obr. 1). Na Z je omezena krušnohorským zlomem a státní hranicí a z V ji vymezují výchozy jednotek moravskoslezské oblasti.



Obr. 1 Geologická mapa ČKP zobrazující zlomová pásma (Uličný et al. 2008)

Hlavní osa a směr protažení ČKP se táhne ve směru SZ-JV přes Děčínsko, Polabí až po Svitavsko podél labské zlomové linie (Kachlík 2003) a při jejím konci se stáčí ve směru SSZ-JJV (obr. 1, Krásný et al. 2012). Tato pánev spolu se sousedními pánvemi v Německu, Rakousku a Polsku se řadí do skupiny mělkomořských, místy i limnických pánví a tyto pánve mezi sebou komunikovaly v době svého vzniku (Herčík et al. 1999). Současná plocha pánve na našem území je až 15 000 km² a původní plocha se odhaduje až na 16 000 km² (Krásný et al. 2012).

V současné době je povrch ČKP zakryt terciárními a kvartérními sedimenty v podobě tenkých a nesouvislých uloženin, převážně sprašemi, deluvii a terasovými štěrkopísky (Herčík et al. 1999). V severozápadní části ČKP jsou pánevní sedimenty zakryty terciárními sedimenty mostecké pánve, která má mocnost až několik set metrů a vulkanickými sedimenty českého středohoří. Nejvyšší mocnosti dosahují křídové sedimenty ve vrtu Kerharnice u České Kamenice a to 964 m (cenoman až santon) (Malkovský et al. 1974 in Mísař et al. 1983). Původní mocnost však dosahovala přes 1 000 m (Uličný et al. 2008).

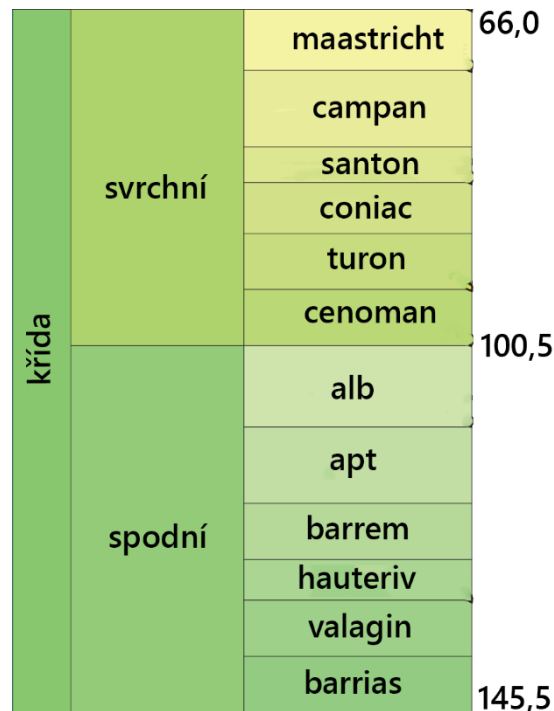


Obr. 2 Křídové pánve v Českém masivu a okolí (Valečka 1999 in Krásný et al. 2012).

1 – krystalinikum, nemetamorfované prekambrium a paleozoikum, 2 – trias, jura. 3 – marinní, mělkovodní křídové pánve: I – česká, II – severosudetská, III – opolská, IV – dolnohorsko-jihomoravská, V – bavorská, VI – wasserburgská, 4 – kontinentální křídová pánev: VII – jihočeská, 5 – vnější okraj alpských a karpatských příkrovů, 6 – vynořené snosové oblasti (ostrov), aktivní v turonu a coniacu, 7 – významné zlomy.

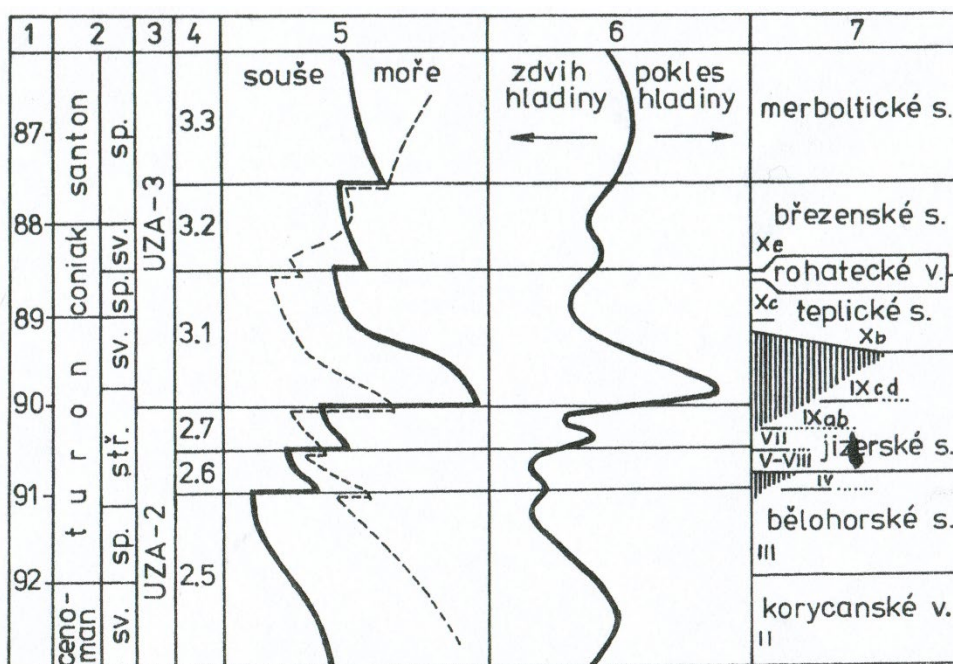
2.1 Vývoj a stratigrafie ČKP

ČKP je pojmenována podle stratigrafického útvaru, ve kterém vznikla. Křída bylo období velmi teplého skleníkového klimatu, a v této době se na Zemi nenacházely žádné ledovce ani polární čepičky v polárních oblastech. ČKP vznikla na konci druhohor (mesozoiku) ve svrchní křídě a formovala se od spodního cenomanu po střední santon. Stratigrafické členění je uvedeno na obr. 3.



Obr. 3 Stratigrafické dělení křída (WWW1)

ČKP se formovala zhruba 13 až 15 miliónů let v průběhu ukládání písků, jílu a vápnité sedimentace. Z počátku docházelo ve spodním cenomanu k ukládání sladkovodních a brakických sedimentů v elevačních depresích, na které pak plynule sedimentovaly mořské sedimenty (Krásný et al. 2012). Sedimentaci způsobilo periodické kolísání mořské hladiny světového oceánu a fakt, že Český masív se nacházel v nižší nadmořské výšce, než je tomu dnes (Krhovský 1991). Valečkovi a Skočkovi (1990) se podařilo rozeznat celkem 11 cyklů zdvihu a ústupu moře (podrobně na obr. 4) a některé z nich řadí do vztahu s kolísáním hladiny globálního oceánu. K největší mořské transgresi došlo ve svrchním cenomanu až po svrchní coniac a naopak k největší regresi došlo ve středním turonu (Haq et al. 1988 in Uličný et al. 2014).



Obr. 4 Korelace litostratigrafických jednotek české křídové pánve s eustatickými cykly (sloupce 1-6 podle Haqa et al. 1988 in Krhovský 1991). 1 – stáří v milionech let; 2 – chronostratigrafické jednotky; 3 – označení eustatického supercyklu (Upper Zuni A); 4 – označení eustatických cyklů třetího řádu; 5 – relativní změny překrytí okraje kontinentů mořem. Změny plochy zakryté mořem (na schématu vpravo od křivky) jsou ovlivněny jak eustatickými pohyby hladiny světového oceánu, tak subsidencí okrajů kontinentů. Proto dochází v době poklesu hladiny k rychlým regresím. Plná čára vyjadřující v podstatě pohyby březní linie je podle Haqa et al. (1988) in Krhovský (1991). Přerušovaná čára je generalizovaná transgresivně-regresivní křivka české křídové pánve 6 – eustatická křivka – změny úrovně hladiny světového oceánu; 7 – litostratigrafické jednotky české křídové pánve

Transgresivně-regresivní trendy jsou ovlivněny eustatickými pohyby hladiny, tektonickými a subsidenčními pohyby v ČKP. Ve spodním turonu došlo rychlému vzestupu mořské hladiny, tzv. eustatický megacyklus který Haq et al. (1988) nazval svrchní Zuni a na začátku tohoto cyklu se mořská hladina zvedla o zhruba 100 m oproti albu. V eustatickém cyklu UZA-2.5 došlo k velkému vzestupu mořské hladiny, který koreluje s vývojem korycanských vrstev a bělohorského souvrství (Čech et al. 1980). Další velkou událostí byl velký pokles hladiny o zhruba 120 m v cyklu UZA-3.1 a následně její opětovný vzestup, který vedl k sedimentaci teplického souvrství (Krhovský 1991).

Je zde ale také důležité zmínit fakt, že za kolísáním mořské hladiny se do jisté míry podílely i Milankovičovy cykly (např. Plint, 1991)

Tektosedimentární vývoj ČKP se dá zkráceně rozdělit do tří fází: spodní až střední cenoman, svrchní cenoman až svrchní turon a coniac až spodní santon (Uličný et al. 2008). Během první fáze došlo k vyplnění malých depresí tvořenými převážně říčními toky nebo jezerními pánvemi (Kachlík 2003). Sedimentární facie tvořily fluvialní usazeniny a pobřežní sedimenty jako např. slepence, pískovce (Uličný 2008).

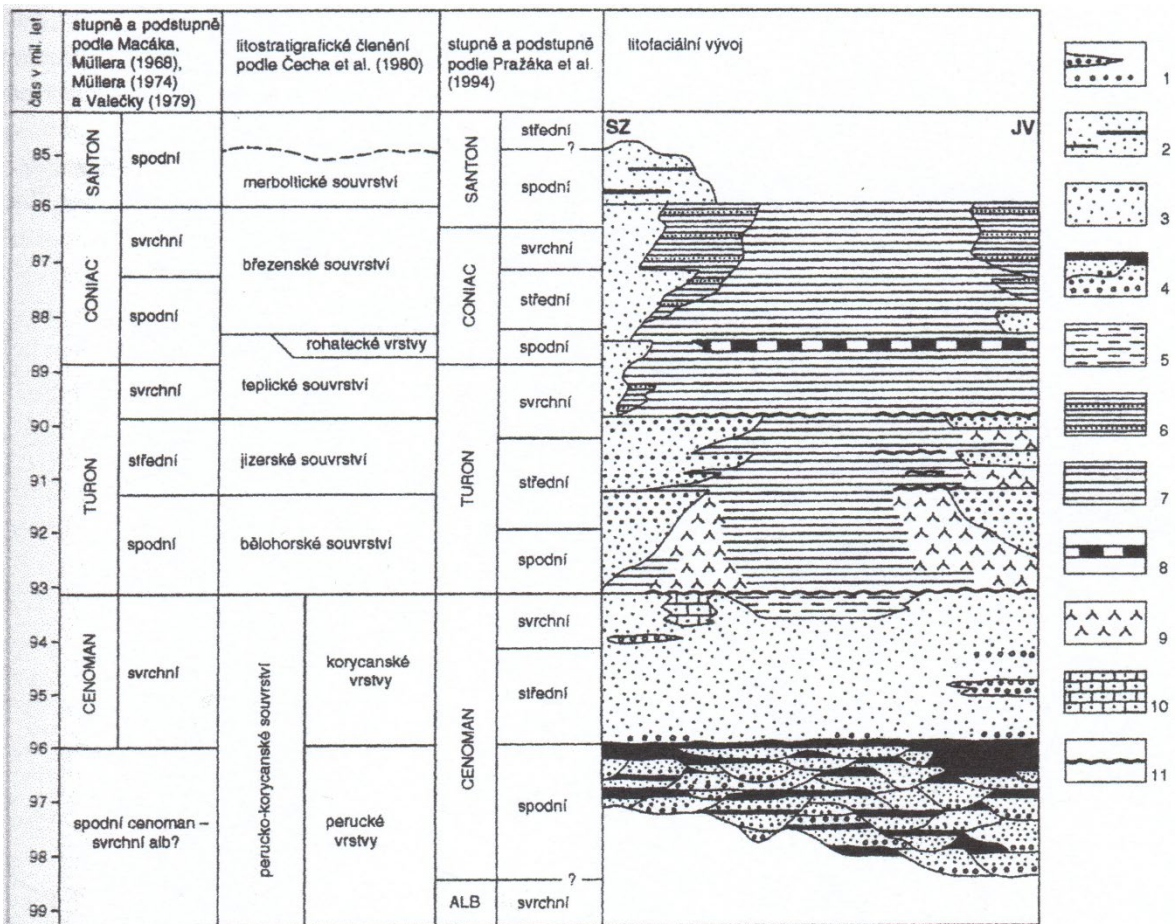
V druhé fázi vývoje ČKP byla sladkovodní sedimentace vystřídána mělkovodní marinní sedimentací, která byla způsobena mořskou transgresí ve svrchním cenomanu. V této fázi probíhalo uložení marinních facií, které představují převážně pískovce známé z korycanského souvrství. Třetí fáze se vyznačuje dílčí transgresí, při které písčité sedimenty přecházejí do slínovců (Kachlík 2003). Celý sedimentární proces končí v santonu po ústupu mořské hladiny.

2.2 Souvrství ČKP

ČKP se stratigraficky člení do šesti souvrství. Tyto souvrství dokládají vývoj pánve od spodního cenomanu po santon. Nejstarší sedimenty mohou podle některých autorů náležet už do svrchního albu; hranice těchto souvrství jsou stanoveny na základě stratigrafického výzkumu jednotlivých souvrství (Krásný et al. 2012; obr 5).

2.2.1 Perucko-korycanské souvrství

Toto souvrství, tvořeno dvěma vrstevními jednotkami, vzniká ve spodním cenomanu (možná již v albu), obsahuje velmi pestrá škála sedimentů a reprezentuje přechod kontinentálních sedimentů do sedimentů mořských. Sedimenty tohoto souvrství jsou velmi různorodé – složením a jejich vznikem. Sedimentace perucko-korycanských vrstev probíhala v kontinentálním, příbřežním a mělkovodním prostředí (Herčík et al 1999). V jejich sedimentárním záznamu lze pozorovat několik transgresních fází.



Obr. 5 Schéma litofaciálního vývoje české křídové pánve a korelace oblastních – litostratigrafických a mezinárodních – chronostratigrafických jednotek (Valečka 1999 in Krásný et al. 2012). 1 – slepenec, 2 – pískovce s vložkami jílovců, 3 – pískovce, 4 – cyklické střídání slepenců, 5 – prachovce, 6 – vápnité jílovce až slínovce, méně jílovité vápence, zčásti silicifikované (rohatecké vrstvy), 9 – spikulitové slínovce, méně spongolity, 10 – biosparitické vápence, 11 – glaukonitické horizonty na hiátové ploše.

Perucké vrstvy

Perucké vrstvy vznikaly v příbřežních a kontinentálních faciích; převažuje v nich cyklická stavba a přítomnost jílovcových poloh (Čech et al. 1980). Mezi kontinentální sedimenty patří cyklické střídání křemitých slepenců, písků a aleropelitů, (Valečka 1975, Valečka et al. 1981, Uličný 1987 in Herčík et al. 1999) které se skládají z prachovců, jílovců a místy s polohami uhelných sedimentů (Krásný et al. 2012). Tyto vrstvy tvoří výplně depresí na bázi české křídové pánve, jejich mocnosti jsou až 100metrové na jv. okraji pánve, kde zabírají plochu kolem 1000 km² (Valečka et al. 1981 in Herčík et al. 1999) a kde se nachází

příbřežní facie (Krásný et al. 2012). Pro tyto vrstvy platí, že jsou nesouvislé, jsou nepravidelně rozšířeny a jsou závislé na podloží české křídové pánve (Herčík et al. 1999).

Korycanské vrstvy

Korycanské vrstvy jsou již mořského původu, už se vyskytují ve větší části české křídové pánve a chybí jen na několika místech, která v době sedimentace vyčnívala nad hladinu moře v podobě ostrůvků (např. elevace u Kolína, Čáslavi a několik elevací v labském faciálním vývoji mezi Labem a Cidlinou; Krásný et al. 2012). Tyto vrstvy ostře nasedají na vrstvy perucké a značí kolísání mořské hladiny na rozhraní spodního a středního cenomanu. Z hornin jsou zde zastoupeny pískovce různých zrnitostí a s různým obsahem základní hmoty. V okolí elevací to jsou pak jemně písčité prachovce a jílovce. Při okrajích pánve se vyskytují pískovce, které přecházejí do mělkovodních slepenců a vápenců které tvoří příbojové facie (Krásný et al. 2012) Od okrajů pánve poté přecházejí prachovce směrem ke středu ČKP v pískovce (Herčík et al. 1999). Sedimentace těchto vrstev byla nastartována středocenomanskou transgresí (Čech, Valečka 1991 in Herčík et al. 1999), která zaplavila i výše položené části Českého masívu (Herčík et al. 1999). Herčík et al. (1999) také uvádí, že tento rychlý zdvih hladiny oceánu již vedl k první mělké marinní sedimentaci a později, při dalším stoupaní hladiny, se propojila s tethydním hlubokovodním prostorem na JV a mělkomořskou platformou v severozápadní Evropě.

Korycanské vrstvy jsou nejmocnější v centrální části pánve, kde tvoří 12ti metrový sled jemně písčitých jílovitých, někdy slabě vápnitých prachovců až jílovců a nejvyšší mocnost (přes 100 m) dosahují v blízkosti lužického zlomového pásma (Krásný et al. 2012). Prachovce až jílovce korycanských vrstev se místy vyznačují tmavším zbarvením a mají relativně zvýšený obsah uhlíku (až nad 1 %), který indikuje globální anoxické události na rozhraní cenoman/turon. (Valečka, Skoček 1991; Uličný 1989 in Herčík et al. 1999).

2.2.2 Bělohorské souvrství

Sedimenty bělohorského souvrství jsou charakteristické tím, že je u nich patrná náhlá změna v paleogeografii. Došlo totiž k celopánevní transgresi (Herčík et al. 1999), která odráží postupné prohloubení a rozšíření mořské sedimentace. Následně dochází k sedimentaci karbonátových sedimentů na většině území pánve, rozhraní mezi bělohorským souvrství a korycanskými vrstvami je proto dobře rozeznatelné (Krásný et al. 2012). Dokonce i elevace, které nebyly během sedimentace korycanských vrstev zaplaveny, jsou nyní zaplaveny a překryty slínovci (Herčík et al. 1999).

Při ukládání bělohorského souvrství dochází k sedimentaci facie slínovců, které jsou už hlubokomořské a překrývají mělkovodní facie pískovců (Herčík et al. 1999). Báze této slínovcové facie je charakteristická glaukonitickým horizontem, který má mocnost od 0,1 m do 0,5 m. Slouží ke korelaci souvrství (Krásný et al. 2012) a vznikl během rychlé transgrese (Herčík et al. 1999). Tyto slínovce jsou většinou měkké a převažují nad tvrdšími opukami, které mají vyšší obsah skeletálních úlomků (dominují jehlice hub), prachu a jemné písčité frakce (Krásný et al. 2012). Rozhraní s glaukonitickým horizontem je nejrozšířenější a podle Čecha a Valečky (1991); Pražáka (1989) in Herčík et al. (1999) je toto rozhraní i hranicí mezi cenomanem a turonem.

Severní progradační areál tvoří cykly, ve kterých slínovce o mocnosti 90-120 m ze spodních vrstev přecházejí do různých typů pískovců (převážně hrubozrnných), které mají mocnosti 50-80 m (Krásný et al. 2012). Bělohorské souvrství má specifický vývoj při obvodu mostecko-teplické elevace, kde toto souvrství obsahuje pískovce (Herčík et al. 1999). Celková mocnost bělohorského souvrství ve slínovcové facii se pohybuje kolem 25-30 m a v progradačních areálech je až 120 m (Krásný et al. 2012).

2.2.3 Jizerské souvrství

Tvorbu jizerského souvrství doprovází další výrazná mořská transgrese, kdy se rozsah pánve zvětšil a byly zaplaveny i nejvyšší elevace (Krásný et al. 2012). Díky těmto změnám se dá jednoduše rozpoznat spodní hranice jizerského souvrství, neboť na rozdíl od podložního bělohorského souvrství s pískovci či opukami se zde vyvíjí facie pískovců s cyklickým vývojem o mocnosti až 70 m a slínovců a faciální vývoj je velmi proměnlivý (Krásný et al. 2012).

Progradační areály mají největší mocnosti, jsou tvořeny pískovci o mocnosti až nad 400 m v SSV části areálu. Jejich báze jsou cyklické, jemnozrnné a směrem do nadloží se zvyšuje zrnitost pískovců až po drobnozrnné slepence. V přízdrojovém areálu nasedají přímo na pískovce bělohorské (Krásný et al. 2012). Herčík et al. (1999) popisuje slínovce jizerského souvrství jako slínovce hlubokovodního typu, které jsou měkké a ostře nasedají na bělohorské souvrství. V blízkosti lužického zlomu jsou na bázi souvrství uloženy křemenné pískovce, které bývají jemnozrnější než pískovce bělohorské. Klesá zde mocnost slínovců pod 10 m nebo jsou zde slínovce vystřídány pískovci (Herčík et al. 1999). Herčík et al. (1999) ale také upozorňuje, že ve středu pánve je přechod bělohorských a jizerských slínovců určitelný pouze paleontologicky a slínovce zde mají plynulý přechod.

Křemenné pískovce přecházejí přes jílovité a vápnité pískovce až po slínovce směrem na JV až JZ; tato zóna přechodu je široká 15-30 km a tělesa pískovců zde vyклиňují (Herčík et al. 1999). Pískovce s příměsí jílu a slínu ve spodní části progradačního areálu přecházejí do svrchní části areálu v podobě středno až hrubozrnných křemenných pískovců končí zhruba na linii Děčín – Ústí n. L. – Litoměřice – Mělník – Lysá nad Labem – Sobotka (Krásný et al. 2012). V průběhu přechodu pískovců do slínovců Krásný et al. (2012) poukazuje, že klesá i mocnost samotného souvrství, k největšímu poklesu dochází směrem na JZ, kde na Ústecku je mocnost pouhých 40-60 m, v části mostecké pánve klesá na pouhých 5 m a na opačné straně pánve (v okolí svitavské, vysokomýtské a kyšperské synklinály) jsou naopak slínovce pevnější s vyšším obsahem jehlic hub a příměsí křemene a nachází se zde jv. progradační areál (Krásný et al. 2012).

2.2.4 Teplické souvrství

Nástup teplického souvrství poznamenala další mořská transgrese, která byla výrazná na tolik, že ČKP dosáhla svého maximálního rozměru, jaký známe dnes (když pomineme oderodované části; Krásný et al. 2012). Transgrese způsobila redukci zdrojových oblastí a snížila sedimentaci psamitů, které zde mají nejmenší rozsah po dobu trvání vývoje ČKP a vyskytují se pouze na pobřežních zónách (Herčík et al. 1999). V této době převládá sedimentace vápnitých jílovců až slínovců o mocnostech 40-70 m (maximálně 150 m) kromě ZSZ části pánve, kde se v bazální části objevují i vápence. Kvádrové pískovce podle Krásného et al. (2012) dosahují mocnosti do 180 m v polické pánvi. Na spodním rozhraní ČKP se opět, podobně jako u bělohorského souvrství, vyskytuje glaukonický horizont na hiátové ploše s fosfátovými konkrécemi a fosfatizovanou faunou (Herčík et al. 1999), který ale není celopánevně rozšířen. Mocnost horizontu se pohybuje v řádech centimetrů až 2 metry (Macák 1966 in Herčík et al. 1999) a je důležitým v korelaci a rozlišení slínovcových vrstev jizerského a tepelského souvrství (neplatí to ale pro centrální část pánve, kde je horizont slabě vyvinut nebo úplně chybí; Krásný et al. 2012). Horizont má velký význam v korelaci, protože se vyvíjel i na povrchu slínovců na konci sedimentace jizerského souvrství, kam nezasáhla progradace pískovců (Herčík et al. 1999). Pískovce v tomto souvrství se nachází pouze ojediněle v několika málo oblastech např.: v severním progradačním a přízdrojovém areálu podél lužického zlomu, v úzké zóně (5-7 km) o mocnosti 40-60 m a jejich rozsah je nejmenší ze všech ostatních souvrství (Krásný et al. 2012).

Teplické souvrství tvoří pískovcová skalní města v okolí Vyskeřské vrchoviny a Prachovské pahorkatiny. Souvrství zde dosahuje až několik desítek metrů mocnosti, přičemž na jeho bázi se vyskytují také několik desítek metrů mocné slínovce s místy tenkými vložkami pískovců, které se ovšem v okolí Turnova u lužického zlomu ztenčují na pouhých pár metrů (Krásný et al. 2012). K vyšší části teplického souvrství řadíme Adršpašské a Teplická skalní města u Teplice nad Metují, kam se řadí pískovce křemenné a hrubozrnné až středně zrnité, které tvoří právě ony typické kvádrové pískovce v polické pánvi a pokračují až za hranice České republiky.

Rohatecké vrstvy

Rohatecké vrstvy jsou samostatná jednotka, která se přiřazuje k teplickému souvrství, ale liší se zpevňováním a silicifikací některých poloh (Herčík et al. 1999). Nachází se v osní části ČKP a ve výklencích na okrajích pánve v severozápadní části, kde se vyskytují v podobě vápnitých pelitů bez projevu silicifikace, dosahují mocností kolem 18 m, jsou vyvinuty ve faciích glaukonitových a vápnitojílových prachovců v okolí Loun a pro svou specifčnost se využívají ke korelaci v na první pohled homogenní pánvi (Krásný et al. 2012).

2.2.5 Březenské souvrství

Březenské souvrství se považuje za nejrozšířenější souvrství na většině území, i když je už silně postiženo erozí, a v celém rozsahu se dochovalo pouze v části Českého středohoří pod terciárními vulkanickými sedimenty. V době formace březenského souvrství převládá tvorba pískovců a je ukončena karbonátová sedimentace, čímž se dokazuje regrese (Krásný et al. 2012). Tato regrese byla nejspíš delšího trvání na základě distribuce facií (Herčík et al. 1999). Abychom mohli určit bázi březenského souvrství, potřebujeme, aby nasedalo na silicifikované rohatecké vrstvy a bylo tvořeno vápnitými jílovcí (Krásný et al. 2012). Pokud souvrství nenedá na rohatecké vrstvy, jeho bázi stanovit nelze (Herčík et al. 1999). Březenské souvrství se dále dělí na 3 základní litofacie: pískovcovou, flyšoidní a monotónní facii vápnitých jílovců. Kompletní souvrství můžeme najít v severním progradačním areálu, kde je až 450 m mocné a tvoří sekvenci vápnitých jílovců, flyšoidní facie a pískovců se šikmým zvrstvením a největší mocnosti březenské souvrství dosahuje v kralickém příkopu a to až 550 m (Krásný et al. 2012).

Pískovcová facie

Tato facie je rozšířená ve dvou progradačních areálech: severozápadním a jihovýchodním (Herčík et al. 1999). Směrem na jih se zmenšuje a slínovců pod pískovci přibývá (Krásný et al. 2012). Facie vyklišuje podél lužického zlomu směrem k JZ (Herčík et al. 1999).

Flyšoidní facie

Flyšoidní facii tvoří střídání vápnnitých pelitů (Herčík et al. 1999), a to převážně jílovců s vápnnitou příměsí a slínovců, v menší míře facii tvoří prachovce s vložkami pískovců, prachovce většinou nad pískovci převládají. Facie se vyskytuje převážně v sv. křídle ČKP, kde přesahuje do progradačních areálu (Herčík et al. 1999) a konkrétně v severním progradačním areálu a částečně ještě zasahuje do labské faciální oblasti na JV od areálu, kde dosahuje mocnosti až 300 m (Krásný et al. 2012).

Monotónní facie vápnnitých jílovců

Facie vápnnitých jílovců je březenském souvrství nejrozsáhlejší a v plné mocnosti (až 240 m) je zachována ve střední části Českého středohoří, kde tvoří většinu souvrství (Krásný et al. 2012) a dále se vyskytuje v celém jz. křídle a osní části ČKP (Herčík et al. 1999).

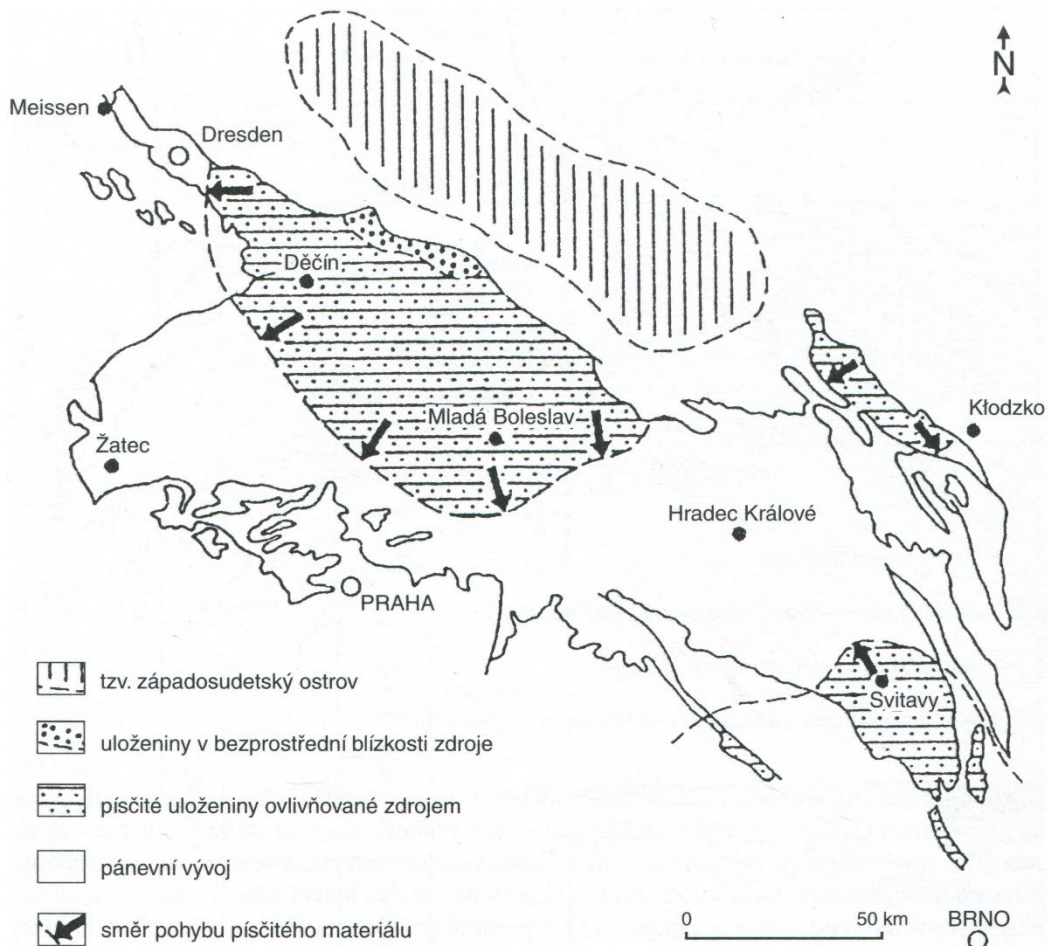
2.2.6 Merboltické souvrství

Merboltické souvrství je poslední a nejmladší souvrství ČKP a nalezneme ho už pouze v podobě řekou erodovaných reliktnů (o mocnosti až 200 m), zakryté pod terciárními vulkanickými sedimenty ve východní zakleslé kře v Českém středohoří. Bývá označováno za zbytek regresních sedimentů v závěru tvorby ČKP v santonu. Souvrství je tvořeno málo zpevněnými křemennými a jílovitými pískovci jemné až střední zrnitosti s živcovou příměsí a doprovází je tenké vložky jílovců a jílovitých prachovců (Herčík et al. 1999).

Merboltické souvrství je specifické výraznou převahou pískovců vyšších mocností nad jílovců až prachovci, které dokazují poslední regresi v santonu a ukončení sedimentace české křídové pánve (Krásný et al. 2012).

2.3 Facie ČKP

Ve spodním turonu došlo k výrazné transgresi (obr. 6). Během transgrese se ČKP definitivně zformovala a rovněž se začaly formovat jednotlivé facie. Tyto facie lze rozdělit do dvou základních facií, a to do facie kvádrových pískovců, kde se sedimenty utvářely při pobřeží pánve, a na facie vápnatých jílovců a slínovců, které se tvořily na mořském dně (obr 5).



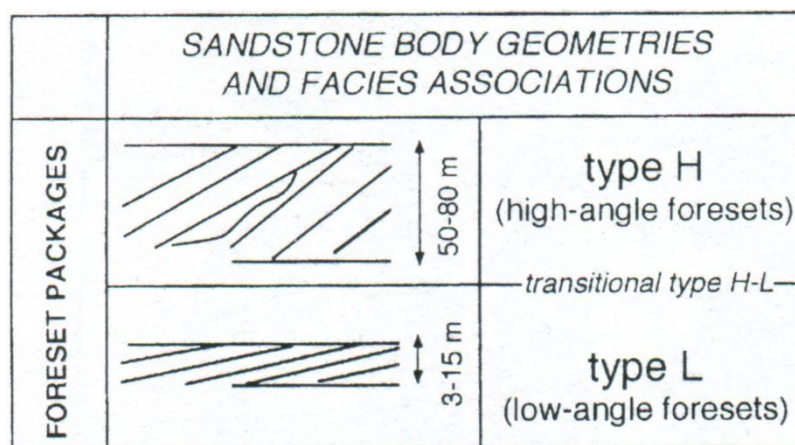
Obr. 6 Česká křídová pánev – základní schéma výplně (Valečka 1999 in Chlupáč et al. 2002)

2.3.1 Facie kvádrových pískovců

Jde zpravidla o cyklicky zvrstvené pískovce, které mají mocnost až několik set metrů. Tyto sedimenty charakterizují oblasti, kde je materiál přinášěn ze souše a dopravován deltami řek tzv. gilbertového typu ze západosudetského ostrova (Uličný 2001). Pískovce mají kvádrou odlučnost a jejich erozí vznikla skalní města v severních Čechách jako např. NP České Švýcarsko, CHKO Český ráj, Adršpaško-teplické skály atd.

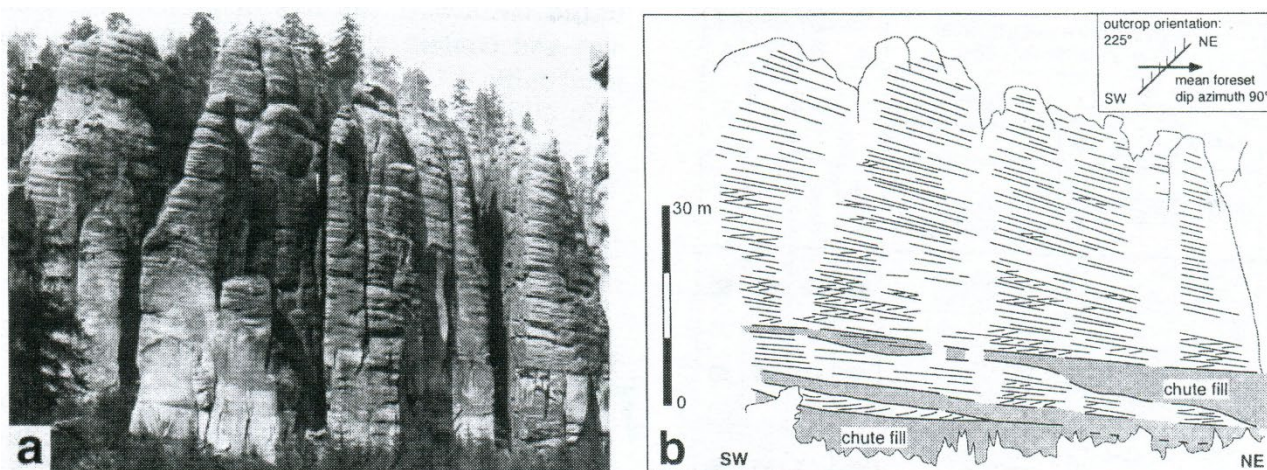
Pískovce turonského až coniackého stáří v ČKP byly původně interpretovány jako produkt sedimentace v mělkovodním a pobřežním prostředí, které bylo ovlivňováno příbojem (Skoček a Valečka, 1983). Pískovcová tělesa, která tvoří dno ČKP, tvoří nashromážděný a zpevněný písek, který dosahuje mocnosti místy až 600 m, jsou významným kolektorem podzemní vody. Podle Uličného (2001) probíhalo nejvýraznější ukládání podél lužické zlomové zóny, kde se formovalo bělohorské, jizerské a teplické souvrství.

Uličný (2001) rozděluje dva hlavní typy pískovců - typ H a L. Pískovce typu H jsou mocné až 80 metrů a úhel jejich sklonu se pohybuje od 10° do 30°, oproti tomu pískovce typu L nepřesahují mocnost 15 metrů a jejich úhel sklonu se pohybuje pouze v rozmezí 4 až 10° (obr. 7). Oba typy pískovcových těles mají bohatou variaci vytříděnosti pohybující se od jemně vytříděných až po špatně vytříděné pískovce.



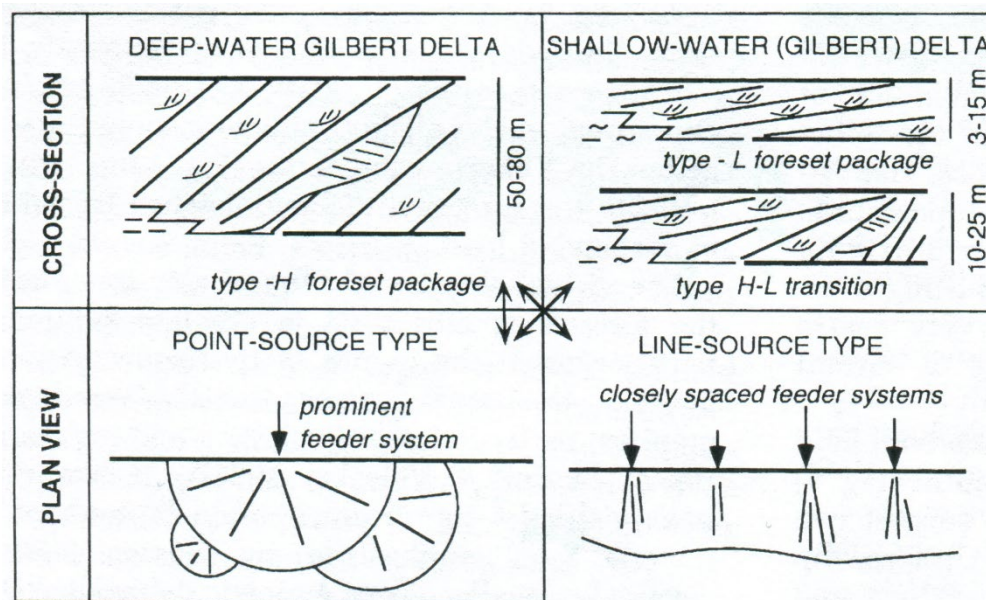
Obr. 7 Rozlišení dvou hlavních typů pískovců podle Uličného (2001), upraveno

Křížové zvrstvení je dominantní jev u všech pískovcových těles a mocnost jednotlivých „křížení“ se obvykle pohybuje od 10 cm do 1 m, nejčastěji okolo 30 cm. Uličný (2001) rovněž poukazuje na to, že deformace jemnozrnného sedimentu na křížení jednotlivých vrstev je běžný efekt hlavně u pískovců typu H. Jako příklad uvádí Uličný (2001) schématický obrázek Teplického skalního města (obr. 8)



Obr. 8 – Teplické skalní město, A – fotka, B – interpretace, chute-fill – skluzová výplň

Výrazná mocnost a absence skluzové výplně u pískovců typu H dokládají, že tato pískovcová tělesa opravdu vznikla na strmých, písčitých a šterkových svazích v hlubokých deltách gilbertového typu. Naproti tomu pískovce typu L dokládají svojí stavbou, že vznikly v energeticky činnějším prostředí v mělkých deltách. Místo vzniku přechodných typů je interpretováno jako místo o různé strmosti svahů v mělkovodních deltách (Uličný 2001) (obr 9).



Obr. 9 Vznik pískovcových těles v deltách gilbertova typu (Uličný 2001).

2.3.2 Facie vápnnitých jílovců a slínovců

Slínovce jsou charakteristickou horninou ČKP a tvoří její značnou část. Slínovce se také lidově nazývají opuky a jejich zvětráváním vznikají jílové zeminy, které tvoří hydrogeologické izolátory. Indikují prostředí, které bylo vzdálené od pobřeží, a nemohlo proto docházet k sedimentaci hrubozrnných sedimentů (Chlupáč et al 2002).

2.4 Litofaciální vývoje

Česká křídová tabule není petrograficky jednotná. Litofaciální vývoje prošly řadou změn, poprvé je rozšířil B. Zahálka v letech 1923 až 1924 (in Krásný et al. 2012) a který pojmenoval vývoj lužický, jizerský, labský, hejšovinský, bystřický, orlicko-žďárský, kolínský, vltavsko-berounský (původně pražský) a oherský (dříve označován jako ohárecký). Po několika pozdějších úpravách, bylo toto dělení přijato českými geology. Rozdíly v sedimentaci v oblastech s různými charakterem snosu a přínosu, v intenzitě sedimentace a přítomnosti zlomů v pánvi vedly k rozdělení oblasti na litofaciální oblasti (obr. 10).

Kolínská oblast je tvořena karbonáty příbojového prostředí. Oblast lužická, hejšovinská a bystřická obsahuje převážně kvádrové pískovce s podílem jílové frakce. Jizerská a orlicko-žďárská je tvořena jemnými a vápnnými pískovci. Oblast labská je typická slínovými sedimenty. Oháreckou a vltavsko-berounskou oblast tvoří převážně písčitoslinité horniny.



Obr. 10 Litofaciální oblasti české křídové pánve (podle B. Zahálky 1923-1924 v úpravě Jos. Dvořáka 1958 in Krásný et al.2012)

1- převážně pískovcové sedimenty, 2 – převážně slínité a slínit jílovité sedimenty, 3 – převážně písčito slínité sedimenty, 4 – příbojová facie

3. Hydrogeologie

ČKP je z vodohospodářského hlediska velmi důležitá, protože obsahuje největší zásoby podzemních vod v ČR. Většina křídových sedimentů leží na horninách Českého masívu, který je tvořen metamorfovanými horninami proterozoického a spodnopaleozoického stáří. Křídové sedimenty mají výborné hydrogeologické vlastnosti jako je propustnost, transmisivita a storativita. Tyto vlastnosti umožňují velké koncentrované odběry podzemních vod. ČKP místy leží na sedimentech permokarbonských pánví a je hydrogeologicky součástí většího systému, jehož součástí je i podložní permokarbon. Tento systém označil Jetel (1968b, 1969b in Herčík et al. 1999) jako českou křídovo-permokarbonskou pánev. ČKP rozdělil Herčík et al. (1999) na tři části: západní část, centrální část, východní část a k nim přiřadil celkem 10 bilančních celků. Důležitou roli na proudění podzemní vody má i morfologie povrchu a tektonika. Zvodnění v okrajových částech pánve je vázáno na litofaciální vývoje křídových sedimentů. Brusky et al. (2013) poukazuje, že cenomanský aquifer se nijak nemísí s vodou infiltrovanou z povrchu podél proudu podzemní vody na rozdíl od turonského aquiferu, který je tímto způsobem infiltrován. K těmto závěrům došel Brusky et al. (2012) na základně dlouhodobého měření vývoje rozpouštění zbytkových živců, vyvažování kalcitem, amorfními křemičitany a hlinitými a jílovými minerály.

3.1 Kolektory ČKP

V křídové pánvi rozděluje Herčík et al. 1999 čtyři zvodnělé kolektory, ve kterých se zdržuje podzemní voda. Tyto kolektory jsou tvořeny nejčastěji pískovci s puklinovo-průlinovou (dvojnou) pórovitostí a písčitoslinité nebo prachovitoslinité, případně silicifikované horniny s převládající puklinovou pórovitostí. V pískovcích voda proudí skrze nehomogenity a puklinové systémy, které jsou více než 100 metrů dlouhé. Jílovce a slínovce fungují jako hydrogeologické izolátory, u kterých kolektory tvoří pouze rozevřené pukliny a zvětralé přípovrchové zóny. Herčík et al. (1987 in Herčík et al. 1999) zjednodušil dělení kolektorů na základě litostratigrafické příslušnosti; rovněž se označují bazální, spodní, hlavní a svrchní kolektor.

3.1.1 Bazální kolektor A

Bazální kolektor je tvořen perucko-korycanským souvrstvím, místy i bělohorským (AB), které tvoří pískovce na Ústecku a písčité nebo prachovité slínovce v Poohří. Herčík et al. (1999) uvádí, že v tomto kolektoru je ukryto až 20 % celkové podzemní vody v ČKP. Tento kolektor je téměř celopánevně rozšířen (krom transgresivních málo propustných slínovců) a jeho mocnosti se pohybují v řádech desítek metrů, výjimečně má mocnost 100 m. S bazálním kolektorem může místy hydrogeologicky souviset část podložních jednotek jako např. starší paleozoikum či proterozoikum v labské faciální oblasti (Kolářová 1971b in Krásný et al. 2012) nebo permokarbonské pánve či triasové sedimenty v severních Čechách (Krásný et al. 2002 in Krásný et al. 2012). Transmisivita kolektoru je vysoká především v centrální části pánve.

3.1.2 Spodní kolektor B

Spodní kolektor tvoří bělohorské souvrství, avšak v ČKP není příliš rozšířen. Dle Herčíka et al. (1999) kolektor obsahuje kolem 14 % z celkové podzemní vody ČKP. Nachází se ve východočeských synklinálách a je součástí vysokomýtského zvodnělého systému. Kolektor je tvořen prachovitopísčitymi slínovci přecházejícími v pískovce. Jejich pórovitost je závislá na litologickém vývoji a je buď puklinově nebo průlinovo-puklinově pórovitý. Mocnosti kolektoru se pohybují maximálně do prvních desítek metrů.

3.1.3 Střední nebo hlavní kolektor C

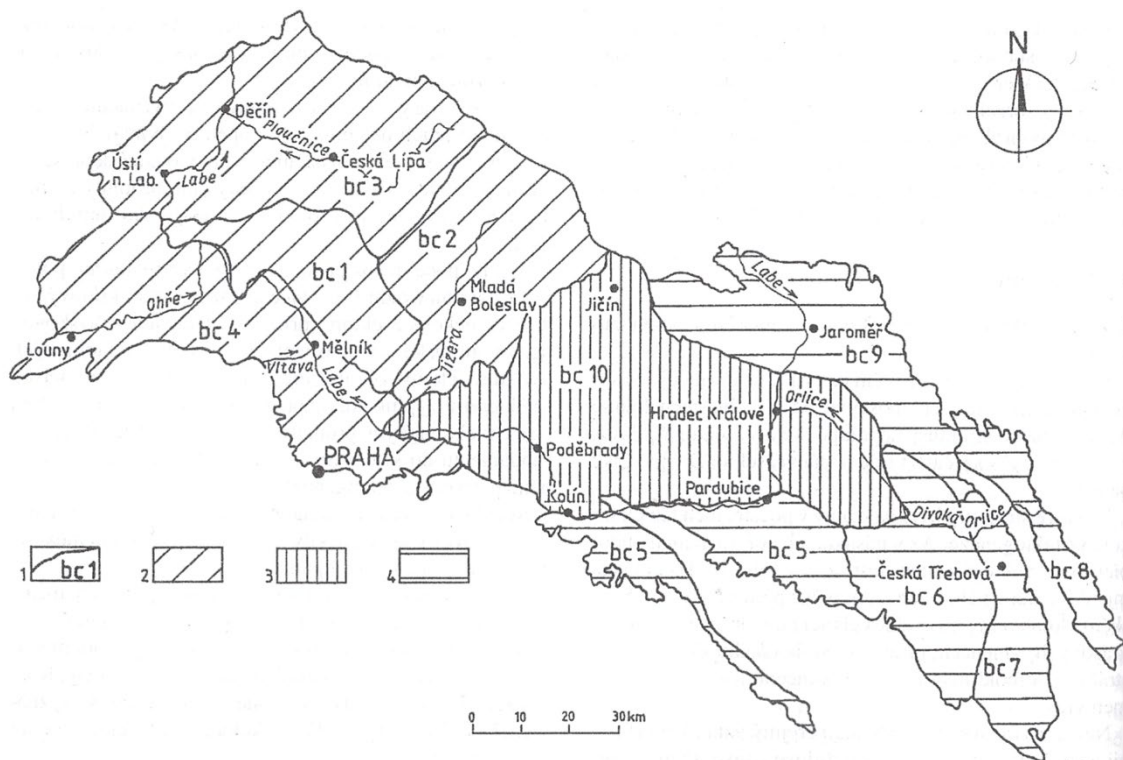
Střední nebo taky hlavní kolektor C je typický pro jizerské souvrství a má nejvyšší mocnost ze všech kolektorů. Jako hlavní kolektor se označuje proto, že je vodohospodářsky nejvýznamnější a obsahuje až 52 % zásob vod ČKP (Herčík et al. 1999). Nejvyšších mocností dosahuje v s. progradačním a přízdrojovém areálu (až do stovek metrů) a směrem ke středu pánve přechází z psamitů do méně propustných prachovců a jílovců. U okrajů kolektoru nabývají na mocnosti izolátory, které se prolínají mezi pískovcovými kolektory a na rozsáhlých územích se spojují v jeden velký izolátor. Kolektor se vyznačuje vysokou až velmi vysokou kolísavou transmisivitou a jeho propustnost závisí na intenzitě tektonicky postižených území. Propustnost kolektoru klesá s jeho hloubkou.

3.1.4 Svrchní kolektor D

Svrchní kolektor je vyvinut v teplickém, březenském a merboltickém souvrství. Herčík et al. (1999) uvádí 14 % obsahu podzemní vody ČKP. Pokud je kolektor mocný, je tvořen slínovcovými sedimenty a současně funguje jako hydrogeologický izolátor. Mocné výskyty kolektoru v podobě pískovců se nacházejí v tzv. skalních městech např. v Prachovských nebo Adršpašsko-teplických skalách. Pórovitost kolektoru je puklinovo-průlinová. Součástí kolektoru je i přípovrchová zóna rozevřených puklin a zvětralin. Jeho mocnost dosahuje pár desítek metrů a klesá s ubývajícím podílem psemitické, psamitické či aleuritické frakce – s ní se snižuje i jeho propustnost a trasmisivita (která je velmi malá). Zásadní vliv na trasmisivitu kolektoru má opět litologie sedimentů, geomorfologická a hydrogeologická pozice (Herčík et al. 1999).

3.2 Části pánve a bilanční celky

Jak už bylo zmíněno, Herčík et al. (1999) rozdělil pánev na západní, centrální a východní část a k nim přiřadil deset bilančních celků (dále jen bc; obr 11).



Obr. 11: Rozdělení ČKP podle Herčíka et al. (1999)

1 – hranice bc, 2 – západní část pánve, 3 – centrální část pánve, 4 – východní část pánve

3.2.1 Západní část

Západní část pánve tvoří bc1, bc2, bc3 a bc4. Tato část je tvořena převážně pískovci v progradačním areálu a je pro ni typický jizerský a lužický vývoj. Pískovcové kolektory jsou souvisle zvodnělé a jsou umístěny subhorizontálně. Pánev v této části dosahuje nejvyšších mocností (přes 1 000 m) a je místy překryta terciénními sedimenty a vulkanity. Nachází se zde bazální kolektor A, který je tu zcela vyvinut. Místy ho nahrazuje spodní kolektor B. Bazální kolektor A má zvodnění artézského typu a je 50 m mocný. Kolektor A je zde asymetricky rozdělen na dvě části tokem Labe. Zlomy zde mají na proudění vody nevýrazný vliv. Kolektor C se nachází na pravých přítocích Labe (bc1, bc2, bc3). Zde se nacházejí největší zásoby podzemních vod v ČKP. Svrchní kolektor D tvoří pískovce březenského, teplického a merboltického souvrství.

3.2.2 Východní část

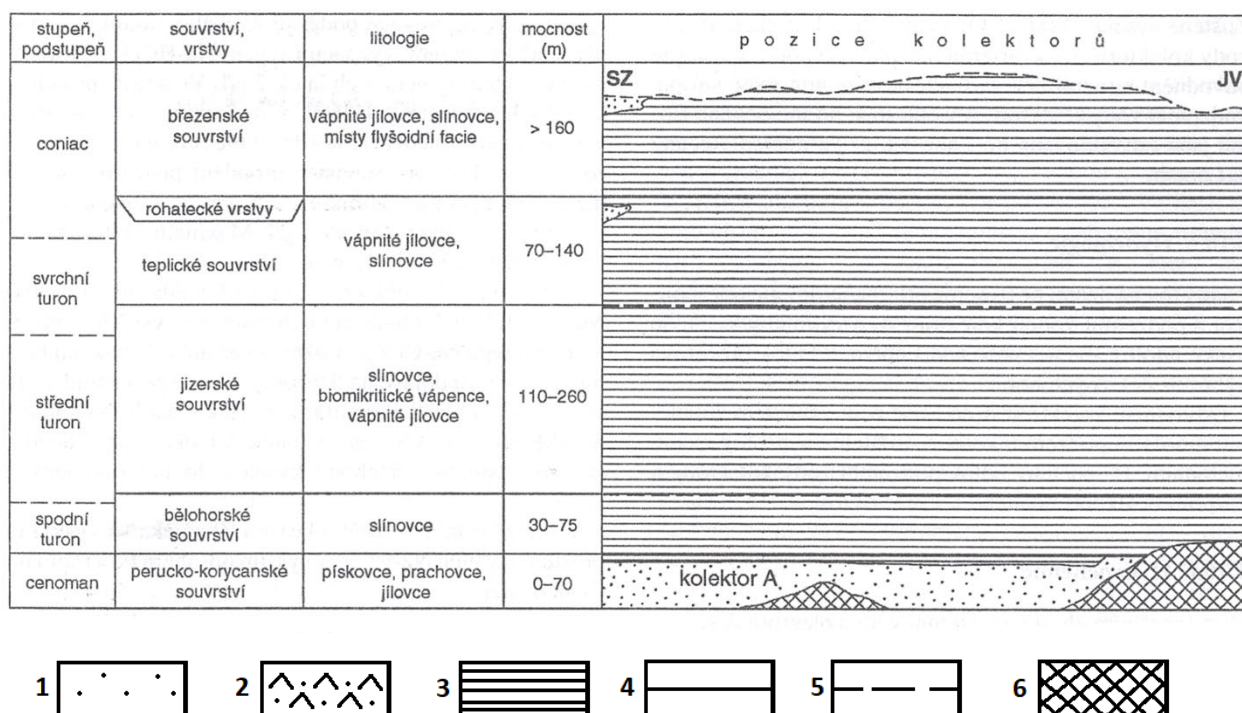
Pod východní část spadají bc5, bc6, bc7, bc8 a bc9. Strukturní stavba křídly je zde určujícím fenoménem zvodnění kolektorů (Vrba 1966 in Herčík et al. 1999). Křída je zde modelována saxonským vrásněním do plochých asymetrických vrás a jsou doprovázené zlomy, které mají hydrogeologický význam. Kolektor A je zde průlinovo-puklinově propustný a jeho mocnost je proměnlivá v závislosti na reliéfu podloží pod pánví. Střídají se zde mořské a kontinentální sedimenty. Kolektory B a C zde tvoří pískovce, prachovce a spongolity. Tyto kolektory zde mají vysokou propustnost, protože horniny, které je tvoří, jsou náchylné k tříštění při tektonické deformaci a vytváří tak propustný puklinový systém. Kolektor D je zde pouze jako relikv v bc6 a bc7. V celé východní části pánve podzemní voda neproudí jedním směrem na rozdíl od západní části pánve.

3.2.3 Centrální část

Centrální část pánve tvoří pouze bc10. Nachází se zde méně mocný bazální kolektor A. Dominuje zde labský faciální vývoj, který je tvořen jizerským, teplickým a březenským souvrstvím. Centrální část tvoří vápnité jílovce a slínovce. Kolektor A má napjatou hladinu a dotuje ho přetok přes linie jílovického a rovenského zlomu. Podzemní voda má velmi pomalý oběh a v areálu s elevacemi podloží v okolí Chlumce nad Cidlinou voda skoro stagnuje. V prostoru labsko-cidlinské akumulace kyselek (např. Jetel, Rybářová 1979), který je mezi

Poděbrady, Chlumcem nad Cidlinou a Sezenicemi, je voda obohacena oxidem uhličitým. Podzemní voda celého bazálního kolektoru A je použitelná pouze k balneologickým účelům (lázně Poděbrady a Bohdaneč).

Bc 10 neboli Labská křída je území, které Herčík et al. (1999) uvádí jako plochu o velikosti 3 090 km² a skládá se z povodí Labe a mezipovodí Cidliny, Jizery, Mrliny, Bystřice, Javorky, Orlice a Loučné. Bc10 tvoří celou centrální část pánve, ale z hlediska vodohospodářství je bezvýznamný, protože voda v kolektoru A je artézáská.



Obr. 12: Pozice kolektorů a izolátorů v bc10 (Herčík et al. 1999).

kolektory: 1 – křemenné jílovito-vápnité pískovce, 2 – pevné, převážně silicifikované, zčásti prachovito písčité spikulitové slínovce (až spongolity). Izolátory: vápnité jílovce, slínovce, jílovité biomikritické vápence, méně prachovce, 4 – ostré litologické hranice, 5 – litologické přechody, 6 – předkřídové geologické jednotky.

Křídové sedimenty zde dosahují mocností 550-600 m a tvoří je perucko-korycanské souvrství až březenské souvrství (obr 12). Je zde typický vývoj monotónního bělohorského až březenského souvrství označený Čechem a Valečkou (1994 in Herčík 1999) jako labský. Mocnost perucko-korycanského souvrství se liší stejně jako jeho rozsah v závislosti na jeho podloží. Perucké vrstvy jsou uloženy pouze v depresích. Jejich mocnost dosahuje maximálně

18-20 m a jsou tvořeny cyklicky uspořádanými pískovci a jílovcí. Korycanské vrstvy jsou už rozšířeny po skoro celém bc10 krom elevací a převažují v podobě pískovců. Mocnosti korycanských vrstev dosahují 60-70 m. Svrchní část je místy tvořena jílovitými prachovci až jílovcí. Bělohorské souvrství je již tvořeno pouze slínovci jeho mocnost se pohybuje mezi 30 až 70 metry. Jizerské souvrství je zde zastoupeno opět vývojem slínovců, které v centrální části pánve přecházejí do jílovitých biomikritických vápenců (Čech, Valečka 1991; podrobně Čech et al. 1995 in Herčík 1999). Typická mocnost jizerského souvrství je 160 až 200 metrů a v okolí Hradce Králové až 260 m. V jihozápadní části celku mocnost klesá na 100-110 m (Valečka, Zelenka 1988 in Herčík 1999). Teplické souvrství se v centrální části pánve vyskytuje v podobě vápnitých jílovců a slínovců a jeho mocnost se pohybuje mezi 70 až 140 metry. Součástí souvrství jsou i rohatecké vrstvy, které mají mocnost až 35 m a tvoří svrchní část souvrství v celé centrální části pánve. Březenské souvrství již není zachované celé a jeho mocnost se mění. Maximální mocnost březenského souvrství je 160 m a je tvořeno vápčitými jílovcí a slínovci.

4. Geologie Poděbradska

Jako Poděbradsko je zde označováno zájmové území bakalářské práce, na kterém se nachází všechny vrty použité v bakalářské práci. Studovaná oblast je vyhraničena pásmem ochrany minerálních vod II. stupně (příloha 1). Toto pásmo vymezuje území, na kterém je chráněna podzemní voda před odebíráním.

Na tomto území se vyskytují křídové sedimenty stáří cenomanského svrchnoturonského. Ve středním cenomanu došlo k transgresi, která trvala až do středního turonu a její důkaz je zaznamenán v perucko-korycanském souvrství v podobě sukcese fauny a flóry (Čech et al. 2008). V této době došlo také k přerušení sedimentace, přesněji na rozmezí cenomanu a turonu. Perucko-korycanské souvrství v poděbradské zřídelní struktuře (popsána níže) má proměnlivou mocnost od 4-60 m, má písčitojílovitý charakter a lze ho rozdělit na perucké, korycanské a pecínovské vrstvy (Čech 2004). Jako pecínovské vrstvy se označují vrstvy, které popsal Uličný a Špičáková (1997) v lomu Hořkovec. Lom se nachází mezi obcemi Pecínov a Rynholec. Stratigraficky se řadí mezi korycanské vrstvy a bělohorské souvrství. Čech et al. (2008) uvádí, že nadložní bělohorské souvrství je tvořeno slínovci, jílovitými vápenci a vápnatými pískovci, prachovci o mocnosti 80 m a na povrch vystupují mezi Poděbrady a Choťánkami, kde jsou vyzdviženy na povrch jako tektonická kra. Na bázi bělohorského souvrství se nachází erozivní plocha glaukonitickou-fosfátová vrstva (Čech 2004), která slouží jako regionální korelační horizont (Čech et al. 2008). Jizerské souvrství zastupují písčité a vápnité prachovce, vápnité pískovce s hojným výskytem vápnatých poloh s konkracemi a vystupují na povrch po celém území.

Oblast Poděbradska spadá do bc10. Podloží bc10 je na SV tvořeno lugikem a na JZ bohemikem. Horniny jsou zde zastoupeny převážně v podobě metamorfovaných sedimentů, místy i vulkanitů proterozoického a staropaleozoického stáří. Granitoidy a místy bazická intruziva ve formě gaber či syenitů protínají tyto metamorfované horniny. Velkou plochu podloží zaujímají i slabě metamorfované i nemetamorfované horniny staršího paleozoika, a to převážně ordovického stáří (Klein 1978 in Herčík 1999). Do západního okraje zasahují i kontinentální permokarbonské pánve (Holub et al. 1985 in Herčík 1999). Menší část (permo)-karbonu byla navrtána jz. od Hradce Králové a má rozsah 40-50 km² (Klein 1978 in Herčík 1999).

Kvartérní sedimenty zakrývají většinu území a nejvíce jsou zastoupeny fluviálními a eolickými sedimenty, méně deluviálními, delufluviálními, organickými a antropogenními sedimenty. Stáří těchto sedimentů se pohybuje mezi středním pleistocénem až holocénem (Čech et al. 2008). Dále se na území vyskytují spraše a naváté písky. Sedimenty holocenního stáří tvoří delufluviální jíly, jílovité hlíny, hlinité písky. Jsou silně humózní a tvoří dna splachových depresí. Dále se zde nachází fluviální hlíny, jíly, písky a písčité štěrky. Povodňové hlíny, jíly písky až štěrkovité písky tvoří údolní nivu řeky Labe.

Poděbradská zřídelní struktura

Poděbradská zřídelní struktura má pánevní charakter a je součástí ČKP. Struktura je uzavřená a proudí v ní artézské vody v bazálním kolektoru A (Michele 2013). Jedná se o předkřídovou morfologickou elevaci zvanou poděbradský hřbet (vyzdvižen podél poděbradského zlomu), který odděluje dvě paleoúdolí (nymburské JZ a vestecké SV) a tato údolí jsou vyplněny fluviálními sedimenty peruckých vrstev, které jsou překryty transgresivními mořskými sedimenty korycanských a pecínovských vrstev a následně pelagickým a hemipelagickým bělohorským souvrstvním (Čech 2004).

Tektonika

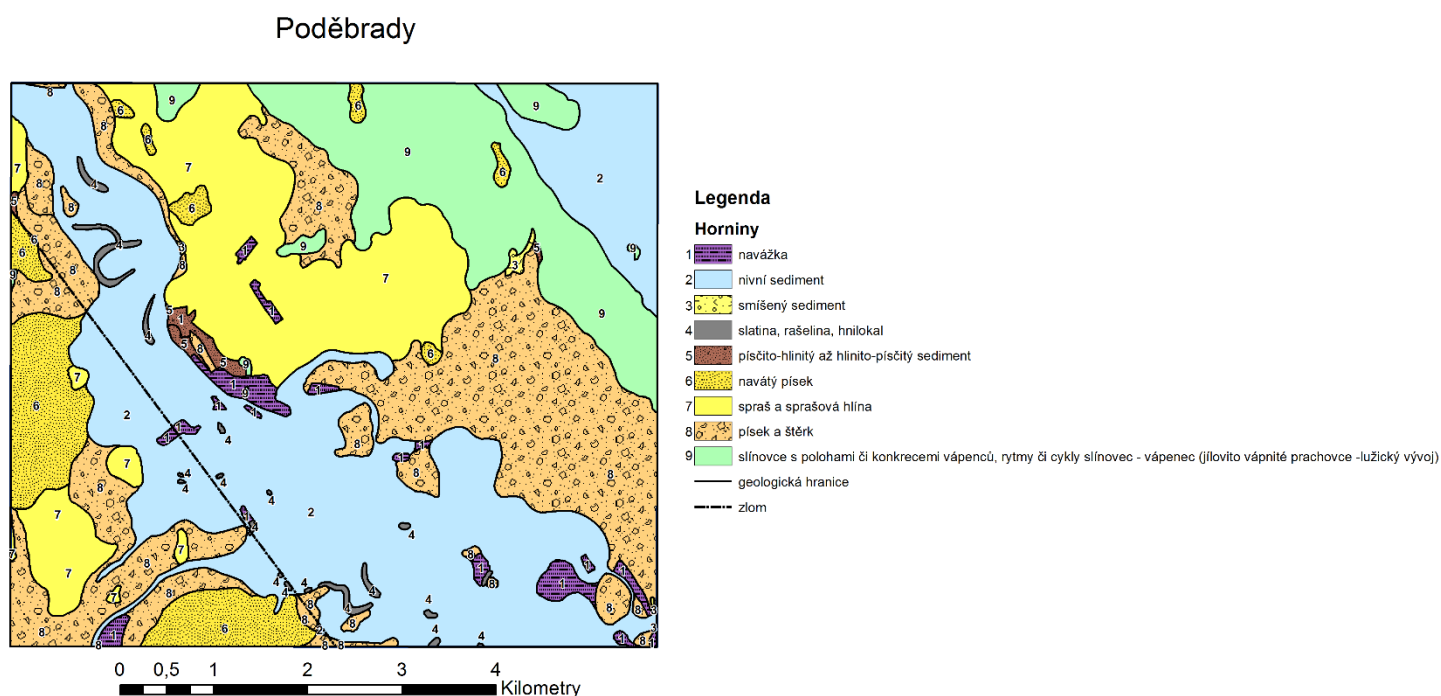
Nejvýznamnější strukturou na studovaném území je poděbradský zlom. Zlom sleduje současný tok Labe. Má hydrogeologický vliv na cenomanský kolektor A, a má také vliv na výrony plynů a intenzitu radonové emanace (Čech et al. 2008). Poděbradský zlom má směr SZ-JV. Ovlivňuje proudění vody stejně jako paleodeprese a paleoelevace. Hydraulicky odděluje Poděbrady, Velké Zboží, Kouty, Dymokury a Malý Vestec a dále na jihu až jihozápadě od zlomu Hořátev, Nymburk, Pískovou Lhotu, Kostelní Lhotu, Salskou, Kersko, Chvalovice a Pečky (Michele 2012). Poděbradský zlom/hřbet má vliv na redukci cenomanských pecínovských vrstev (Čech 2004). V podloží cenomanu voda proudí puklinami (Michele 2012).

Mezi Nymburkem a Poděbrady se na bázi turonu nachází hrástřová struktura směru SZ-JV, která je z JV omezena poděbradským zlomem a na SV paralelním zlomem a tato struktura pokračuje až k Velkému Oseku a Býchorám, kopíruje průběh paleoelevace. A zlomy dále tuto hrástř diferencují do zaklesávajících ker SZ směrem (Čech et al. 2008).

4.1 Poděbrady

Lázně Poděbrady se nachází ve středočeském kraji zhruba 50 km V od Prahy. Křídové sedimenty jsou zde zakryty na většině území kvartérními. Poděbrady se nachází na tzv. Poděbradské zřidelní struktuře. Kolektorem A, který je zde tvořen cenomanskými pískovci, proudí minerální vody. Krom bazálního kolektoru mohou artézské vody také proudit v propustných polohách (např. puklinách) podloží křídly.

Centrální část Poděbrad je tvořena kvartérními humózními hlínami (obr. 13). Pod nimi se nachází přeplavené křemité písky s příměsí jílu, který je různě zbarven železem. Dále se zde nacházejí fluviální písky a štěrky z pleistocénu. Pod náměstím Jiřího z Poděbrad je zvýšen předkvartérní reliéf, který řeka Labe obtékala na jihu i severu (Michele 2012). Labe v okolí Poděbrad měnilo svoje koryto a meandrovalo. Kvartérní situace je zobrazena na výřezu geologické mapy Poděbrad (obr.13).



Obr. 13 Situace kvartérních sedimentů v Poděbradech

Křídové sedimenty pod Poděbrady zastupují jizerské, bělohorské a perucko-korycanské souvrství. Jizerské souvrství tvoří vápnité jílovce až slínovce a bělohorské souvrství je tvořeno spongolitickými slínovci a níže k bázi jílovitými vápenci. Perucko-korycanské souvrství zde pecínovské vrstvy, které zastupují tmavé jílovitovápenné prachovce s příměsí glaukonitu.

Pod nimi se nachází korycanské vrstvy tvořené křemennými pískovci a tvoří hlavní cenomanský kolektor.

Sedimenty svrchní křídy se zde řadí do labské křídy a náleží do bc10. V bazální části pánve na území Poděbrad se nachází kolektor A o mocnosti kolem 10-15 m (Michele 2013). Minerální vody na Poděbradsku nejsou přesyceny oxidem uhličitým. Kolektor A, kterým proudí, je hydraulicky heterogenní, a ve vrtech, které jsou navrtány pouze do mořských sedimentů, je voda více mineralizovaná (Michele 2013).

Podloží křídových sedimentů pod Poděbrady tvoří sericitický kvarcit, který vznikl přeměnou křemenných pískovců (Michele 2012). Vyskytují se zde také břidlice, pískovce, prachovce nejspíše spodnopaleozoického strání (uvažuje se o kambriu a ordoviku), a dále horniny fylitického vzhledu se střídáním červeně zbarvených hornin písčitého a prachovitého charakteru s občasnými polohami hrubozrnného pískovce s příměsí žilců. Na bázi paleozoika se nachází proterozoické fylity železnohorského krystalinika.

5. Metodika

Práce zkoumá geologickou situaci a strukturu české křídové pánve v Poděbradech a okolí a zkouší také nahlédnout do jejího podloží. Poděbradsko leží na tzv. hrástové struktuře. Oblast protíná poděbradský zlom. Území je v celku dobře prozkoumáno, ale pouze lokálně, různými autory. Průzkum byl prováděn za různými účely a v různém časovém období, a proto jsou i některá data a informace kvalitativně různorodá. Důvodem zkoumání, a tedy cílem bakalářské práce je přehodnocení a sjednocení dat k tvorbě jednotného a přehledného celku, který napomůže k lehčímu pochopení geologické situace studované oblasti jako celku.

Metodické zpracování bakalářské práce je možné rozdělit do dvou částí, a to sestavení geologických map a řezů studované oblasti s ohledem na kolektorové horniny a petrografické zhodnocení kolektorové horniny.

Sestavení geologických map a řezů studované oblasti

Česká geologická služba (dále ČGS) mi na základě žádosti poskytla geodata a hydrodata ze 33 požadovaných vrtů, všechny tyto vrty se nachází v tzv. ochranném pásmu II. stupně. Linie tohoto pásma slouží k vymezení studované oblasti. Data z průzkumných a hydrogeologických vrtů jsou v podobě grafické a textové dokumentace z geologických vrtů, které byly provedeny v letech 1909 až 2011, nejčastěji se jednalo o hydrogeologické vrty. Dokumentace jednotlivých vrtů se velmi výrazně lišila, a informace získané z vrtné dokumentace nebyly jednotné. Přesto jsem získal z dokumentace informace a data, která jsem se pokusil maximálně sjednotit a použít pro vypracování bakalářské práce. Pro základní roztřídění dat jsem pracoval v programovém prostředí MS Excel. Vybraná data jsem zadal do programu Rockworks 16, ve kterém jsem vytvořil 2D mapy vrtů, 3D model a podklad pro korelační řezy.

Data z vrtů byly použity pro základní výchozí parametry, na kterých je založena bakalářská práce. Mezi základní parametry se řadí:

1. mocnost křídové pánve na Poděbradsku
2. mocnost křídových sedimentů a jednotlivých stratigrafických vrstev
3. podloží pánve
4. hladina podzemní vody.

Mocnost křídové pánve v okolí Poděbrad je přenesena do modelu vyrobeném v programu Rockworks 16. Zdrojem dat pro vytvoření modelu byly použity data z databáze vrtů od ČGS. Data obsahovala i mocnosti jednotlivých stratigrafických vrstev, převážně zda se jedná o cenomanské nebo turonské sedimenty příp. v některých vrtech byla stratigrafie podrobněji popsána a byly vyčleněna jednotlivá souvrství nebo i vrstvy. Většina vrtů byla provrtána křídou až na její podloží, které bylo také stratigraficky popsáno. Jelikož ale vrty byly vyvrtány v různém časovém období a za rozlišným účelem, tak se popis podložních hornin výrazně lišil. V některých vrtech je podloží popsáno pouze jako paleozoikum či proterozoikum. Samotné proterozoikum je dobře popsáno Vodičkou a Müllerem (1969) ve vrtných pracích.

Grafické výstupy bakalářské práce tvoří mapy a korelace vrtů. Grafické výstupy byly vytvořeny na základě zpracování dat z vrtů z archivu ČGS. Jako podklad k vytvoření grafických výstupů jsem využil dostupné mapové podklady CZUK (www2).

2D strip logy vrtů byly vytvořeny v programu Rockworks 16. Pro korelaci vrtů jsem použil strip logy vytvořené v programu Rockworks 16 a samotnou korelaci jsem poté provedl v programu CorelDraw 2019. Mapy vrtů, mocnosti křídových sedimentů a podloží křídových sedimentů jsem vytvořil v programu MicroStation a InRoads firmy Bentley Systems, Inc.

Grafické výstupy bakalářské práce jsou postaveny na základě a zpracování dat převážně z vrtů, kterých na zkoumaném území není moc, ale ani málo. Celkem bylo použito 33 vrtů vhodných ke zpracování. Hlavními parametry, které bylo nutné sledovat, zda jsou vrty pro získání představy o daném území vhodné, jsou tyto:

1. svrchní hranice křídý a kvartéru
2. spodní hranice křídý
3. podloží křídových sedimentů

Všech 33 vrtů splňovalo alespoň jednu podmínku a byly vhodné pro další zpracování. Kvartér obsahovalo 23 ze 33 průzkumných vrtů. Vrty bez popsaného kvartéru byly tzv. předvrty a vrtné jádro nebylo zachováno. Ve 20 vrtech byla úplná mocnost křídý, ve 20 byly navrtány horniny paleozoického stáří (jeden vrt obsahoval úplnou mocnost permských sedimentů) a v devíti byly navrtány proterozoické horniny. Celkem tedy bylo 20 úplných vrtů a 13 neúplných. Kvalita dokumentace těchto vrtů má hlavní vliv na výsledné výstupy bakalářské práce. Díky většině úplných vrtů byla použita metoda interpolace dat, která

převládala nad metodou extrapolace. Vrtly, které neobsahovaly úplnou mocnost křídy, posloužily k získání informací o podloží nebo naopak o mocnosti kvartérních sedimentů.

U 31 z 33 vrtů byla určena hladina podzemní vody. 28 vrtů obsahovalo cenomanský kolektor A, který je zde tvořen převážně pískovcem a proudí v něm minerální voda. Ve vrtné dokumentaci byly zaznamenány dva turonské kolektory BC a jeden vrt obsahoval pouze spodnoturonský kolektor B.

Jen ve velmi málem množství průzkumných vrtů byla zaznamenána úplná mocnost bazálního kolektoru A, resp. cenomanských pískovců. Důvodem zřejmě bylo dosažení požadovaného cíle (navrtání minerální vody) a následné ukončení vrtných prací. Proto v rámci bakalářské práce nebylo možné sestavit model mocnosti cenomanského pískovce.

Petrografické zhodnocení kolektorové horniny

Druhou částí práce bylo petrografické zhodnocení horniny z bazálního kolektoru A. Z archivu Geologické služby s.r.o. mi byl poskytnut vzorek z jádra vrtu BJ-23. Jedná se o prokřemenělý cenomanský pískovec, kterým pod Poděbrady proudí artézské vody a je součástí bazálního kolektoru A. Z části vrtného jádra byl zpracován leštěný výbrus, Pískovec byl rozpadavý, proto bylo nutné použít epoxid, aby zrna držela při sobě. Ze vzorku byl vyhotoven leštěný výbrus. Výbrus byl poté zkoumán pod mikroskopem a vyfocen.

6. Výsledky

6.1 Geologické mapy

Rozložení průzkumných vrtů v okolí Poděbrad

Příloha 1 představuje mapu rozložení vrtů v okolí Poděbrad. Vrtů je celkem 33. Vrty se nacházejí převážně v Poděbradech a jejich blízkém okolí. Seznam vrtů, jejich hloubka a stratigrafické sledy zastížené jednotlivými vrty jsou znázorněny v tabulce 1.

Tabulka 1: seznam vrtů, jejich hloubka (m) a stratigrafie

název vrtu	hloubka m	stratigrafie
BJ-10	112,60	kvarér, turon, cenoman, ordovik
BJ-11	114,00	kvarér, turon, cenoman, paleozoikum
BJ-12	119,00	kvarér, turon, cenoman, paleozoikum
BJ-13	122,50	kvarér, turon, cenoman, proterozoikum
BJ-14	115,00	turon, cenoman
BJ-15	124,00	turon, cenoman, proterozoikum
BJ-16	209,30	kvarér, turon, cenoman, perm
BJ-17	116,30	turon, cenoman, proterozoikum
BJ-18	126,00	turon, cenoman, proterozoikum
BJ-21	214,00	turon, cenoman, kambrium
BJ-22	100,00	turon, cenoman, paleozoikum
BJ-23	109,70	kvarér, turon, cenoman, ordovik
BPV-1	267,00	kvarér, turon, cenoman, ordovik
BPV-2	129,50	kvarér, cenoman, kambrium
BPV-3	102,00	kvarér, turon, cenoman, proterozoikum
BPV-4	107,50	kvarér, turon, cenoman
D-4	394,05	kvarér, křída, permokarbon
HP-19	151,50	kvarér, turon, cenoman, proterozoikum
HP-20	162,00	turon, cenoman, kambrium
HT-1	133,00	kvarér, turon, cenoman
HV-6	400,60	turon, cenoman, perm, proterozoikum
JACHYMKA	128,00	kvarér, turon, cenoman, perm, paleozoikum
MB-27	717,80	turon, cenoman, permokarbon, karbon, ordovik
MP-7	229,00	kvarér, turon, cenoman, ordovik
Nemocnice	130,25	kvarér, křída, perm, silur
NZ-1	60,00	kvarér, turon, cenoman, proterozoikum
OP-2	169,00	kvarér, turon, cenoman, paleozoikum
OP-3	105,40	kvarér, turon, cenoman, proterozoikum
OP-4	361,00	kvarér, turon, cenoman, kambrium
Pečecká kyselka	185,40	kvarér, křída, perm, paleozoikum
RPV-3	543,00	kvarér, turon, cenoman, paleozoikum
SADKA	80,50	kvarér, turon, cenoman
VS	155,25	kvarér, turon, cenoman

Většina vrtů obsahuje kvartérní sedimenty. Výjimky tvoří vrty, u kterých byla svrchní část jádra označena jako tzv. předvrt a nebyla nijak podrobněji popsána. Některé vrty naopak byly ukončeny při navrtání bazálního kolektoru A, ve kterém byla naražena minerální voda, nepokračují dál. Nejhlubší vrt je MB-27, který dosahuje hloubky 717,8 m a v jeho stratigrafickém záznamu bylo popsáno 6 stratigrafických jednotek. Naopak nejměhlčí vrt je NZ-1, který zastihl kvartér, úplnou mocnost křídý i nejsvrchnější část podloží, které zde tvoří proterozoické fylity. Jeho hloubka činí 60 m. Úplnou mocnost křídý zastihlo celkem 20 vrtů ze 33. Paleozoické sledy byly navrtány ve 20 vrtech a proterozoické sledy v devíti vrtech.

Nejhustší síť vrtů je situována vrtů přímo v Poděbradech (11), většina v blízkosti Poděbrad a jen část se nachází při okrajích ochranného pásma II. stupně. Tato distribuce vrtů dovoluje lepší pochopení geologické stavby v blízkosti Poděbrad. S rostoucí vzdáleností od Poděbrad se zvyšuje i vzdálenost mezi vrty a přesnost vyhodnocování se snižuje.

Na mapě vrtů (příloha 1) jsou znázorněny tektonické linie. Tektonika zde hraje velmi důležitou roli. Naprosto dominantní strukturou je zde poděbradský zlom, který vykazuje směr SZ – JV a prochází obcemi Nymburk a Velký Osek. Na SV od poděbradského zlomu se nachází paralelní zlom, který kopíruje jeho průběh. Mezi uvedenými zlomy je v křídových sedimentech tvořena tzv. hrástřová struktura. Hrástřová struktura se nachází mezi Nymburkem a Poděbrady a zasahuje až na území Velkého Oseku. Z jihu je omezena poděbradským zlomem a ze severu jeho paralelním zlomem. Struktura se nachází mezi těmito zlomy a kopíruje jejich směr SZ-JV.

Mocnost křídových sedimentů na Poděbradsku

Příloha 2 zobrazuje mapu mocnosti křídových sedimentů. Na jihu jsou mocnosti nízké a dosahují max. 100 m. Pásmo s nízkými hodnotami kopíruje jižní a jihozápadní okraj studované oblasti a zahrnuje obce Sadská, Pečky, Sokoleč a velký Osek. Tato mocnost je ověřena 12 vrty (JACHYMKA, NEMOCNICE, SADKA, Pečecká kyselka, OP-3, NZ-1, BJ-10, BJ-11, BJ-14, BJ-22, BJ-23 a BPV-3) a průzkumnými vrty bylo zjištěno souvrství perucko-korycanské, bělohorské a jizerské. Nejnižší mocnost byla zaznamenána ve vrtu NZ-1 a činí 36 m. Nejvyšší mocnost byla zaznamenána ve vrtu D-4 a činí 357,7 m.

Směrem k severu nabírají křídové sedimenty na mocnosti a v pásmu mocností od 100 do 200 m je zastihlo 14 vrtů (MP-7, VS, HT-1, HP-19, HP-20, BPV-2, BPV-4, OP-2, BJ-12, BJ-13, BJ-15, BJ-16, BJ-17, BJ-18 a BJ-21). Toto pásmo vede přes obce Zbožičko, Nymburk Hořátev,

Kostelní Lhotu, Pískovou Lhotu, Kouty a Poděbrady. V této oblasti byly zastiženy perucké a korycanské vrstvy i s bělohorským a jizerským souvrstvím.

Dále na sever křídové sedimenty opět zvyšují mocnost a tvoří zde mocnost od 200 do 300 m a lze je vyčlenit do pásma o mocnosti od 200 do 300 m. V tomto pásmu jsou obce Všeňany, Vestec, Velenice a Vrbice. V této části zkoumané oblasti jsou již jen čtyři vrty (MB-27, BPV-1, RPV-3 a OP-4). V dokumentaci k těmto vrtům však nebyly uvedeny bližší informace; nebylo popsáno žádné souvrství, pouze, že se jedná o křídové sedimenty.

V blízkosti severního okraje zkoumané oblasti se mocnosti křídových sedimentů pohybují nad 300 m. Jsou zde pouze dva průzkumné vrty a to HV-6 a D-4 v obci Dymokury. Křídové sedimenty tvoří převážně slínovce turonského stáří a cenomanské sedimenty.

Podloží křídových sedimentů

Příloha 3 zobrazuje mapu geologické situace podloží křídových sedimentů. Pro konstrukci byly využity vrty, u nichž byly uvedeny požadované informace, tedy záznamy o jednotlivých typech hornin a jejich stratigrafické příslušnosti k dané geologické jednotce.

Na odkryté mapě předkřídových sedimentů (příloha 3) tvoří paleozoické sedimenty pruhy ve směru V – Z a proterozoické horniny dvě elevace.

Proterozoické elevace jsou zachyceny v korelačních řezech (přílohy 5, 8, 10, 11 a 12). První elevace se nachází S až SV od Poděbrad a zasahuje až pod obec Hořátev, přibližně uprostřed studované oblasti. Je zachycena vrty BJ-13 (119,15 m), BJ-15 (120,4 m), BJ-17 (110,4 m), BJ-18 (121,85 m) a HP-19 (148,6 m) (příloha 8). Druhá se nachází J od Poděbrad pod obcemi Sokoleč a Velký Osek ve vrtech BPV-3, OP-3 (příloha 5) a NZ-1 (příloha 3). Pod městem Poděbrady je elevace zřejmě překrytá kambrickými a ordovickými horninami. Zakryté, ale ověřené proterozoikum se nachází ve vrtu HV-6 (příloha 4 a 7) na SV části zkoumané oblasti (příloha 3). Proterozoické horniny tvoří fylity, fylitické břidlice, eluvia břidlic, břidlice, ruly a ortoruly (přílohy 3, 4, 5, 7, 8, 10, 11, 12 a 13).

Kambrické horniny byly zastiženy ve vrtech BJ-21, BPV-2, HP-20 a OP-4 (z řezů – přílohy 5, 8, 9 a 11). Na odkryté mapě tvoří kambrické sedimenty pruh jdoucí V – Z směrem přibližně ve středu studované oblasti. Kambrické horniny tvoří pískovce, droby, prachovce a břidlice (přílohy 3, 5, 8, 9 a 11).

Dále se na území nachází dvě oblasti tvořené ordovickými horninami. Ordovické horniny jsou zjištěny ve vrtech MP-7, BPV-1, BJ-23 a BJ-10 (příloha 3), (z řezů – přílohy 5, 6, 7, 10, 11 a 12). Ověřené navrtané ordovické horniny byly zjištěny na severu zkoumané oblasti ve vrtu MB-27 (příloha 3). Na odkryté mapě tvoří ordovické horniny dva pruhy jdoucí V – Z směrem v severní a jižní části oblasti (příloha 3). Ordovické horniny tvoří břidlice a kvarcity (přílohy 3, 5, 6, 7, 10, 11, 12 a 13).

Na odkryté mapě se převážně vyskytují permokarbonské sedimenty. Vyskytují se ve třech oblastech. Permokarbonské horniny se nachází ve vrtech MB-27, HV-6, D-4, BJ-16, JACHYMKA, NEMOCNICE a Pečecká kyselka (příloha 3), (z řezů – přílohy 4, 5, 6, 7, 8 a 9). Na odkryté mapě tvoří permokarbonské sedimenty dva pruhy a jeden lokální výskyt. První pruh jde V – Z směrem v severní části a druhý se táhne S – J směrem v západní části oblasti. Lokální výskyt permokarbonských hornin se nachází pod obcí Kouty (příloha 3). Permokarbonské horniny zastupují jílovce, prachovce, pískovce a slepence (přílohy 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9 a 10). Sedimenty jsou zbarveny do šeda, hněda až červena.

6.2 Geologické řezy

V bakalářské práci jsem vypracoval celkem 10 korelačních řezů. Devět řezů je věnováno stratigrafii, mocnosti křídových sedimentů pánve a podložním horninám. Jeden řez se věnuje situaci bazálního kolektoru A přímo pod městem Poděbrady.

První tři řezy jsou situovány severojižním směrem a vedou napříč zkoumanou oblastí. Řez 1 (příloha 4) se nachází na východě studované oblasti a obsahuje pět průzkumných vrtů (od S na J): HV-6, D-4, RPV-3, OP-4, NZ-1. V tomto řezu mocnost křídových sedimentů koreluje s mapou mocnosti (příloha 2). Nejhlubším vrtem je zde RPV-3, který se nachází u obce Velenice a jeho hloubka je 543 m. Tento vrt zachycuje úplnou mocnost turonských a cenomanských sedimentů. Nejvyšší mocnost křídů je ve vrtu D-4 a činí 357,7 m. Na S ve vrtech HV-6 a D-4 jsou zastíženy permokarbonské horniny a na J jsou zastíženy horniny proterozoické.

Řez 2 (příloha 5) vede opět od S k J: BPV-1, BJ-16 BJ-12, BJ-10 BPV-3, OP-3. Řez 2 je veden západněji od řezu 1 (příloha 4), přibližně středem studované oblasti. I v tomto řezu data dokonale korespondují s přílohou 2. Nejhlubší vrt v řezu 2 je BPV-1 s hloubkou 267 m

a má i nejvyšší mocnost křídových sedimentů, a to 232,9 m. Ve vrtu BJ-16 jsou pod křídou navrtány permokarbonské horniny (příloha 3). Ve vrtech BPV-1 a BJ-10 byly popsány horniny ordovického stáří; proterozoické horniny byly zastiženy na jihu ve vrtech BPV-3 a OP-3.

Řez 3 (příloha 6) je poslední řez, který vede od S k J a nachází se nejzápadněji ve zkoumaném území. Vrty, které tvoří tento řez, jsou: MB-27, MP-7, JACHYMKA, Nemocnice, SADKA a Pečecká kyselka. I v tomto případě hodnoty mocnosti pánve korelují s přílohou 2 a faktem je, že se mocnost křídových sedimentů zvyšuje směrem k severu. Nejhlubší vrt je zde MB-27 o hloubce 717,8 m a nejvyšší mocnost křídů zde nelze přesně určit, jelikož v profilech vrtu MB-27 chybí popis prvních 185 m, kde se jednalo o předvrt. Podloží křídových sedimentů je zde tvořeno převážně permokarbonskými horninami ve vrtech MB-27, JACHYMKA, Nemocnice a Pečecká kyselka. Ve vrtu MP-7 byly zachyceny horniny ordovického stáří.

Řez 4 (příloha 7) zkoumanou oblast protíná od SV k JZ a tvoří ho vrty: HV-6, D-4, BPV-1, VS, JACHYMKA a Nemocnice. Nejhlubší vrt v řezu 4 je HV-6 o hloubce 400,6 m. Mocnost křídových sedimentů dosahuje nejvyšších hodnot ve vrtu D-4 o velikosti 357,7 m. Mocnosti křídových sedimentů zde rostou směrem k vrtu HV-6, který se nachází na SV. Permokarbonské horniny byly zdokumentovány ve vrtech: HV-6, D-4, JACHYMKA a Nemocnice. Horniny ordovického stáří byly zastiženy pouze ve vrtu BPV-1.

Řez 5 (příloha 8) má stejnou orientaci jako předchozí řez, nachází se ale jižněji od předešlého řezu. I zde data opět ukazují nejvyšší mocnosti v SV části řezu. V řezu 5 jsou obsaženy vrty: RPV-3, BJ-16, BJ-13, HP-20, HP-19, HT-1 a SADKA. Nejhlubší vrt je RPV-3 o hloubce 543 m. Mocnosti křídů je největší ve vrtu RPV-3 o velikosti 246,5 m. Podloží zde tvoří permokarbonské (BJ-16) a proterozoické (BJ-13 a HP-19) horniny (příloha 3).

Řez 6 (příloha 9) leží J od předešlého řezu a jeho orientace se na JZ stáčí směrem na JJZ. Data opět korelují s nejvyšší mocností na SV. Řez se skládá z vrtů: Pečecká kyselka, BJ-12, BJ-11, OP-2, BPV-4 a OP-4. OP-4 je v tomto řezu nejhlubším vrtem (361 m) a vrtem s nejvyšší mocností křídových sedimentů (229 m). Permokarbonské horniny byly zdokumentovány ve vrtu Pečecká kyselka a kambrické horniny ve vrtu OP-4 (příloha 3).

Řez 7 (příloha 10) je konstruován stejným směrem. Řez 7 tvoří vrty: MB-27, VS, BJ-17, BJ-14, BPV-3 a NZ-1. Na SZ se nachází vrt MB-27, který se nachází nejseverněji a zde mocnosti křídových sedimentů opět korelují s mocností křídových sedimentů (příloha 2).

Nejhlubším vrtem je zde vrt MB-27 (717,8 m) a má pravděpodobně i nejvyšší mocnost křídových sedimentů, ale mocnost nelze přesně stanovit, jelikož prvních 185 m není zaznamenáno. Permokarbonské horniny byly zastiženy ve vrtu MB-27 a horniny proterozoického stáří ve vrtech BJ-17, BPV-3 a NZ-1.

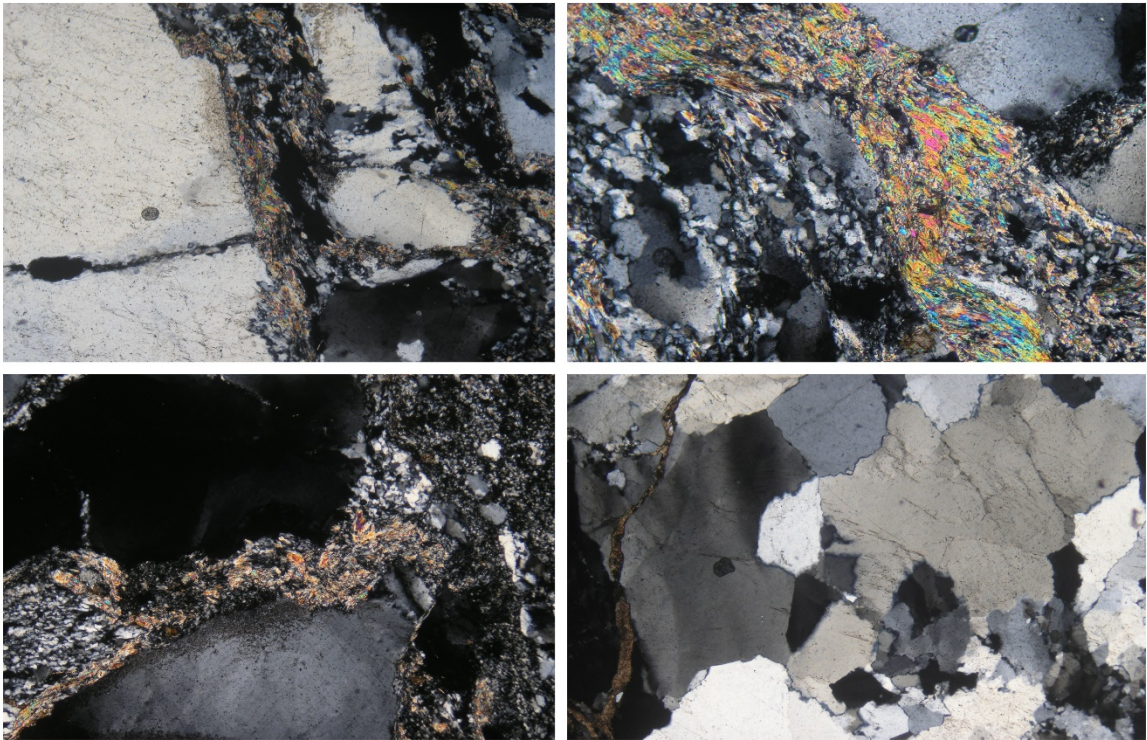
Řez 8 (příloha 11) má stejný směr jako řez 7, je veden ale jižněji od něj. I zde mocnosti pánve nabývají směrem k S vyšších mocností. Tvořen je vrty MP-7, HT-1, BPV-2, BPV-4 a OP-3. Vrt MP-7 je nejhlubším vrtem (229 m) a rovněž zachycuje nejvyšší mocnost křídových sedimentů (193,5 m). Podloží křídových sedimentů zde tvoří ordovické (MP-7), kambrické (BPV-2) a proterozoické (OP-3) horniny (příloha 3).

Řez 9 (příloha 12) je detailní řez, který vede přímo pod městem Poděbrady. Tvoří ho vrty: BJ-11, BJ-10, BJ-22, BJ-23 a BPV-3. Nejhlubší je vrt BJ-11 o hloubce 114 m. Mocnosti křídových sedimentů jsou zde víceméně podobné. Největší mocnost křídových sedimentů je ve vrtu BJ-10 a to o velikosti 99,6 až 102 m. Poděbrady se nacházejí na předkřídové proterozoické elevaci, která je navrtána ve vrtu BPV-3. V severněji situovaných vrtech jsou v podloží křídových sedimentů ověřeny horniny ordovického stáří (BJ-10 a BJ-23), existence kambria zde nelze potvrdit ani vyloučit, neboť v dokumentaci k dalším vrtům (BJ-11 a BJ-22) je uvedeno, že se jedná o blíže nespecifikované paleozoikum.

Řez 10 (příloha 13) zobrazuje identickou situaci jako předchozí řez 9 (příloha 12), ale řez je zde zpracován na základě litologie. V korelačním řezu 10 je zobrazen i bazální kolektor A. Jedná se o cenomanské sedimenty, které jsou tvořeny převážně cenomanským pískovcem a z části slepencem či prachovcem. Z jádra vrtu BJ-23 byl odebrán vzorek z pískovce kolektoru A (obr. 14) a byl z něj vyhotoven výbrus (obr 15).



Obr. 14: Vzorek cenomanského pískovce kolektoru A z vrtu BJ-23.



*Obr 15: Fotky výbrusu z jádra vrtu BJ-23, křemenný pískovec z bazálního kolektoru A.
Zobrazení XPL, zvětšení 4x.*

Na obr. 14 můžeme vidět, že se vzorek skládá převážně z polykrystalického křemene, který je zde naprosto dominantním minerálem. Velikosti zrn se značně mění. Křemen má hladký povrch. Zrna jsou nepravidelného tvaru. Omezení zrn křemene je xenomorfní. Křemen je bezbarvý. Tento minerál nemá štěpnost. Některá zrna jsou poškozena trhlinami. Křemen je anizotropní a zháší undulózně. Jeho interferenční barvy se pohybují v prvním řádu od šedočerné do bíložluté.

Jediným dalším minerálem, který byl nalezen, je jemný, nadrcený muskovit v podobě malých nadrcených šupinek. Muskovit je anizotropní, zháší rovnoběžně vůči štěpným trhlinám. Před vyhasnutím je vidět drsný povrch tvořený šupinkami což je specifické pro tento minerál. Interferenční barva se pohybuje od světle žluté I. řádu až po zelenomodrou barvu II. řádu.

7. Diskuse

Rozložení vrtů na mapě (příloha 1) není náhodné, ale má historický a vodohospodářský význam. Poděbrady jsou známé jako lázeňské město a jímání minerální vody probíhá z vrtů. Z tohoto důvodu je velká většina vrtů ve studované oblasti situována právě v Poděbradech nebo jejich blízkém okolí. První vrt v Poděbradech byl za účelem získání minerální vody navrtán v roce 1905. Tento vrt ale není součástí mého výzkumu. Vrtné práce pokračovaly dál a rozšířily se do okolí. Například ve městě Nymburk byl v roce 1909 navrtán vrt VS nebo v obci Pečky vrt Pečekká kyselka v roce 1912. Další vhodný příklad je rozmístění vrtů BJ-13, BJ-15, BJ-17 a BJ-18. Tyto čtyři vrty se nacházejí v navzájem těsné blízkosti mezi Poděbrady a Nymburkem.

Dominantní strukturou ve zkoumaném území je poděbradský zlom, který má výrazný vliv na proudění minerálních vod v bazálním kolektoru A (Čech 2004, Čech et al. 2008, Michele 2012). V příloze 1 (Situace vrtů v okolí Poděbrad) je zřejmý nepojmenovaný paralelní zlom popisovaný Čechem et al. (2008). Mezi tímto zlomem a zlomem poděbradským je Čechem et al. (2008) popisována tzv. hrástřová struktura. Na této struktuře leží město Poděbrady, nejspíše i Nymburk a z části zasahuje do území Velkého Oseku. Důležitým faktem je zde, že podle Čecha et al. (2008) tato struktura kopíruje průběh paleoelevace. Po vynesení veškeré známé tektoniky do mapových příloh (1 – 3) můžeme konstatovat, že všechny tektonické struktury vykazují stejný směr, tedy SZ – JV. Z přílohy 3 (Podloží křídových sedimentů v okolí Poděbrad) plyne, že v této oblasti jsou proterozoické horniny výše než ve zbytku studované oblasti (přílohy 4, 5, 8, 11 a 12). Uvedené skutečnosti tedy odpovídají paleoelevaci zmiňované Čechem et al. (2008). Elevace i poděbradský zlom se táhnou ve stejném směru a navazují na železnohorské proterozoikum, jehož zlomy mají identický směr (Čech 2006), jako zlomy na zkoumaném území.

Z mapy mocnosti křídových sedimentů (příloha 2) je vidět, že mocnosti sedimentů rostou severním směrem. Rozdíly mocností jsou velké. Na jižním okraji zkoumaného území jsou dva vrty OP-3 a NZ-1 a v těchto vrtech je v průměru pouhých 59,15 m křídových sedimentů, zatímco na nejsevernější části vrt D-4 zachytil 357,7 metrů křídových sedimentů. Sledovaný nárůst mocností severním směrem odpovídá představám o ČKP, které uvádí například Uličný (2008), Kachlík (2003), Herčík et al. (1999) a další. Mocnost sedimentů je nejvyšší v blízkosti osy pánve (Krásný et al. 2012). Osa pánve prochází polabím až po svitavsko

(Kachlík 2003) podél labské zlomové linie, ta je vzdálená přibližně 20 km S směrem od studované oblasti. Ta je vzdálená přibližně 23 km severním směrem. Tyto skutečnosti korelují s narůstem mocnosti křídových sedimentů ve studované oblasti (příloha 2).

Podloží křídových sedimentů na zkoumaném území je stratigraficky i strukturně rozsáhlé a zajímavé. Oblast pod Poděbrady je nazývána jako poděbradská zřídelní struktura a Michele (2013) uvádí, že tato struktura má pánevní charakter. Po zpracování dat a vypracování mapy podloží křídových sedimentů (příloha 3) a řezů (příloha 4, 5, 8, 10 a 11) můžeme vidět, že tato struktura má opravdu pánevní charakter. Strukturu tvoří dvě proterozoické elevace (Čech 2008).

Pruh kambrických hornin ve směru V – Z se nachází v centrální části území. Dále je zde struktura tvořena dvěma pruhy ordovických hornin stejného směru, které ze severu a jihu nasedají na kambrické horniny. Při konstrukci korelačních řezů i mapy podloží křídových sedimentů jsem se v dokumentaci k mnoha průzkumným vrtům potýkal s problémem neúplně rozlišených hornin paleozoického stáří. Často bylo v podloží křídových sedimentů uvedeno pouze paleozoikum. V případě vyšší četnosti průzkumných vrtů, které by byly zaměřeny na průzkum podloží ČKP, bylo by zajisté možné zkonstruovat mapu přesněji.

Nejmladší permokarbonské horniny nasedají na severu na horniny ordovické ve směru V – Z, dále nasedají v západní části území na ve směru S - J. Lokálně se permokarbonské horniny nacházejí blízko centrální části území pod obcí Kouty (příloha 3).

Důležitou částí práce je i vyhotovení 9 stratigrafických korelačních řezů. Řezy 1 až 8 (příloha 4 až 11) jsou velmi důležité pro ověření faktu, že mocnosti křídových sedimentů rostou směrem k ose pánve. Všechny těchto osm řezů s tímto faktem koreluje a mocnosti křídových sedimentů opravdu rostou směrem k ose ČKP (Uličný 2008, Kachlík 2003). Řezy navíc korelují a navzájem se podporují s mapou mocností křídových sedimentů (příloha 2). Řez 9 (příloha 12) nahlíží na stratigrafickou situaci pod městem Poděbrady. Nejdůležitější je zde mocnost cenomanských sedimentů, které tvoří bazální kolektor A, ze kterého se čerpá minerální voda v Poděbradech. Na bazální kolektor A se soustředí řez 10 (příloha 13). Kolektor se skládá převážně z křemenného pískovce, který je místy nezpevněný, místy se vyskytují slepence. Na základě petrografického zhodnocení můžu posoudit, že pískovec z vrtu BJ-23 má vhodné vlastnosti pro proudění vody a její filtraci, což koresponduje s prací Herčíka et al. (1999).

Poděbradský zlom se zde také vyskytuje a nejspíše navazuje na zlom železnohorský (Čech 2006). Je zde i přítomen paralelní zlom zlomu poděbradského. Důležité je zde zmínit, že bazální kolektor A, kterým proudí odebíraná minerální voda, je propojen s podložím a minerální voda protéká napříč podložními horninami předkřídového stáří (Herčík et al. 1999).

Dále můžeme konstatovat, že směrem k severu vrtů ve studované oblasti ubývá (příloha 1) a vzrůstá mocnost křídových sedimentů (příloha 2). Dle mého názoru je důvod menšího počtu vrtů zapříčiněn tím, že s nabýváním mocností křídových sedimentů bylo pro naše předky náročnější navrtat minerální vodu z větších hloubek, kde bazální kolektor A je podstatně hlouběji. Podle Herčíka et al. (1999) je bazální kolektor A rozšířen téměř v celé pánvi. Předpokládám tedy, že výskyt bazálního kolektoru A v severní části zkoumaného území je v hloubkách nad 300 m.

8. Závěr

Cílem bakalářské práce bylo sjednotit a popsat celkovou geologickou situaci křídových sedimentů v okolí Poděbrad, stanovit jejich mocnosti a nahlédnout do podloží. V práci je popsána geneze vzniku české křídové pánve, sedimentace, stratigrafie a facie, které se v sedimentech vyskytují. Rovněž je stručně nastíněna hydrogeologie oblasti.

K popisu geologické stavby jsem zkonstruoval 10 korelačních řezů a 3 mapy. Z pískovce cenomanského kolektoru jsem vytvořil a popsal výbrus.

Hlavním zdrojem dat byla geologická data a popisy vrtných jader ze 33 vrtů získané ČGS. Nej hustší síť vrtů je situována vrtů přímo v Poděbradech, většina v blízkosti Poděbrad a jen část se nachází při okrajích ochranného pásma II. stupně, jehož linie vymezuje studovanou oblast.

Mocnost křídových sedimentů se výrazně zvyšuje od J k S směrem ke středu ČKP a k její ose. Nejnížší mocnost se nachází v JV části studované oblasti ve vrtu NZ-1 a činí 36 m. Nejvyšší mocnost byla zaznamenána na SV oblasti ve vrtu D-4 a činí 357,7 m.

Podloží pánve v okolí Poděbrad má pánevní strukturu, která je stratigraficky a strukturně velmi zajímavá a bohatá. V podloží křídových sedimentů se nachází dvě proterozoické elevace na něž nasedají horniny kambria a ordoviku, které v jižní části studované oblasti (v blízkosti Poděbrad) tvoří pánevní strukturu. Pánevní struktura jde V – Z směrem. Na tyto horniny nasedají permokarbonské sedimenty, které se na daném území vyskytují ve třech oblastech. První oblast jde V – Z směrem v severní části a druhá se táhne S – J směrem v západní části oblasti. Lokální výskyt permokarbonských hornin se nachází pod obcí Kouty (příloha 3).

V bakalářské práci jsem vypracoval celkem 10 korelačních řezů. Devět řezů dokresluje stratigrafii a upřesňuje mocnosti křídových sedimentů pánve a podložních hornin. Všechny řezy dokazují nárůst mocností křídových sedimentů severním směrem.

Poslední řez se detailně věnuje situaci bazálního kolektoru A přímo pod městem Poděbrady. Z řezu vyplývá, že bazální kolektor A je převážně tvořen křemenným pískovcem, místy prachovcem nebo slepencem.

V rámci zpracování bakalářské práce jsem měl k dispozici vzorek jádra vrtu BJ-23. Jednalo se rozpadavý křemenný pískovec z bazálního kolektoru A.

Důležitou roli a velký vliv na proudění podzemních vod má poděbradský zlom, který se táhne v podobném směru jako osa pánve. Poděbradský zlom má vliv na proudění vody v cenomanském kolektoru A, kterým pod Poděbrady proudí minerální voda.

Bakalářská práce má, dle mého názoru, potenciál na rozšíření a pokračování ve výzkumu. Zbytky vrtných jader ze všech vrtů, které byly použity k vypracování práce, se mohou nacházet v archivu České geologické služby v Kutné Hoře. Tato jádra by mohla být blíže zkoumána. Pokud by byl zachován dostatek materiálu z jader, paleontologický výzkum by mohl pomoci rozlišit mocnosti jednotlivých souvrství a podrobnou stratigrafii vrtů.

9. Seznam literatury

- Brusky I., Šembera J., Paces T., 2013. Modeling of long-term water rock interaction in the Bohemian Cretaceous Basin. *Earth and Planetary Science* 7, 782 – 785.
- Čech S., Klein V., Kříž J., Valečka J., 1980: Revision of the Upper Cretaceous stratigraphy of the Bohemian Cretaceous Basin. – *Věstník ÚÚG*, 55, 5, 277-296. Praha.
- Čech, S. - Valečka, J., 1991: *Významné transgrese a regrese v české křídové pánvi*. - MS Čes. geol. služba. Praha.
- Čech S., 2004. *Křídová výplň Poděbradské zřidelní struktury*. Česká geologická služba, Praha
- Čech S., Holásek O., 2006. *Kvartérní a křídové sedimenty mezi Velkým Osekem a Sendražicemi*. Česká geologická služba, Praha
- Čech S., Holásek O., Havlíček P., Skácelová Z., 2008. *Kvartérní a křídové sedimenty na území listu 13-141 Nymburk*. Česká geologická služba, Praha
- Haq U. B., Hardenbol J., Vail P. R., 1988. *Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Cycles of Sea-Level Change*. Exxon Production Research Company, Houston, Texas.
- Herčík, F., Herrmann, Z., Valečka, J. 1999. *Hydrogeologie české křídové pánve*. 1. vyd. Praha: Český geologický ústav. 15 – 30; 38 – 40, 99 – 101.
- Chlupáč I., Brzobohatý R., Kovanda J., Stráník Z., 2002 *Geologická minulost České republiky*. Academia. 259 – 281.
- Jetel J., Rybářová L., 1979. *Minerální vody východočeského kraje*. Ústřední ústav geologický Praha.
- Kachlík V., 2003. *Geologický vývoj území České republiky*. Súrao. Praha. 47 – 49.
- Krásný, J., Císlarová, M., Čurda, S., Datel, J. V., Dvořák, J., Grmela, A., Hrkal, Z., Kříž, H., Marszałek, H., Šantrůček, J., Šilař, J., 2012. *Podzemní vody České republiky, Regionální hydrogeologie prostých s minerálních vod*. Česká geologická služba. 429 – 444.
- Krhovský, J., 1991. Možnosti korelace sedimentárních sekvencí české křídové pánve s globálními eustatickými cykly. *VÚÚG Praha*, 66, 119 – 123.

McCann, T. (ed.), 2008. The Geology of Central Europe. Volume 2: Mesozoic and Cenozoic. *Geological Society*, London. 953 – 955.

Michele L., Čech S., Řezanina s., Überhuberová R., 2012. *Poděbrady – lázně, Realizace záložního vrtu BJ-23. Závěrečná zpráva o hydrogeologickém průzkumu*. Aqua Enviro s.r.o., Brno

Michele L., Überhuberová R., 2013. *Výroční zpráva o stavu zdroje minerální vody BJ22 – JUBILEJNÍ, jeho užívání a ochraně. Zpráva za rok 2012. Etapová zpráva*. Aqua Enviro s.r.o., Brno

Mísař, Z., Dudek, A., Havlena, V., Weiss, J., 1983. *Geologie ČSSR I – Český masiv*. Státní pedagogické nakladatelství, Praha, 281 – 290.

Plint A., 1991. High-frequency relative sea-level oscillations in Upper Cretaceous shelf clastics of the Alberta foreland basin: possible evidence for a glacio-eustatic control. *Sedimentation, Tectonics and Eustasy: Sea-Level Changes at Active Margins*, 409 – 428.

Skoček V., Valečka J., 1983. Paleogeography of the Late Cretaceous Quadersandstein of Central Europe. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology Volume 44*, Issues 1–2, 71 – 92.

Uličný D., Kvaček J., Svobodová M., Špičáková L. 1997, High-frequency sea-level fluctuations and plant habitats in Cenomanian fluvial to estuarine succession: Pecínov quarry, Bohemia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 136, 165 – 197.

Uličný, D., 2001. Depositional systems and sequence stratigraphy of coarse-grained deltas in a shallow-marine, strike-slip setting: the Bohemian Basin, Czech Republic. *Sedimentology* 48, 599–628.

Uličný, D., Jarvis, I., Gröcke, D.R., Čech, S., Laurin, J., Olde, K., Trabucho-Alexandre, J., Švábenická, L., Pedentchouk, N. 2014. A high-resolution carbon-isotope record of the Turonian stage correlated to a siliciclastic basin fill: Implications for mid-Cretaceous sea-level change. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 405, 42–58.

Valečka, J., 1975: *Litologie, cyklická stavba a geneze bazálních svrchnokřídových sedimentů západně od Děčína*. Čas. Mineral. Geol. 20, 409-416.

Valečka J., Skoček V. (1990): Litoeventy v české křídové pánvi. *VÚÚG*, 65, 1, 13-28. Praha.

www1: Internacional chronostratigraphic chart. Dostupné z:

<https://stratigraphy.org/icschart/ChronostratChart2020-03.pdf> (cit. 25.7.2020)

www2: Prohlížeč služba WMS – ZM 50 <https://geoportal.cuzk.cz/> (cit. 25.7.2020)