

Přehled geologie chebské pánve

Přijato: 19.2.2007, recenzováno: 9.3. 2007

GEOLOGIEÜBERSICHT DES CHEBSKÁ BECKENS

Das Chebská Becken ist das westlichste Kohlebecken unter dem Erzgebirge. Es verbirgt mehr als 1 Milliarde Tonnen von Braunkohle. Die Kohleförderung auf der böhmischen Seite des Beckens ist wegen des Schutzes der Thermalquellen von Franzensbad verboten. In den letzten Jahren wurde der seismisch aktive Teil des Chebská Beckens bei Nový Kostel Gegenstand von geophysikalischen, geodätischen und hydrogeologischen Studien. Der vorgelegte Artikel fasst in einer übersichtlichen Form den gegenwärtigen Stand von geowissenschaftlichen Erkenntnissen zusammen.

REVIEW OF CHEB BASIN GEOLOGY

The Cheb Basin is the most western coal basin at the bottom of the Krušné Hory Mountains. It hides over 1 billion tonnes of brown coal. Coal mining on the Czech side has been banned because of thermal spring protection in Františkovy Lázně. Recently the Cheb Basin part near Nový Kostel which shows seismic activity has been a subject of geophysical, geodetic and hydro-geological studies. The

presented article reviews the current status of geo-scientific data

Обзор геологии Хебского бассейна

Хебский бассейн является самым западным угольным месторождением в регионе, залегающим под массивом Крушных Гор. Спрятано здесь в недрах более 1 млрд. тонн бурого угля. Добыча угля с чешской стороны Хебского бассейна запрещена из-за охраны целебных источников курорта Франтишковы Лазне. В последних годах была сейсмически активная часть Хебского бассейна у пос. Новый Костел предметом геофизических и гидрогеологических исследований. Статья представляет обзор настоящего состояния геонаучных сведений.

PŘEHLED GEOLOGIE CHEBSKÉ PÁNVE

Chebská pánev je nejzápadnější podkrušnohorskou uhelnou pánví. Skrývá více než 1 miliardu tun hnědého uhlí. Těžba uhlí na české straně chebské pánve je zakázána z důvodu ochrany lázeňských zřídel Františkových Lázní. V posledních letech byla seismicky aktivní část chebské pánve u Nového Kostela předmětem geofyzikálních, geodetických a hydrogeologických studií. Předložený článek shrnuje přehlednou formou současný stav geovědních poznatků.

Úvod

Chebská pánev poutá již 230 let mimořádnou pozornost přírodovědců. Klasickým příkladem je sopka Komorní hůrka, jejíž původ se stal v 18. - 19. století předmětem sporu mezi neptunisty a plutonisty. Na Chebsku vyvěrají mimořádně hojné prameny minerálních vod, na čele s proslulými františkolázeňskými zřídly. V minerálních vodách jsou rozpuštěny oxid uhličitý a další plyny, které pocházejí z hlubokých pater Země, jak ukazuje obsah izotopu helia ^3He . Hluboký vrt HV-18 u Jindřichova zastihl minerální

vodu - sodno-sulfátovou solanku světově ojedinělého složení a koncentrace. Tím podnítil dodnes trvající polemiky o původu minerálních vod tzv. karlovarského typu. Pánvička Soos se známými mofetami, rašelinou, křemelinou a slanými biotopy je živoucí laboratoří, která připomíná přírodní poměry v mladších třetihorách. Mimořádně významné kosterní nálezy savců u statku Dolnice, v Dolních Lomanech a Horní Vsi umožnily přesně určit stáří třetihorních vrstev. Seismicky aktivní zóna Nový Kostel dnes patří k nejlépe monitorovaným oblastem Evropy a přitahuje mezinárodní týmy vědců.

Největším bohatstvím chebské pánve a nejvyšší prioritou mezi jejími přírodními zdroji jsou prameny proplynělých minerálních vod. Chebská pánev je také tradičním a významným střediskem těžby kvalitních jílu pro keramickou výrobu. Těžba uhlí, navzdory zásobám více než jedné miliardy tun, nikdy neurčovala tvárnost pánve. Na druhé straně nedostatek horninových odkryvů činí z chebské pánve častý předmět geologických spekulací.

Chebská pánev má rozlohu 270 km² a je protažena ve směru SZS – JVJ. Souvislá výplň pánve, tvořená usazeninami třetihorního stáří, je ohraničena sídly Cheb – Františkovy Lázně – Skalná – Velký Luh – Plesná – Vackov – Božetín – Nový Kostel – Kaceřov – Kynšperk nad Ohří – Milíkov – Doubrava – Nový Hrožňatov.

Na V je pánev ohraničena mariánskolázeňským zlomem, podle něhož vystoupil morfologicky čerstvý svah Krušných hor a hřbetu Chlumu sv. Maří. Pod tímto zlomovým svahem je chebská pánev nejhlubší, mocnost usazenin zde dosahuje až 300 m. Z ostatních stran pánev většinou nemá ostré ohraničení. Směrem na Z se změkčuje a její usazeniny primárně vyклиňují, nebo jsou seříznuty erozí, popř. jsou ukončeny zlomy. Směrem k JZ daleko do bavorského území je roztroušeno velké množství ostrůvků třetihorních vrstev, které prozrazují původně širší rozsah chebské pánve a její dřívější protažení ve směru ostatních podkrušnohorských pánví, tedy VSV – ZJZ.

Historie výzkumu

Nejstarším zkoumaným geologickým objektem chebské pánve byla Komorní hůrka. Její vulkanický původ poprvé nastínili v roce 1773 Ignaz von Born a Ferber a prokázal jej hrabě Sternberg vyražením průzkumné štoly, což bylo a je světovým unikátem. Systematický výzkum chebské pánve zahájili Reuss (1849, 1851, 1852a, b), Jokély (1856, 1857) a Laube (1884).

V letech 1956 - 1961 provedl Ústřední ústav geologický v Praze geologický a hydrogeologický průzkum chebské pánve, který vyústil do závěrečné zprávy s výpočtem zásob uhlí (Šantrůček et al. 1962) a do hydrogeologické monografie (Kolářová 1965). Na základě dalších průzkumů Geoindustrie Praha byly sestaveny nové výpočty zásob uhlí (Václ et al. 1974, 1977) a geologický model pánve s využitím 2 200 vrtů (Václ 1979). Rizika případné povrchové těžby uhlí s ohledem na výstupní cesty plynů a minerálních vod, zejména ve Františkových Lázních, byla řešena hydrogeologickým výzkumem (Pazdera et al. 1978). Naposledy byla otvírka uhelného lomu a její dopady zvažována v prostoru Nový Kostel - Čížebná (Pazdera – Voborníková 1985 aj.).

Těžbu keramických jílu u Skalné (Wildstein) v sz části chebské pánve poprvé zmínil Schaller (1785). Na počátku 20. století nastal prudký rozvoj těžby jílu v oblasti Skalná, Vonšov, Nová Ves, Suchá, Vackov a Velký Luh. Průzkum ložisek jílu prováděly od roku 1953 Nerudný průzkum Brno - pracoviště Praha, Geologický průzkum Praha a Geoindustria Praha. Zevrubné teoretické práce o skalenských jílech vytvořili zejména Konta (1980), Bareš (1980) a Vtělenský et al. (1990).

V chebské pánvi byly zjištěny čtyři uranové anomálie vázané na třetihorní usazeniny v dotyku se žulami smrčinského a žandovského plutonu. Vrtné práce prováděly

v letech 1957 – 1959 Jáchymovské doly (Lepka 1960) a v letech 1966 - 1967 Geologický průzkum uranového průmyslu (Obr 1977, 1978). Mnoho dalších zpráv a posudků se vztahuje k ložiskům čedičů, žul, šterkopísků a k podloží zakládaných staveb včetně přehrad.

Chebská pánev leží v centru západočeské seismicky aktivní oblasti. Zemětřesné roje jsou zde zaznamenávány od roku 1198 (Procházková 1988). Skládají se z velkého počtu malých otřesů v období řádově týdnů až měsíců. Termín zemětřesný roj (něm. Erdbebenschwarm, angl. earthquake swarm) uvedl do světové literatury Knett (1899) právě na Chebsku. V roce 1908 byl v Chebu instalován první seismograf na českém území. Geofyzikální ústav a Ústav struktury a mechaniky hornin Akademie věd ČR společně provozují od roku 1986 seismickou síť WEBNET a Ústav fyziky Země Masarykovy univerzity v Brně seismickou síť KRASNET. Geofyzikální ústav dále provádí gravimetrická a magnetická měření, velmi přesnou nivelaci terénu, polohová měření bodů družicovým systémem GPS a sledování hladiny a složení podzemních vod. Výsledky výzkumů jsou publikovány v časopise *Studia geophysica et geodaetica* a v mezinárodních periodikách.

Profil pánví

Podloží pánve

Podloží chebské pánve tvoří krystalické břidlice, které jsou součástí regionální jednotky zvané sasko-durynská zóna. Vznikly přeměnou sedimentů, které se ukládaly v mořské pánvi na počátku prvohor. Během hercynského vrásnění, které vrcholilo v devonu asi před 350 milióny let, byly mořské usazeniny několikanásobně zvrásněny a přeměněny na krystalické břidlice různých typů. Z převládajících jílových břidlic vznikly svory, zatímco vložky písků se přeměnily na kvarcity, polohy vápenců na mramory a produkty podmořského vulkanismu na amfibolity. Po hercynském vrásnění se oblast chebské pánve stala součástí kontinentu s vrásovým příkrovovým pohořím. Na konci vrásnění, v karbonu asi před 310 milióny let, byly krystalické břidlice prostoupeny podzemními magmatickými rezervoáry, které utuhly v podobě žul smrčinského a žandovského plutonu. Následujících 270 miliónů let nezanechalo nápadný horninový záznam. Oblast Chebska podléhala erozi, díky níž se na povrch dostalo hlubší patro krystalických břidlic se žulami, sbroušené do paroviny. Horniny, které byly průběžně odkrývány erozí, zvětrávaly v subtropích druhohor a starších třetihor na kaolíny. Poslední „generace“ kaolínů se dnes nachází v bezprostředním podloží třetihorních usazenin. Při třetihorním poklesu chebské pánve byly kaolíny „utopeny“ na dně pánve a překryty usazeninami.

Starosedelské souvrství

Ke starosedelskému souvrství jsou řazeny dosud málo prozkoumané usazeniny s flórou starších třetihor - eocénu. Patří k nim mocné černošedé písčito-slídnaté jíly s uhelnou příměsí a jílovité jemnozrné písky. Byly zjištěny v úzkých příkopech v sz části pánve u Velkého Luhu (vrt 4359), mezi obcemi Velký Luh a Nový Kostel (vrt HV-17) a u Plesné (vrt V 146) (Svoboda 1969, Bůžek et al. 1982, Konzalová 1987). V podloží sedimentů byl vrtem V 146 zachycen sklovitý tufit, což připouští možnost, že tyto deprese představují výbuchová hrdla sopek (Svoboda 1969).

Spodní jílovito-písčité souvrství

Spodní jílovito-písčité souvrství (Václ 1964) je nejstarší a nejspodnější jednotkou, která se uložila v přímé souvislosti se vznikající chebskou pávní. Ta se zpočátku vyvíjela zároveň s pávnemi sokolovskou a mosteckou jako součást tzv. ohárecké struktury. Její původ dosud nebyl uspokojivě vysvětlen. Nejčastěji je přijímána hypotéza, podle níž jsou podkrušnohorské pánve součástí riftu (Kopecký 1987-88). Podstatou riftu je roztažení a ztenčení plastických spodních pater zemské kůry a pláště a v důsledku toho rozlámání a propadání křehké svrchní části kůry podél dilatačních zlomů, které se zároveň staly výstupními drahami čedičových tavenin, tepla a plynů ze svrchního pláště.

Spodní jílovito-písčité souvrství se ukládalo na rozhraní starších a mladších třetihor, v oligocénu a raném miocénu. Je dosud málo prozkoumáno, protože nevychází nikde na povrch a bylo zjištěno ve starších vrtech, které jsou již skartovány. Zastižené vrstvy byly navíc chudé na fosílie, které by umožnily spolehlivé propojení vrstev mezi vzdálenými vrty.

Spodní jílovito-písčité souvrství leží na kaolinicky zvětralých krystalických břidlicích a žulách. Má značně nesouvislé rozšíření. Vyplňuje prolákliny trychtýřovitého tvaru, tektonické příkopy založené podél zlomů směru Z – V a vytváří sutě na úpatí hřbetů mezi příkopy. Skládá se převážně z vrstev gravitačního (proluviálního a deluviálního) původu. Kaolinické zvětraliny žul a krystalických břidlic byly překotně splavovány vodními proudy a sjížděly gravitací jako sutě do proláknin a údolí. Usazeniny jsou většinou hrubozrnné, nedokonale vytrříděné a strukturně nezralé. Dosahují mocnosti od několika málo metrů do 40 - 50 m, místy až 75 m. Skládají se převážně ze štěrků a písků, které jsou prokládány pestrobarevnými písčito-jílovitými vrstvami z přemístěných zvětralin. Vrstvy propustných štěrků a písků byly po usazení prostoupeny podzemními mineralizovanými vodami, které uložily do pórů hornin železité, pyritový nebo nejčastěji křemité tmel. Tím byly zpevněny štěrky na slepence a písky na pískovce až křemence. Na železitý tmel usazenin je vázáno uranové zrudnění u Velkého Luhu.

Spodní jílovitopísčité souvrství je proloženo několika horizonty uhelných a vulkanických hornin. Tzv. spodní uhelná sloj (Václ 1979) je místy vyvinuta v nadloží písčito-jílovitých splachů a v podloží čedičů. Druhovým složením pylů a výtrusů časově odpovídá sloji Josef v sokolovské pávní (Konzalová in Václ 1977).

Spodní jílovitopísčité souvrství skrývá řadu nedořešených problémů. Pravděpodobně není kompaktní jednotkou podle moderních stratigrafických zásad, ale souhrnným označením pro vrstvy různého původu a stáří a bude ho třeba v budoucnu redefinovat. Svědčí pro to nejednotná společenstva mikroflóry, která mají oligocénní i miocénní stáří (Pacltová – Žert 1958, Bůžek et al. 1982). Také výskyt tvrdých poloh železiveců a křemenců vzniklých zvětrávacími a půdotvornými procesy v subtropích dokládá přítomnost delších přestávek mezi ukládáním vrstev. Odpovídá tomu i značné časové rozpětí uloženin vzniklých asi před 26 - 23 milióny let (Bucha et al. 1990). Nelze ani vyloučit záměny hornin spodního jílovito-písčitého souvrství s podobnými vrstvami v nadložním slojovém souvrství. Tato dvě souvrství jsou oddělena hiátem (Václ 1964), tzn. dlouhou a významnou přestávkou v sedimentaci, provázenou zvětráváním a částečnou erozí již uložených vrstev. Tento hiát regionálního rozsahu, který má svou analogii v souběžně se vyvíjející sokolovské pávní, však nebyl v mnoha vrtech rozpoznán.

Hlavní slojové souvrství

Hlavní slojové souvrství (Malkovský 1979) leží na spodním jílovito-písčitém souvrství, od něhož je odděleno hiátem. Vyskytuje se na větší ploše než podložní jednotka, proto zčásti přesahuje i přes kaolinicky zvětralé žuly a krystalické břidlice. Podle složení pylů a spor se ukládalo v mladších třetihorách – miocénu. Odpovídá tomu i stáří 23,2 – 21,3 miliónů let zjištěné magnetostratigrafickou metodou (Bucha et al. 1990).

Hlavní slojové souvrství dosahuje největší mocnosti 50 m na v okraji pánve podél mariánskolázeňského zlomu, kde je také uloženo nejhlouběji. Samotná hlavní hnědouhelná sloj je zde mocná až 32 m. Ve stupňovitém mariánskolázeňském zlomovém pásmu u Kynšperka nad Ohří a Dolních Pochlovic se zachovala kra trojúhelníkového obrysu s mělce uloženou slojí, která byla v letech 1870 – 1946 intenzivně těžena hlubinným a povrchovým způsobem na dole a lomech Boží Požehnání / Segen Gottes (Stiefl 1973, Jiskra 1995).

Hlavní uhelná sloj zaujímá dvě třetiny současné rozlohy chebské pánve. Vyskytuje se v několika tektonicky založených depresích, které byly původně oddělené. Sdružují se do tří tradičních částí pánve: pochlovické části (nebo oldřichovsko-pochlovické či správněji oldřišsko-pochlovické části) na V, odravské části na J a františkolázeňské části na Z. Z františkolázeňské části pánve vybihá směrem k ZJZ do Bavorska úzký, morfologicky zřetelný, tektonicky založený příkop označovaný jako františkolázeňský koridor. Uhlonosné části pánve jsou odděleny bezeslojnými hřbety podloží. Nejvýznamnějším hřbetem je soosko-nebanická elevace (Šantrůček et al. 1962) protažená ve směru JV – SZ. Tento hřbet vyděluje na SV pochlovickou část pánve, kde úseky s větší mocností sloje mají kruhový půdorys a sdružují se do pruhů směru SZ – JV podél mariánskolázeňského zlomu.

Hlavní uhelná sloj je prouhelnělá do hnědouhelné hemifáze (tj. nejslaběji prouhelnělé hnědé uhlí). Je rozdělena jílovými proplástkami do tří lávek. V odravské části pánve spodní látka vyplňuje střed deprese, zatímco vyšší lávky postupně překrývají stále rozsáhlejší plochy podloží a místy dokonce přesahují na zvětralé krystalické břidlice.

Uhelná sloj je lemována v podloží a nadloží vrstvami kaolinitových jílů, které jsou většinou uhelnaté, tmavě zbarvené, místy naopak červenohnědé. Jíly v nadloží sloje plynule přecházejí do jílovců cyprisového souvrství. Při okrajích pánve jsou jíly prokládány vrstvami jemnozrnných písků a pískovců s uhlíkem příměsí. Okolo výnosových vějířů řek na okrajích pánve je uhlí rozmrštěné do dvou samostatných slojí. Odštěpená spodní sloj je oddělena od hlavní sloje až 20 m mocným souborem jílů a písků, např. na z okraji odravské a františkolázeňské části a na v okraji pochlovické části u Nového Kostela a Lesné. (Spodní sloj hlavního slojového souvrství má miocénní stáří a nesmí být zaměňována se spodní slojí ve spodním jílovito-písčitém souvrství, která má oligocénní stáří, jiné rozšíření a je od předešlé oddělena vulkanickými horninami spodního jílovito-písčitého souvrství.)

Předpokládá se, že během ukládání hlavního slojového souvrství byly pánve chebská a sokolovská spojeny v oblasti hřbetu Chlumu sv. Maří, který tehdy ještě neexistoval. Chebská pánev se tehdy vyvíjela spolu s ostatními podkrušnohorskými uhelnými pánevmi, byla s nimi shodně protažena směrem VSV – ZJZ a pokračovala až na území Bavorska. Hlavní a spodní sloj hlavního slojového souvrství chebské pánve jsou pokládány za možné ekvivalenty slojí Antonín a Anežka v sokolovské pánvi (Šantrůček 1957, Václ 1964).

Cyprisové souvrství

Název cyprisové souvrství (Ambrož 1958) vznikl podle jména lasturnatek *Cypris angusta*, hojně fosilie v bitumenních jílovcích („Cyprisschiefer“: Reuss 1849, 1851). Toto souvrství má jezerní původ. Jílovce vznikly ukládáním bahenních sedimentů na dno mělkého jezera. „Cyprisové jezero“ zalilo opět rozsáhlejší plochu, než zaujímal dřívější uhlotvorný močál. Mezi hlavním slojovým souvrstvím a cyprisovým souvrstvím většinou nebyla přerušena sedimentace a jen místy byla pozorována krátká sedimentační přestávka provázená navětráním povrchu sloje a vyhloubením erozních rýh. Z pohledu tektonického vývoje pánve vytvářejí cyprisové souvrství spolu s hlavním slojovým souvrstvím jeden celek oddělený hiáty v podloží a nadloží. Předpokládá se, že „cyprisové jezero“ v chebské pánvi bylo zpočátku spojeno s obdobným jezerem známým v sokolovské pánvi (Václ 1964, 1977, Obrhelová – Obrhel 1983).

Cyprisové souvrství se uložilo v miocénu, ve stupních ottnang a karpát, jak dokazují nálezy kostí savců (Fejfar 1974) a otisky flóry (Bůžek et al. 1996). Nálezy koster ryb umožnily rozdělit profil cyprisovým souvrstvím v chebské pánvi do šesti biostratigrafických zón (Obrhelová – Obrhel 1983). Paleomagneticky stanovené stáří souvrství je asi 21,3 – 17 miliónů let (Bucha et al. 1990).

Cyprisové souvrství v chebské pánvi je mocné maximálně 170 m u mariánskolázeňského zlomu. Je vyvinuto ve třech faciích (souborech hornin odrážejících různá sedimentační prostředí), které jsou spojeny přechody. Přebývá jílovitá facie, která je na bázi souvrství při okrajích pánve nahrazena faciemi pestrou nebo uhelnou. Tzv. uhelná facie, vyvinutá ve františkolázeňské a odravské části pánve, se skládá až z 20 m mocného sledu tmavých, uhelnatých jílu prokládaných slídnatými a jemně písčitými vrstvičkami. Tzv. pestrá facie v odravské části pánve je mocná až 40 m a vyznačuje se střídáním pestrobarevných slídnatých písků a slabě vápenatých jílovců, které jsou místy nahrazeny slínovci a vápenci. V celé pánvi pak přebývá tzv. jílovitá facie, pro kterou jsou charakteristické tenké vrstevnaté zelenošedé jílovce prokládané vrstvami zelenošedých jílu a hnědošedých bitumenních jílovců až břidlic. Všechny jílovité usazeniny se skládají převážně z jílových minerálů illitu s příměsí montmorillonitu a kaolinitu a ze slabších podílů sideritu, pyritu a jemně rozptýlené organické hmoty řasového, pylového a sporového původu. Typické pro cyprisové souvrství jsou zpevněné polohy jílovitých vápenců, dolomitů a ankeritů, které vznikly druhotně z jílovců prostoupením pórů uhličitany. Jílovitá facie se ukládala převážně v anoxickém prostředí (tzn. s nedostatkem kyslíku), které na dně jezera nedovolovalo rozvoj života včetně vrtavých organismů (mimo anaerobní bakterie), a proto si jílovce uchovaly tenkou vrstevní laminaci.

Postupně se v jezeře zvyšovala slanost vody, která byla vyvolána sulfátovými a chloridovými ionty. Občasná vyšší salinita jezera mohla být způsobena změnou klimatu (aridizací), za možného přispění výronů minerálních vod. Sírany v cyprisovém souvrství (např. sádrovec a thénardit) jsou relativně obohaceny těžkým izotopem síry ($\delta^{34}\text{S} = +6,4 \text{ ‰}$), což je vysvětlováno evaporitovým prostředím, tzn. převahou výparu nad srážkami a vysoušením jezera (Šmejkal 1978).

Ve spodní části cyprisového souvrství byla nalezena bohatá savčí fauna v lokalitách Dolnice, Františkovy Lázně, Horní Ves, Třebeň a Tršnice (Fejfar 1974, Fejfar – Čtyrský 1977). Nálezy kostí savců v Dolnici byly provázeny výskytem fosilních řasových kolonií (onkolitů - stromatolitů *sensu lato*) a hrachovců hořečnatého karbonátu (Obrhel 1983). Předpokládá se, že tato lokalita vznikla kolem minerálních pramenů na břehu jezera. Ve svrchní části cyprisového souvrství v jv části pánve se nachází poloha diatomových jílu a jílovců se schránkami rozsivek, která je mocná až 10 m.

Období mezi uložením cyprisového a vildštejnského souvrství

Po uložení cyprisového souvrství nastala dlouhá přestávka v sedimentaci, trvající asi 12 miliónů let. Během tohoto hiátu došlo ke zvětrávání a částečné erozi cyprisového souvrství a místy i starších souvrství po obvodu pánve. Přitom vznikly pestře zbarvené zvětraliny, které vystupují na povrch v mariánskolázeňském zlomovém pásmu. V pánvi samotné lze pokládat za zvětrávací horizont polohu tzv. zeleného jílu na stropu cyprisového souvrství, která je mocná až 8 m a složená z illitu, montmorillonitu a kaolinitu. Do stejného období spadá i vznik vltavínů, které se nacházejí přeplavené v mladších říčních usazeninách vildštejnského souvrství.

Vildštejnské souvrství

Vildštejnské souvrství (Václ 1964) odráží zcela novou etapu ve vývoji chebské pánve. Jeho vrstvy leží nesouhlasně (diskordantně) na částečně erodovaném cyprisovém souvrství. Má proti němu opět větší plošné rozšíření. Vildštejnské souvrství dosahuje maximální mocnosti přes 100 m při mariánskolázeňském zlomu. Směrem na Z vyklišuje primárně a navíc je seříznuto erozí. Ostrůvky vildštejnského souvrství po obvodu pánve svědčí o jeho původně větším plošném rozšíření než dnes. Vildštejnské souvrství se ukládalo od konce třetihor (pliocénu) do začátku čtvrtohor (pleistocénu). Dokládají to výzkumy paleobotanické (Kvaček et al. 1981) i magnetostratigrafické, které určily stáří souvrství na 4,7 - 1,4 miliónů let (Bucha et al. 1990).

Vildštejnské souvrství je surovinovou základnou skalenských keramických jíků. Jeho profil se dělí do dvou stratigrafických členů – vonšovských a novoveských vrstev, které mají původ v tradičním rozdělení keramických jíků do dvou technologických skupin.

Vonšovské vrstvy

Vonšovské vrstvy byly podrobně prozkoumány v oblasti výskytu keramických surovin na Skalensku (Konta 1980, Bareš 1980, Vtělenský et al. 1990). Ložisková oblast je ohraničena na Z vonšovským zlomem směru S - J, na V hrzinským zlomem směru přibližně S - J, na J sooským zlomovým pásmem směru SZ - JV a na S erozním okrajem pánve. V tomto areálu jsou vonšovské vrstvy zpravidla mocné 8 - 12 m a jsou tvořeny modrošedými jíky s převahou kaolinitu nad illitem a smíšenými strukturami illit-montmorillonit. Technologicky mají charakter keramických vazných jíků. Jsou velmi jemnozrnné, dokonale vytríděné, uložené v klidném jezerním prostředí.

Směrem k okrajům pánve přibývá ve vonšovských vrstvách vložek písčitých jíků a písků. Při s okraji pánve u Božetína jsou jíly prstovitě prokládány až postupně nahrazovány 40 m mocnými pestrobarevnými písčými a štěrky gravitačního původu. Na V u mariánskolázeňského zlomu jsou jíly zastoupeny písčými a štěrky o mocnosti až 60 m.

Novoveské vrstvy

Novoveské vrstvy mají na bázi tmavošedou polohu uhelnatých kaolinitových jíků (technologická značka Nero), která se využívá jako keramický pórovinový jíl. Obsahuje slídnato-písčité laminy typické pro novoveské vrstvy. Uhlenná (xyilitická) složka místy převládá nad jílovou složkou a vytváří tzv. nadložní sloj o mocnosti až 4 m (Václ 1979).

Nad horizontem Nero leží soubor vrstev jíků s proměnlivým podílem prachové a písčové frakce, charakteru pórovinových žárovzdorných jíků (Konta 1982). Jílová složka sedimentů je výhradně kaolinitová, je však hrubší a hůře vytríděná než ve vonšovských

vrstvách. Novoveské vrstvy vznikly rozplavením a uložením kaolinických zvětralin smrčinské žuly (Šantrůček 1987). Ukládaly se v jezerním prostředí s neustále se měnící intenzitou proudů, což se projevuje střídáním jílovitých a písčitých vrstev ve vertikálním i horizontálním směru. Směrem do nadloží je zřetelná tendence k přibývání písčitosti, která je dočasně přerušovaná ukládáním vazných jílu místy s uhelnou příměsí.

Obr. 1: Jáma Nová Ves 2, v pozadí Krušné hory nad mariánskolázeňským zlomem v seismoaktivní oblasti u Nového Kostela



Vyšší část novoveských vrstev se uložila po hiátu (Ambrož 1958). Tvoří samostatný sedimentační cyklus hrubnoucí směrem do nadloží. Podle stratigrafických zásad by měl být definován a pojmenován jako samostatný litostratigrafický člen, ale označení „nadložní svrchní písky a štěrky“ (Ambrož 1958) se nevžilo. Vyšší část novoveských vrstev tvoří ploché výnosové kužely, které jsou mocné přes 20 m a povlovně se uklánějí směrem k řece Ohři. Tvoří je okrově hnědošedé, šikmo zvrstvené jílovité písky, písky, železité pískovce, štěrkovité písky, písčité štěrky, štěrky a slepence s vložkami písčitých jílu. Obsahují slabě opracovaný křemen a materiál z krystalických břidlic i ze starších, znovu přeplavených usazenin. K zajímavostem patří nálezy přeplavených vltavínů v pískovně Dřenice, u Jesenické přehrady (Bouška et al. 1995) a v pískovně Velký Luh (R. Černý – ústní sdělení).

V literatuře se běžně odlišuje vildštejnské souvrství od nadložních čtvrtohorních (pleistocénních) uloženin. To může v praxi představovat problém, protože samo vildštejnské souvrství přesahuje do pleistocénu. Zatímco u Nového Kostela lze vymezit strop vildštejnského souvrství podle náhlé změny charakteru hornin, která nastala v pleistocénu před 1,4 mil. let (Bucha et al. 1990) nebo před 1,6 mil. let (M. Malkovský – ústní sdělení), na většině míst v chebské pánvi neexistuje spolehlivý způsob rozlišení velmi podobných hornin vildštejnského souvrství a jeho pleistocénního nadloží. Ukládání vrstev totiž nebylo přerušeno, ve vrtech nebyly zjištěny žádné hiáty provázené zvětralinami a půdami, ale jen četné krátké přerývky sedimentace a erozní plochy.

Pleistocénní usazeniny

Za součást pleistocénního nadloží vildštejnského souvrství jsou pokládány hlinité štěrky a písky gravitačního (proluviálního) původu, mocné místy přes 10 m, které pokrývají plošiny např. u Hrzína, Děvína, Boru a Milhostova (Lochmann 1996). Názor, že pleistocénní sedimenty lemují mariánskolázeňský zlom v mocnosti až 85 m (Václ 1979), není zatím podložený datováním sedimentů ani analýzou teras potoků přitékajících z Krušných hor.

*Obr. 2: Tektonické rýhování jílu vildštejnského souvrství následkem horizontálního posunu ker.
Jáma Nová Ves 2*



Řeka Ohře je lemována zahliněnými štěrkopísky o mocnosti 2 – 10 m (Lochmann 1996). V chebské pánvi vymezil Ambrož (1958) deset štěrkových terasových stupňů Ohře ve výškovém rozpětí 40 m. Tyto terasy dokládají tendenci k relativnímu výzdvihu chebské pánve během pleistocénu. Ostatní části pánve překrývají svahové a sprašové hlíny mocné do 5 m.

Obr. 3: Přeliv artéské vody ve vrtu mezi Horní Vsí a Třebení kolem roku 1960 (V. Kovář)



Recentně vznikající horniny

Slatiny a rašeliny vyplňují tektonicky aktivní deprese spojené s vývěry plynů a proplyněných minerálních vod (Františkovy Lázně, Soos, Bublák, Děvín). Na vývěry minerálních vod je vázána křemelina (diatomit), která vytváří křemelinový štít v rezervaci Soos.



Obr. 4: Rezervace Soos: Prolínání geologické současnosti s obrazem miocénní krajiny

Tektonický vývoj pánve

Chebská pánev byla formována dvěma základními událostmi. V oligocénu a miocénu se pánev vyvíjela společně s ostatními podkrušnohorskými pánvemi jako součást ohárecké struktury (riftu ?) směru ZJZ – VSV. V detailním měřítku se však projevoval také vliv příčného oslabeného pásma v oblasti mariánskolázeňského zlomu, které existovalo již od prvohor. Asi 12 mil. let po vyhasnutí aktivity ohárecké struktury

došlo v pliocénu ke změně orientace napětí, čímž byly aktivovány příčné zlomy směru SZS – JVJ. Od té doby se chebská pánev vyvíjí jako součást chebsko-domažlického příkopu. Starší pánev protažená v krušnohorském směru byla tektonicky přetištěna mladším, kolmým příkopem (Špičáková et al. 2000). Chebskou pánev lze tedy interpretovat jako dvě samostatné pánve různého stáří, které vznikly na průsečíku dvou regionálních struktur různého stáří - ohárecké struktury a chebsko-domažlického příkopu. Jejich uložení se dalekosáhle překrývají. Tento tektonický obraz je důsledkem polohy chebské pánve na křížení dlouhodobě oslabených švů zemské kůry, které oddělují různě staré bloky zemské kůry. Změny intenzity a orientace napětí vedly k opakovaným tektonickým pohybům na rozvolněné šachovnici ker. Dokládá to i nynější seismická aktivita.

Vývoj pánve v oligocénu a spodním miocénu

V tomto období se chebská pánev vyvíjela jako součást ohárecké struktury směru ZJZ – VSV a vyvíjela se zároveň s pánvemi sokolovskou a mosteckou (severočeskou). Vertikální poklesové zlomy směru Z – V utvářely obrys a strukturu zejména františkolázeňské a odravské části pánve. Třetihorní výplň pánve je zde členěna do krátkých, rovnoběžných příkopů směru Z – V, které se sdružují do celků krušnohorského směru ZJZ – VSV. Příkopy vznikly pravděpodobně propojením trychtýřovitých proláklín, jak lze usuzovat podle map reliéfu podloží pánve (Forman – Obr 1977, Irovská 2000). Příkopy zaklesávaly podél dilatačních, poklesových zlomů, které zároveň fungovaly jako přírodní dráhy čedičových láv. Sopečná aktivita pokračovala i za hranicemi chebské pánve dále na ZJZ do Bavorska až k francké linii, která ohraničuje Český masív. Příkopy směru Z – V jsou interpretovány jako sedimentační centra vzniklá roztažením pánve ve směru S ↔ J (Špičáková et al. 2000). Naproti tomu v pochlovické části pánve mají sedimentační deprese spíše oválný půdorys a řadí se přednostně do směru mariánskolázeňského zlomu.

Vývoj pánve od pliocénu do současnosti

Chebská pánev byla v pliocénu tektonicky přetištěna ve změněném napětovém poli. Vyvíjela se jako součást chebsko-domažlického příkopu (Špičáková et al. 2000). Tento asymetrický příkop se táhne podél mariánskolázeňského zlomu ve směru SZS – JVJ. Na zlomu byla relativně vyzdvižena v kra, zatímco na zakleslou z kru se uložilo vildštejnské souvrství. Opakovanými tektonickými pohyby bylo porušeno i samo vildštejnské souvrství, jak dokládají zlomy v bývalé pískovně Kynšperk nad Ohří (Ambrož 1958). Kromě pohybů poklesového / zdvihového charakteru se na mariánskolázeňském zlomovém pásmu předpokládá významnější levostranný horizontální posun (Václ 1979, Surnjakova 1984, Špičáková et al. 2000). Jeho projevem může být ohyb metamorfních zón na j okraji chebské pánve (Fiala – Vejnar 2004), kde horniny srovnatelného stupně přeměny jsou vzájemně sigmoidálně posunuty zhruba o 1,5 km. V ostatních úsecích pánve však mariánskolázeňský zlom stranově neporušuje průběh hornin.

Z mariánskolázeňského zlomového pásma vybíhají do chebské pánve obloukovité zlomy, které vytvářejí strukturu tvaru „koňského ocasu“ (Špičáková et al. 2000). Těmto zlomům, dobře patrným v nízkých, srpkovitě zakřivených stupních krajiny, se přizpůsobily směry potoků, pliocénní až recentní sedimenty a výstupní cesty proplynělých minerálních vod (Lippold 1928, Lochmann 1971, Koudelková 1995). Tyto zlomy s kombinovanou vertikální a horizontální složkou pohybů lze nyní sledovat v odkryvech vildštejnského souvrství v jámě Nová Ves 2 a v žulách smrčinského plutonu, např. v kamenolomu Lipná. Ambrož (1958) dokonce zjistil zlomové porušení pleistocénních teras Ohře.

V s pokračování mariánskolázeňského zlomu směrem do Saska se nacházejí hydrotermální ložiska rud typických pro celou oblast chebsko-domažlického příkopu (rtuť: Horní Luby, antimon: Wernitzgrün, uran: Bergen, Zobes, Werda, Tirpersdorf, Lottengrün aj.). V chebské pánvi podél mariánskolázeňského zlomu byla zjištěna řada míst s anomálně zvýšeným tepelným tokem Země nad 95 mW.m^{-2} (Irovská 2000).

V chebské pánvi a jejím širším okolí je známo více než 100 zaniklých nebo existujících pramenů proplyněných minerálních vod. Permanentní únik CO_2 ze Země vedl k názoru o magmatickém původu plynů a degazaci magmatu prostřednictvím tektonicky porušené kůry (Pačes et al. 1981 s odvoláním na přednášku A. Pazdery 1979, později Špičák et al. 1999 aj.). Tato hypotéza byla podpořena analýzami izotopů uhlíku a helia v kyselkách a mofetách (Weinlich et al. 1998).

Západočeská seismicky aktivní oblast

Chebská pánev leží uprostřed seismicky aktivní oblasti. Má protáhle eliptický tvar a její delší osa, vyznačená epicentry historických zemětřesení, prochází směrem SZS – JVJ v celé délce chebsko-domažlického příkopu a v jeho s pokračování do okolí měst Plauen a Gera (Grünthal – Mayer-Rosa 1998). Západočeská seismoaktivní oblast je výjimečná ztenčením mocnosti zemské kůry na 26 – 30 km, lokálním rozostřením seismických reflexí na hranici zemská kůra / plášť (Geissler et al. 2000), ztenčením mocnosti litosféry na 80 – 90 km (Babuška – Plomerová 2000), mírně zvýšeným tepelným tokem 60 – 95 mW/m^2 (Irovská 2000) a ideálním překrýváním s oblastí vývěrů kyselek.

Více než 90 % současných zemětřesných rojů se shlukuje do ohniskové zóny směru S - J mezi Vackovcem a Počátkami, která diagonálně protíná mariánskolázeňský zlom u Nového Kostela. Hypocentra zemětřesení zde leží v hloubkovém rozmezí 6 – 15 km (Horálek et al. 2004). Nejsilnější otřesy dosáhly intenzity $M_L \approx 5,0$ (3. 11. 1908) a $M_L = 4,6$ (21. 12. 1985) podle RichtEROVY škály, která vyjadřuje velikost uvolněné energie (nikoli účinky na povrchu Země). Ohniska zemětřesení jsou strukturována do krátkých, rovnoběžných, kulisovitě uspořádaných lamel směru SSV – JJZ (Nehybka – Skácelová 1995), které jsou opakovaně seismicky aktivní (Fischer – Horálek 2000). Při zemětřeseních převládá horizontální složka pohybů nad poklesovou nebo přesmykovou složkou (Dahm et al. 2000, Horálek et al. 2004). Vertikální pohyby zemského povrchu a změny tíhového zrychlení během seismických rojů a v mezidobí svědčí o střídavé akumulaci a uvolňování tektonického napětí (Mrlina 2000, Mrlina et al. 2003, Horálek et al. 2004). Během zemětřesných rojů byly zjištěny změny hladiny vod v některých studních (Procházková 1988, Horálek et al. 2004). Krátce před zemětřesným rojem u Nového Kostela byla zaznamenána zvýšená emanace radonu ^{222}Rn v lázních Bad Brambach ve Smrčinách v pramenu Radonquelle - Wettingquelle (Heinicke et al. 1995). Ohnisková zóna Nový Kostel koreluje se zvýšenou koncentrací radioaktivních prvků, zjištěnou leteckou gamma-spektrometrií (Švancara 2000). Slabší ohniskové zóny směru S – J leží v linii Skalná – Plesná (Nehybka – Skácelová 1995).

Byla navržena hypotéza (Špičák et al. 1999), podle níž jsou zemětřesení vyvolána injekcemi magmatu nebo magmatických plynů a kapalin do křehkých hornin zemské kůry. Přitom nastává řetězovité otvírání trhlin hydraulickým štěpením. Podobný jev však mohou vyvolávat i hydrotermální roztoky, jak dokumentoval Rojík (2004) v „rotavské tektonické zóně“. Tato zóna probíhá 9 km v od ohniskové zóny Nový Kostel, má paralelní průběh, téměř stejnou geometrii a lamelární uspořádání a je také místy seismicky aktivní. Zemětřesné roje se podařilo vyvolat i experimentálně pomocí injektáže kapalin do 9 km hlubokého vrtu KTB u bavorského Windischeschenbachu (Horálek et al. 2004).

Vulkanismus

Nejstarší vulkanogenní horniny chebské pánve („sklovité tufity“) byly ojediněle zjištěny na bázi uhelnatých jílů a písků v kruhových depresích u Velkého Luhu, kterým je přičítáno eocénní stáří (Svoboda 1969).

V době ukládání bazální části spodního jílovito-písčitého souvrství (oligocén) se nacházela sopečná centra ve františkolázeňském koridoru, u Horních Loman, v od Skalné, s od Nebanic a u Slapan (Václ 1964). Vulkanická tělesa vytvářejí až 21 m mocné čedičové puklinové výlevy, aglomeráty, tuhy a tufity (Václ 1979, Vtělenský et al. 1990). Představují druhou a významnou vulkanickou fází chebské pánve.

Spodní částí hlavního slojového souvrství (miocén) prostupují čediče a vulkanoklastika ve dvou sblížených stratigrafických úrovních (Václ 1964, 1977). Nad vyklenutými vulkanickými tělesy se zbrzdil nástup uhlotvorných močálů, proto je zde vyvinuta jen svrchní uhelná lávka. Tento vulkanismus současný s ukládáním hlavní sloje představuje třetí a poměrně významnou vulkanickou fází.

Cyprisové souvrství (miocén) je proloženo vrstvičkami vulkanoklastik ze sopečných erupcí v okolí chebské pánve (Václ 1977). Např. ve vrtu NK-24 u Lesné byla zjištěna vrstva tufu stará 21,15 mil. let (Bucha et al. 1990).

Během hiátu mezi cyprisovým a vildštejnským souvrstvím (pravděpodobně pliocén) nastala čtvrtá fáze sopečných erupcí v chebské pánvi. Patří k ní diatréma (výbuchové hrdlo) v lokalitě Podhrad u Chebu (Václ 1964, Lochman 1996). Čedičové aglomeráty zde byly zastíženy v mocnosti 65 m a obsahují útržky hornin pocházejících ze všech starších třetihorních souvrství a z krystalických břidlic. Diatréma byla překryta vildštejnským souvrstvím (Václ 1964).

V pleistocénu nastala pátá vulkanická fáze v chebské pánvi. Je zastoupena erupcemi Komorní hůrky (radiometrické stáří v rozmezí 0,45 – 0,9 mil. let) a Železná hůrky (stáří v rozmezí 0,17 – 0,4 mil. let, Wagner et al. 1998) spolu s nedalekou kótou 622 u Mýtiny. Tyto drobné struskové kužely vznikly erupcemi strombolského typu (Gottsmann 1999). Polohy strusek s hojnými ostrohrannými úlomky krystalických břidlic vznikly freatomagmatickými výbuchy, které byly vyvolány tlakem magmatických plynů a vodní páry po přítoku vody do výbuchových hrdel. Aktivitu Komorní hůrky ukončil výlev lávy, která utuhla na meliliticko-olivinický nefelinit (Gottsmann 1999).

Sopečná činnost pliocénního a pleistocénního stáří na Chebsku (Komorní hůrka, Železná hůrka, kóta 622 u Mýtiny, diatréma Podhrad, Podhorní vrch u Mariánských Lázní) je soustředěna do zóny směru SZS – JVJ. Proto je možné, že tyto lokality nejsou součástí ohárecké struktury, ale představují úvodní fázi vulkanismu chebsko-domažlického příkopu.

Nerostné suroviny

Suroviny chebské pánve jsou uspořádány ve stratigrafickém sledu od nejstarších k nejmladším:

- Kaolíny, dříve těžené pro keramické účely v lokalitách Velký Luh a Dolní Lomany u Františkových Lázní
- Čedič (spodní jílovito-písčité souvrství), těžený ve Slapanech firmou P. Dragoun Cheb pro výrobu taveného čediče ve firmě EUTIT Stará Voda
- Hnědé uhlí (hlavní slojové souvrství), dříve těžené zejména v lokalitách Kynšperk nad Ohří a Dolní Pochlovice pro energetiku a zčásti na výrobu chemických produktů

- Vápence (cyprisové souvrství), dříve těžené v lokalitách Dolnice, Horní Ves, Třebeň, Tršnice aj. pro zemědělství
- Jíl GE (cyprisové souvrství), těžený firmou Lasselsberger Skalná na ložiskách Nová Ves a Zelená pro slévárnství, vrtné výplachy a tamponáže
- Jíly vazné a jíly pórovinové žárovzdorné (vildštejnské souvrství), těžené firmou Lasselsberger Skalná z ložisek Nová Ves II, Nová Ves – Suchá a Skalná – Karel. Další ložiska keramických jílu, zčásti dříve těžená, jsou Vackov, Velký Luh, Nová Ves I, Karel, Karel – předpolí, Suchá, Chebská, Fr. Louka, Mlýnek, Hlinný vrch, Zelená, Vonšov, Lesní jáma, Starost, Hněvín, Hartoušov, Hrozňatov a Krapice
- Štěrkopísky (vildštejnské souvrství), dříve těžené např. v lokalitě Kynšperk nad Ohří, nyní těžené pro stavební účely firmou TEKAZ Cheb na ložiskách Dřenice a Obilná
- Písky (vildštejnské souvrství), těžené firmou Lasselsberger Skalná na ložisku Velký Luh pro sklářství a slévárnství
- Štěrkopísky (pleistocén), dříve těžené např. u Nebanic, nyní v Milhostově firmou Štěrkopísky Milhostov pro stavební účely
- Sprašové hlíny (pleistocén), dříve těžené u Žírovice a Zlaté na výrobu cihel
- Čedič (pleistocén), lámán ve středověku na Komorní hůrce pro stavbu chebského hradu
- Čedičová struska (pleistocén), dříve těžená na Komorní hůrce pro stavební účely
- Rašeliny a slatiny (holocén), dříve těžené v lokalitách Soos a Františkovy Lázně pro balneologii a zahradnictví
- Křemelina (diatomit) (holocén), dříve těžená v lokalitách Soos a Františkovy Lázně jako leštící a izolační materiál
- Oxid uhličitý CO₂ (recent), jímán ve Františkových Lázních do plyných lázní
- Minerální vody (recent), jímán ve Františkových Lázních pro balneologii