

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE

Přírodovědecká fakulta

Katedra fyzické geografie a geoekologie

Studijní program: Geografie

Studijní obor: Geografie a kartografie



Jakub NOVOTNÝ

PALEOGEOGRAFICKÉ ASPEKTY IMPAKTNÍ UDÁLOSTI RIES
PALAEOGEOGRAPHICAL ASPECTS OF THE RIES IMPACT EVENT

Bakalářská práce

Vedoucí bakalářské práce: Prof. RNDr. Jan Kalvoda, DrSc.

Praha 2014

Zadání bakalářské práce

Název práce

Paleogeografické aspekty impaktní události Ries

Cíle práce

Cílem bakalářské práce je popsat a zhodnotit fyzickogeografické aspekty impaktní události Ries a změny v oblasti dopadu impaktoru. Studie představuje souhrn poznatků o geomorfologických procesech a jevech, jež formovaly primární kráter a jeho okolí, o petrografických transformacích terčových hornin a o následcích impaktu na přírodní prostředí. Dále je popsán morfostratigrafický význam českých vltavínů, které jsou jedním z produktů impaktní události Ries.

Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje

Hlavními použitými metodami výzkumu jsou studium odborné literatury a kritický rozbor dostupných grafických a dalších dokumentačních podkladů. Zájmovým územím předložené bakalářské práce je impaktní struktura Ries a současná naleziště vltavínů, které jsou produktem této impaktní události.

Datum zadání: 04.12.2012

Jméno studenta: Jakub Novotný

Podpis studenta:

Jméno vedoucího práce: Prof. RNDr. Jan Kalvoda, DrSc.

Podpis vedoucího práce:

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracoval samostatně a uvedl jsem všechny použité zdroje a literaturu. Tato práce nebo její podstatná část nebyly předloženy k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze dne 20. 6. 2014

Podpis

Poděkování

Děkuji panu prof. RNDr. Janu Kalvodovi, DrSc. za trpělivé vedení bakalářské práce, podnětné rady a připomínky a také mé rodině za podporu během celého studia.

Abstrakt

Předložená bakalářská práce popisuje a hodnotí na základě dostupné literatury fyzickogeografické aspekty impaktní události Ries. Zároveň jsou uvedeny hlavní etapy vývoje oblasti dopadu impaktoru od miocénu až po současnost. Studie představuje souhrn poznatků o geomorfologických procesech a jevech, které formovaly primární kráter a jeho okolí, o petrografických transformacích terčových hornin a o následcích impaktu na přírodní prostředí. Zvláštní pozornost je věnována vltavínům, které patří mezi produkty Rieské impaktní události a jejichž nejvýznamnější naleziště se nacházejí na území České republiky. Stručně je diskutován také morfostratigrafický význam vltavínů.

Klíčová slova: Ries, impaktní kráter, vltavíny, paleogeografie

Abstract

The presented bachelor paper describes and evaluates physical geographic aspects of the Ries impact event based on available literature. Development of the impact area from the Miocene to the present is characterised. The study presents summary of knowledge of geomorphological processes and phenomena that shaped the primary crater and its surroundings, the petrographic transformation of targeted rocks and consequences of impacts on the natural environment. Particular attention is paid to moldavites as products of Ries impact event and to their most important sites located in the Czech Republic. Morphostratigraphical value of moldavites is also discussed.

Key words: Ries, impact crater, moldavites, paleogeography.

Obsah

Seznam obrázků	7
Seznam tabulek	7
1. Úvod.....	7
1.1 Téma a cíle práce.....	7
1.2 Fyzickogeografická charakteristika Rieské oblasti	9
2. Geologie a geomorfologie oblasti Ries	11
3. Popis impaktní události	15
3.1 Předimpaktní geologie a geomorfologie.....	15
3.2 Vlastnosti impaktního tělesa.....	15
3.3 Fáze impaktní události.....	16
3.4 Energie impaktu.....	19
4. Následky impaktní události	20
4.1 Kráter.....	20
4.2 Objem vyvržených hornin	22
4.3 Klasifikace impaktních útvarů	24
5. Lokality výskytu vltavínů v Čechách.....	29
5.1 Jihočeské vltavíny	31
5.2 Západomoravské vltavíny	33
5.3 Západočeské vltavíny	35
6. Diskuze morfostratigrafického významu vltavínů	36
7. Závěry.....	41
Seznam literatury.....	43
Internetové zdroje.....	47

Seznam obrázků

Obr. 1: 3D model dnešního reliéfu Rieského kráteru.....	7
Obr. 2: Pohled od jihovýchodu na dnešní kráter Ries s městem Nordlingen.....	8
Obr. 3: Geologická mapa Rieského kráteru	12
Obr. 4: Geologická mapa transportovaných hornin v oblasti kráteru Ries	13
Obr. 5: Modelace vyvržení hornin v čase 0,5 s po impaktu při různých úhlech dopadu a rychlosti 20 km.s^{-1}	16
Obr. 6: Fáze vzniku komplexního impaktního kráteru	17
Obr. 7: Fáze vyhloubení kráteru.....	18
Obr. 8: Schematický řez Rieským kráterem s údaji o teplotách počáteční rovnováhy vyvolané impaktem u jednotlivých typů hornin.....	21
Obr. 9: Rozmístění vybraných druhů hornin v lokalitě impaktního kráteru Ries	25
Obr. 10: 3D model rozmístění vybraných hornin Rieské impaktní struktury	26
Obr. 11: Model vyvržení terčových hornin pro rychlost 20 km.s^{-1} a úhel dopadu 30°	28
Obr. 12: Ložiska vltavínů ve střední Evropě.	29
Obr. 13: Mapa nalezišť vltavínů v jižních Čechách.....	31
Obr. 14: Mapa nalezišť vltavínů na západní Moravě.....	34
Obr. 15: Rozdílné povrchy vltavínů.	38
Obr. 16: Mapka nalezišť vltavínů včetně nově zjištěného naleziště v jižním Polsku	39

Seznam tabulek

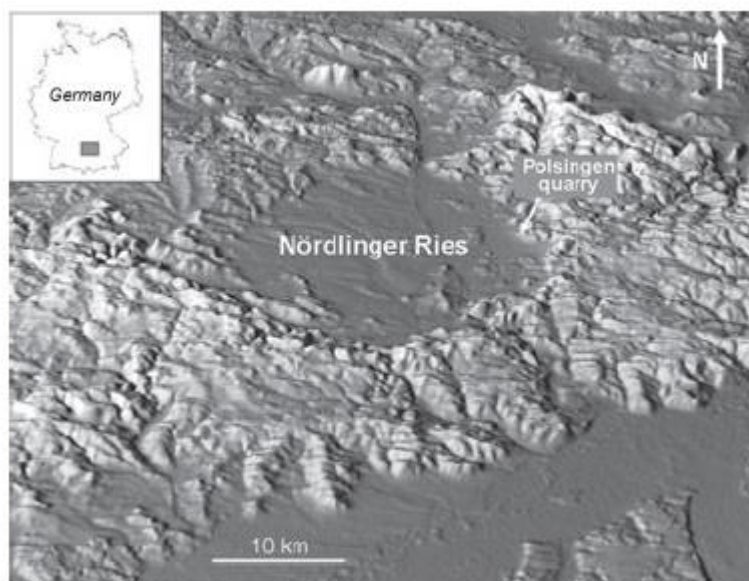
Tab. 1: Impaktní formace Ries.....	24
Tab. 2: Stratigrafické vrstvy vltavínonosných sedimentů z jednotlivých pádových polí v porovnání s geologickými obdobími.....	37

1. Úvod

1.1 Téma a cíle práce

Impakty větších extraterestrických těles jsou velmi vzácnou událostí s často katastrofickými následky. Z hlediska fyzické geografie jde však o jev nesmírně zajímavý, neboť během několika sekund dojde k razantnímu přemodelování poměrně velkého území a k následné dlouhodobé změně geomorfologických a klimatických procesů. Během impaktu dojde k narušení zemské kůry až do hloubky několika kilometrů a ke změně petrografických charakteristik terčových hornin. Podstatný vliv má impaktní událost i na zvětralinový plášť v místě dopadu, hydrologickou síť a v krátkém časovém intervalu i na podnebí a biotu. Pozůstatek jednoho z velkých impaktů se nachází v jižním Německu a nazývá se Rieský kráter.

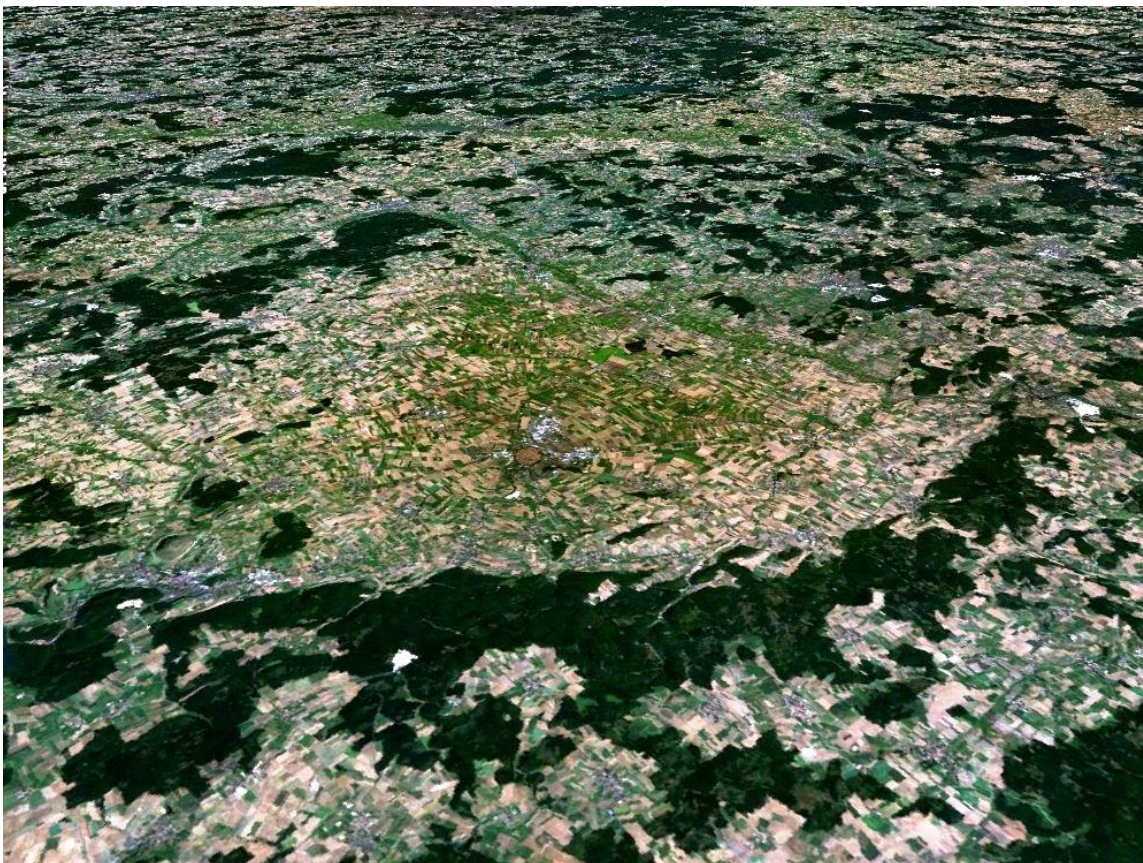
Ries je mělký, okrouhlý, komplexní, impaktní kráter ležící v Bavorsku, asi 110 km severozápadně od Mnichova na styku jurských vápencovitých plošin švábských a franckých alp (Pohl et al. 1977). Průměr kráteru je uváděn mezi 22 až 26 km (viz obr. 1) a byl vytvořen během miocénu před přibližně 15 miliony let, což jej řadí mezi nejmladší a proto i mezi nejzachovalejší impaktní krátery (Sturm et al. 2012). Impaktor, který vytvořil tento kráter, byl zřejmě binární asteroid, který současně vytvořil i nedaleký menší kráter Stenheim s průměrem 3,8 km (Stöffler et al. 2002 cit. v Kenkmann, Schönius 2006, Artemieva et al. 2012).



Obr. 1: 3D model dnešního reliéfu Rieského kráteru. Zdroj: passc.net, [1]

Zkoumání oblasti Ries (obr. 2) započalo již v první polovině 19. století, kdy byly poprvé zveřejněny různé teorie vzniku. První domněnku o impaktním vzniku Ries vyslovil roku 1904 Ernst Werner, i když v té době byl převážně zastáván názor o sopečném původu kráteru. Poprvé byla teorie vzniku dopadem impaktního tělesa prokázána roku 1960, kdy byl Shoemakerem a Chaoem objeven coesit, což je tektosilikát vyskytující se na dně impaktních kráterů (Pohl et al. 1977).

Díky své velikosti, zachovalému stavu vyvrženin tvořící spojitou vrstvu především na jižním okraji kráteru, jde o pravděpodobně nejlépe prozkoumanou pozemskou impaktní strukturu vůbec, takže může sloužit jako důležitý zdroj informací pro výzkum dalších impaktních kráterů, jevů a mechanik s nimi spojených navzdory tomu, že podmínky Rieského kráteru se liší od průměrné situace na povrchu planety. O cennosti Rieského kráteru pro výzkum svědčí i to, že sloužil jako přípravné stanoviště astronautům z Apolla 17 v srpnu roku 1970 (Pohl et al. 1977, Arp 2006, Kenkmann, Schönian 2006).



Obr. 2: Pohled od jihovýchodu na dnešní kráter Ries s městem Nordlingen. Zdroj: Wikipedie, [2]

Jedním z prvků, který měl výrazný dopad na současnou podobu Rieského kráteru je uvnitř kráteru nacházející se město Nordlingen, poprvé zmíněné roku 898. Pod

městem byly navíc nalezeny zbytky římské pevnosti z roku 85. Celé historické centrum města Nordlingen včetně kostela a zachovalého opevnění bylo postaveno ze suevitů vytěžených z lomů uvnitř kráteru. Jako lomy sloužily okrajové valy kráteru, které umožňovaly snadnou těžbu. Tyto suevity mimo jiné obsahují i mikroskopické diamanty, kterých bylo při impaktu vytvořeno celkově asi 72 000 tun (Jiránek 2012).

Cílem bakalářské práce je popsat a zhodnotit fyzickogeografické aspekty impaktní události Ries a změny oblasti dopadu impaktoru, jež se udály od miocénu až po současnost. Studie představuje souhrn poznatků o geomorfologických procesech a jevech, jež formovaly primární kráter a jeho okolí, o petrografických transformacích terčových hornin a o následcích impaktu na přírodní prostředí. Dále je popsán morfostratigrafický význam českých vltavínů, které jsou jedním z produktů impaktní události Ries.

1.2 Fyzickogeografická charakteristika Rieské oblasti

Během impaktní události byly autochtonní sedimenty a část hornin krystalického podloží z kráteru odpařeny, nebo metamorfovány a vyvrženy. Rieskou impaktní strukturu lze geologicky rozdělit do několika koncentrických zón na základě petrografických charakteristik metamorfovaných hornin a podle vzdálenosti, do které byly tyto horniny vyvrženy (Pohl et al. 1977). Ve středu těchto koncentrických zón leží centrální pánev kráteru, kterou vyplňuje 300 m mocná vrstva fallback suevitů a na ní ležící 300 m mocná vrstva jezerních sedimentů. Mezi centrální pánví a okrajem kráteru se nachází zóna megabloků tvořená alochtonními brekciovitými sedimentárními a krystalickými horninami i paraautochtonními sedimentárními horninami (obr. 3 a 4). Geologii impaktní struktury vně kráteru lze charakterizovat jako více či méně spojitou vrstvu metamorfovaných a vyvržených alochtonních hornin uložených na autochtonních horninách, místy překrytou postimpaktními sedimenty (Pohl et al. 1977, Kenkmann, Schönius 2006). Mezi alochtonními horninami Vorrieské zóny, která koncentricky navazuje na zónu megabloků, převládají pestré (buntské) brekcie, alochtonní megabloky a suevity. Nejevzdálenější a nejméně spojitou vrstvou je pak zóna vzdálených vyvrženin, kterou tvoří nespojitě reuterské bloky, bentonity a vltavíny.

Vzhledem ke stáří kráteru je na morfologii impaktní struktury patrné 15 milionů let působící geologické procesy. Ve středu kráteru lze identifikovat centrální pánev, kterou ohraničují zbytky pahorků vnitřního prstence. Kráter byl dlouhé období po svém vzniku

vyplněn jezerem, které bylo postupně zanášeno, takže dno centrální pánve je dnes pokryté až přes 300 m mocnými jezerními sedimenty. Dno pánve se nachází pouze 100 – 150 m pod zerodovanými zbytky okrajových valů. Vnitřní prstenec obepíná mělčí kruhové údolí na vnější straně ohraničené okrajem kráteru a vyznačující se kopcovitým reliéfem (obr. 1 a 2). Kráterem protékají říčky Wörnitz a Eger, jejichž toky protínají i valy kráteru.

V současné době je podnebí oblasti Rieského kráteru mírné a teplé s rovnoměrným rozložením dešťových srážek během roku (v Köppenově klasifikaci odpovídá Cfb). Vzhledem k značnému vlivu oceánu jsou roční výkyvy teplot malé. Průměrná teplota nejteplejšího měsíce nepřesahuje 22°C a zároveň průměrná teplota nejchladnějšího měsíce přesahuje -3°C. Pouze několik kilometrů na jih od okraje Rieského kráteru protéká druhý největší evropský veletok Dunaj. Samotným kráterem protéká řeka Wörnitz, což je 132 km dlouhý levý přítok Dunaje. Přímo v kráteru do Wörnitzu ústí říčka Eger. Vydátne jsou zdroje krasových vod, kterými disponují celá Švábská a Franská Alba (Král 1999). Biogeograficky patří lokalita Rieského kráteru ke středoevropské provincii eurosibiřské podoblasti Holarktidy, která prošla během kvartéru významnými klimatickými změnami. Rieský kráter je situován na pomezí vápenců Francké Alby, kde nyní převládají rendziny, a na pomezí vápenců Švábské Alby, kde se k rendzinám přidružují rubefikované luvisolys a typické luvisolys (Král 1999).

V Rieském kráteru ležící město Nordlingen bylo prvně zmíněno v roce 898 a pod ním byly nalezeny pozůstatky římské pevnosti pravděpodobně z roku 85 našeho letopočtu, což svědčí o dlouhodobě trvajícím využívání krajiny člověkem v mladším holocénu, a s tím spojenými změnami krajinného pokryvu jako jsou odlesnění, zábor ploch pro zemědělství, průmysl a osídlení. Největší odlesnění v Německu proběhlo během středověké kolonizace, kdy na řadě míst byla rozloha lesů menší než dnes. Dnešní lesy v Německu jsou většinou výsledkem umělé výsadby jehličnatých monokultur, které se zde začaly vysazovat od poloviny 18. století (Král 1999).

Paleogeografický vývoj lokality kráteru Ries v mladším kenozoiku, včetně činnosti člověka zejména v holocénu, do určité míry zastřel a přetvořil původní projevy významné impaktní události, která proběhla před 15 miliony lety.

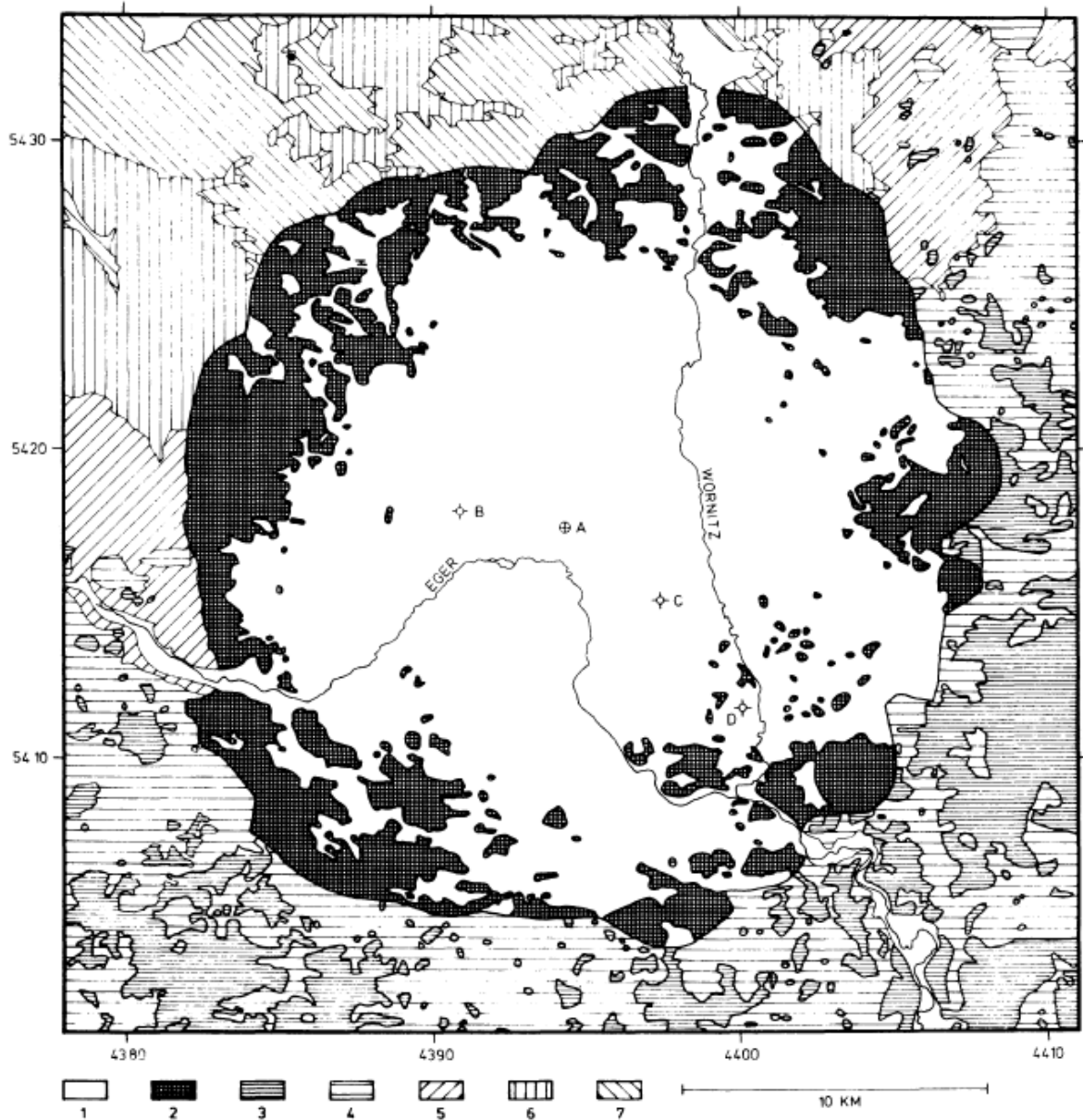
2. Geologie a geomorfologie oblasti Ries

Tvar kráteru Ries lze popsat jako mělkou kruhovitou pánev s nadmořskou výškou pohybující se mezi 410 – 430 m, průměrem 22 – 26 km, jejíž dno se nachází asi 100 – 150 m pod úrovní okrajového valu (Chao, Minkin 1977, Pohl et al. 1977, Jiránek 2012). Celou impaktní strukturu lze dle geologických útvarů a povrchových tvarů rozdělit na několik koncentrických zón. Ve středu je umístěna plochá centrální pánev, tvořená terciárními post-impaktními jezerními sedimenty s nadmořskou výškou mezi 410 – 420 m a průměrem 11 – 12 km. Centrální pánev je na západě, jihozápadě a východě ohraničena prstencem, v němž lze identifikovat až 8 pahorků, které vystupují zhruba 50 m nad úroveň pánve (Pohl et al. 1977, Jiránek 2012). Jsou rozlišovány dva okraje kráteru – morfologický, jenž je patrný na povrchu, a tektonický, který je určen rozdíly v podloží. Zóna mezi vnitřním prstencem a morfologickým okrajem kráteru, který má průměr výše zmiňovaných 22 – 26 km, je tvořena zčásti mladšími vrstvami post-impaktních jezerních sedimentů a zčásti pahorkovitým reliéfem dosahujícím v severní části Ries nadmořské výšky 450 – 500 m, v jižní části 550 – 600 m (Pohl et al. 1977).

V poloměru 12 – 13 km lze identifikovat tektonický okraj kráteru. Jedná se o koncentrický zlom, který odděluje dopadem impaktoru přemístěné a s podložím nespojené megabloky od autochtonních, nerozrušených vrstev. Koncentrická zóna mezi vnitřním prstencem a tektonickým okrajem se nazývá zóna megabloků (Pohl et al. 1977). Naproti tomu Kenkmann a Schönian (2006) definují zónu megabloků mezi vnitřním prstencem a morfologickým okrajem kráteru. Pahorky vnitřního prstence a pahorky v zóně megabloků jsou převážně přemístěné megabloky o velikosti až 1 km (Pohl et al. 1977). Celá zóna je tvořena alochtonními bloky brekciováných sedimentů a krystalických hornin uložených v pestrých brekciích a parautochtonními sedimentárními bloky, které se propadly do kráteru během jeho kolapsu (Kenkmann, Schönian 2006).

Z obr. 3 je patrné, že na jihozápadě, jihu a jihovýchodě vně tektonického okraje se nachází spojitě Vorrieské sedimenty, což jsou dopadem impaktoru přemístěné masivy hornin ve spojitém pokryvu (Pohl et al. 1977), které byly zaznamenány až do vzdálenosti 45 km od středu kráteru (Sturm et al. 2012). Za vrstvou spojitých Vorrieských sedimentů byla zjištěna poslední zóna koncentrického uspořádání. Do zóny

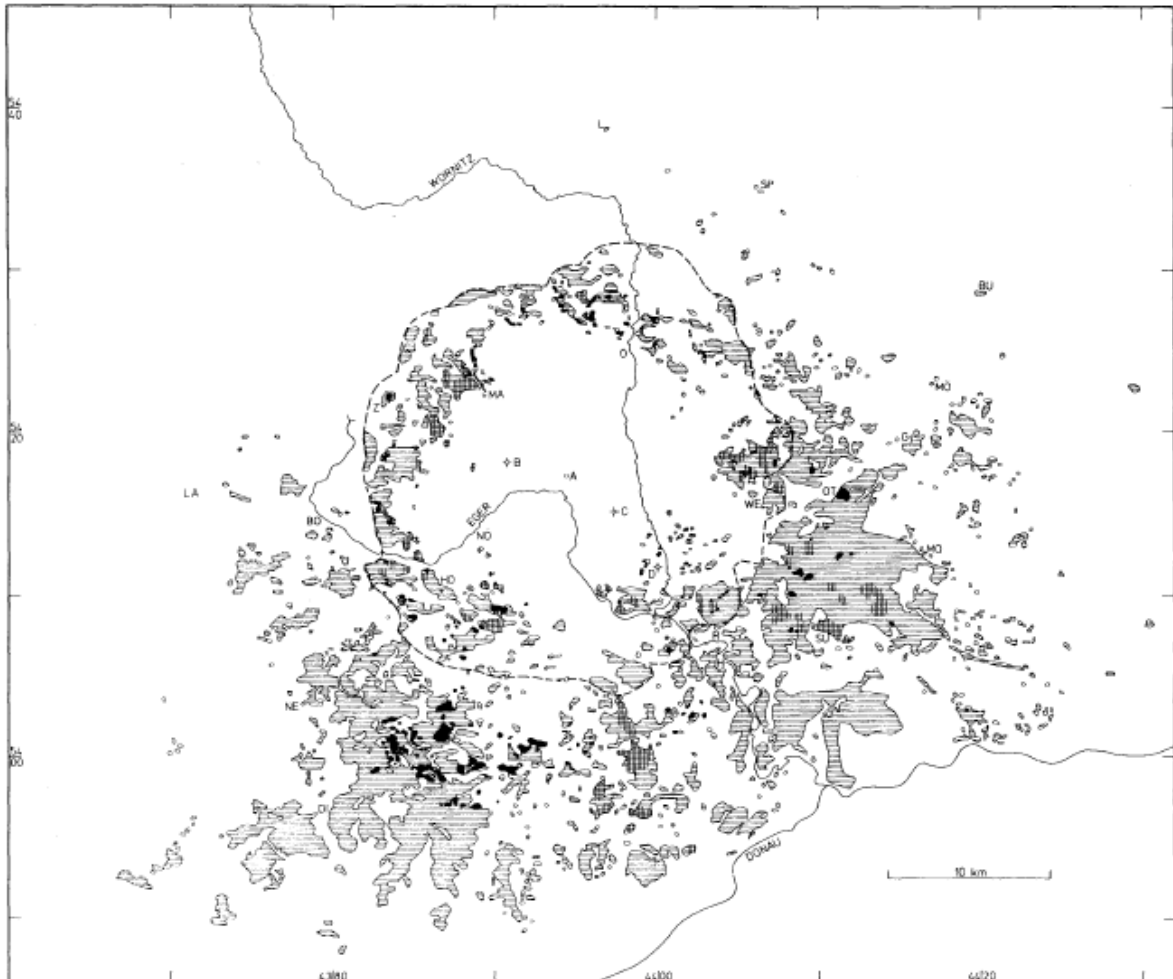
vzdálených vyvrženin patří tři typy hornin, které mají spojitost s Rieskou událostí: reuterské bloky, molasské bentonity a vltavíny (Pohl et al. 1977).



Obr. 3: Geologická mapa Rieského kráteru. 1- post-impaktní sedimenty, 2- zóna megabloků, 3- spojité Vorriesské sedimenty, souvrství předriesských sedimentů se stářím: 4- malm, 5- dogger, 6- liass, 7- keuper. Zdroj: Pohl et al. 1977

Na východě a jihovýchodě utváří Vorriesské sedimenty relativně spojitou, vyhlazenou vrstvu pestrých brekcií na některých místech překrytou post-impaktními pozdně miocénními a pliocénními fluviálními sedimenty. Na jihu a jihozápadě je morfologie Vorriesských sedimentů více nespojitá a pahorkovitá (Pohl et al. 1977, Kenkmann, Schönian 2006). Na východě a severovýchodě pak byly nalezeny pouze izolované zbytky vyvrženin, za severozápadní tektonickou hranicí se pak

neobjevují žádné dopadem impaktoru přemístěné masy hornin a i megabloky náhle končí (Pohl et al. 1977). Geologické mapování útvarů vytvořených dopadem impaktního tělesa komplikuje částečný překryv post-impaktními terciárními sedimenty, hluboké vrstvy půdy a souvislý pokryv vegetací, nicméně určitá asymetrie v rozmístění dopadem impaktoru přemístěných hornin je patrná (Pohl et al. 1977).



Obr. 4: Geologická mapa transportovaných hornin v oblasti kráteru Ries. Vodorovné šrafování znázorňuje pestré brekcie a megabloky, černá barva suevity, křížové šrafování horniny krystalinického podloží. Zdroj: Pohl et al. 1977

Gall et al.(1977, cit. v Pohl et al. 1977) uvádí, že většina nekoncentrických a nepravidelných rysů v rozložení přemístěných hornin je způsobena post-impaktní erozí, která ovlivnila různé části Rieské oblasti s různou intenzitou. Po impaktu byl kráter dlouhé období vyplněn post-tortonými převážně jezerními sedimenty, které pokryly impaktní útvary, čímž ochránily celou strukturu od destrukce erozí. K odstranění těchto sedimentů došlo až po tektonickém zdvihu severní části a úklonu k jihovýchodu do té

doby horizontálně uložených vrstev během pozdního pliocénu a pleistocénu (Pohl et al. 1977).

Spolu s odstraněním post-tortonského překryvu erozí došlo k odstranění i značné části impaktních útvarů na západ, sever a severovýchod od centrální části kráteru. Tato rozdílná denudace povrchu byla způsobena vývojem podpovrchového krasového systému, který odvodňoval velkou část malmské vápencové plošiny na jihu. Uvnitř tektonického okraje kráteru také probíhala eroze post-impaktních jezerních sedimentů (až 100 m mocných), která však výrazně neovlivnila odolnější, dopadem impaktoru přemístěné masivy hornin megablokové zóny (Pohl et al. 1977).

3. Popis impaktní události

3.1 Předimpaktní geologie a geomorfologie

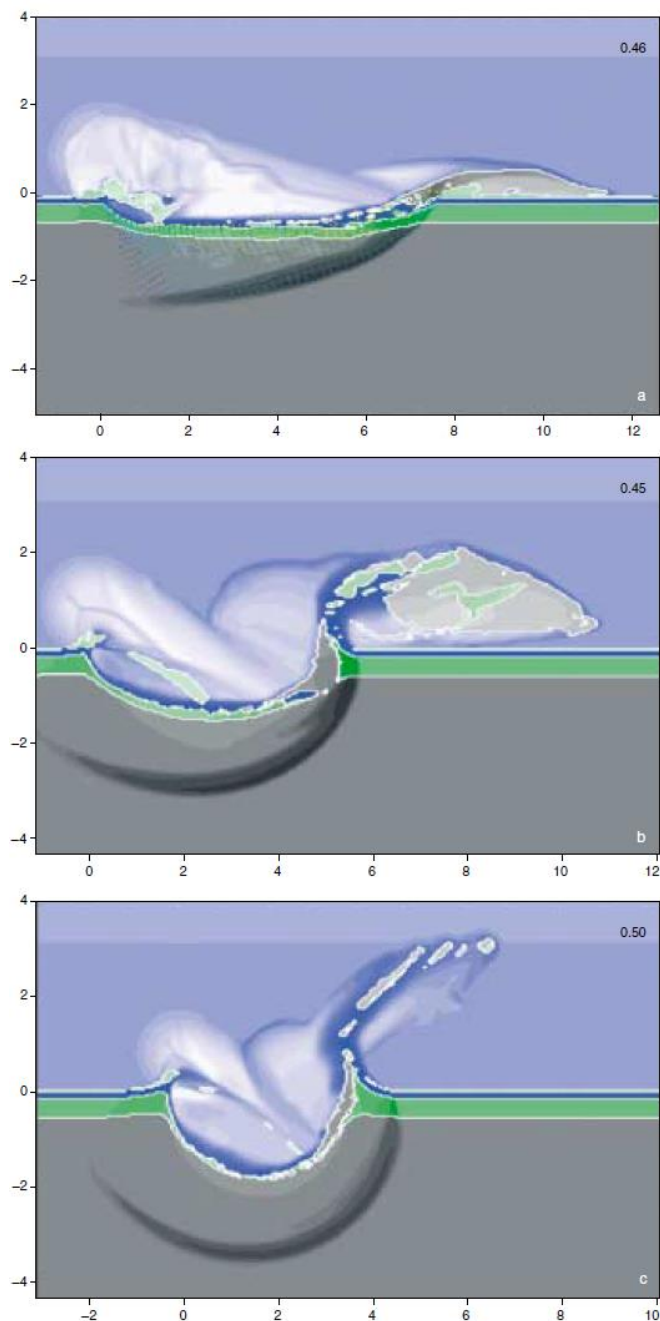
Oblast dnešního kráteru Ries pokrývaly horizontální vrstvy terciálních, jurských a triaských sedimentárních hornin. Jedná se o vápence, břidlice a pískovce a je možné, že vzácně se vyskytly i permské sedimenty. Pod tímto sedimentárním vrstevním sledem hornin je umístěn podklad z krystalinických hornin hercynského stáří – ruly, žuly a metabazity (Artemieva et al. 2002).

Před dopadem meteoritu byla oblast silně erodována toky, které směřovaly převážně k jihovýchodu. Západní řeky se zařízly do reliéfu asi 100 – 150 m, čímž se dostaly epigeneticky až do pískovců doggeru. „Paleomohan“ nejnižší zerodovala oblast až na souvrství malmských vápenců 150 – 200 m pod povrchem, čímž rozdělila malmskou vápencovou plošinu, která zřejmě pokrývala většinu plochy dnešního kráteru, na systém stolových hor, zejména nápadný v severní části Riesu (Chao, Minkin 1977, Pohl et al. 1977).

3.2 Vlastnosti impaktního tělesa

Dle Stöfflera (2012 cit. v Kenkmann, Schönian 2006) a Artemievy et al. (2002) bylo impaktní těleso, jež vytvořilo Rieský kráter binární asteroid. Jehož menší člen vytvořil kráter Stenheim, ležící asi 40 km západο-jihozápadně od středu Riesu a větší část asteroidu vytvořila Rieský kráter. Vzhledem k rozmístění kráterů lze usoudit, že těleso směřovalo od západο-jihozápadu k východo-severovýchodu (Artemieva et al. 2002).

Vznik a rozmístění impaktních útvarů je podmíněno úhlem dopadu, což dokládá obr. 5. Spolu s úhlem dopadu je pro rozmístění impaktních útvarů, velikost impaktní struktury a její tvar podstatný směru letu impaktoru a jeho velikost. Na základě dat získaných o tavení hornin v blízkosti povrchu a nízkou kontaminaci materiálu impaktoru se usuzuje, že úhel dopadu impaktoru s povrchem Země byl 30° a rychlost 20 km.s⁻¹ (Artemieva et al. 2002). Chao, Minkin (1977) pak shrnují další informace o impaktoru takto: impaktní těleso bylo pravděpodobně kamenný meteorit s hustotou kolem 3,5 g.cm⁻³, velikostí do 3 km v průměru a rychlostí 15 km.s⁻¹. Trnka a Houzar (2002) uvádí průměr impaktoru 500 – 1000 m. Jiránek (2012) pak uvádí průměr kolem 1,5 km, rychlost impaktoru 20 km.s⁻¹ a úhel dopadu mezi 30° – 50°.



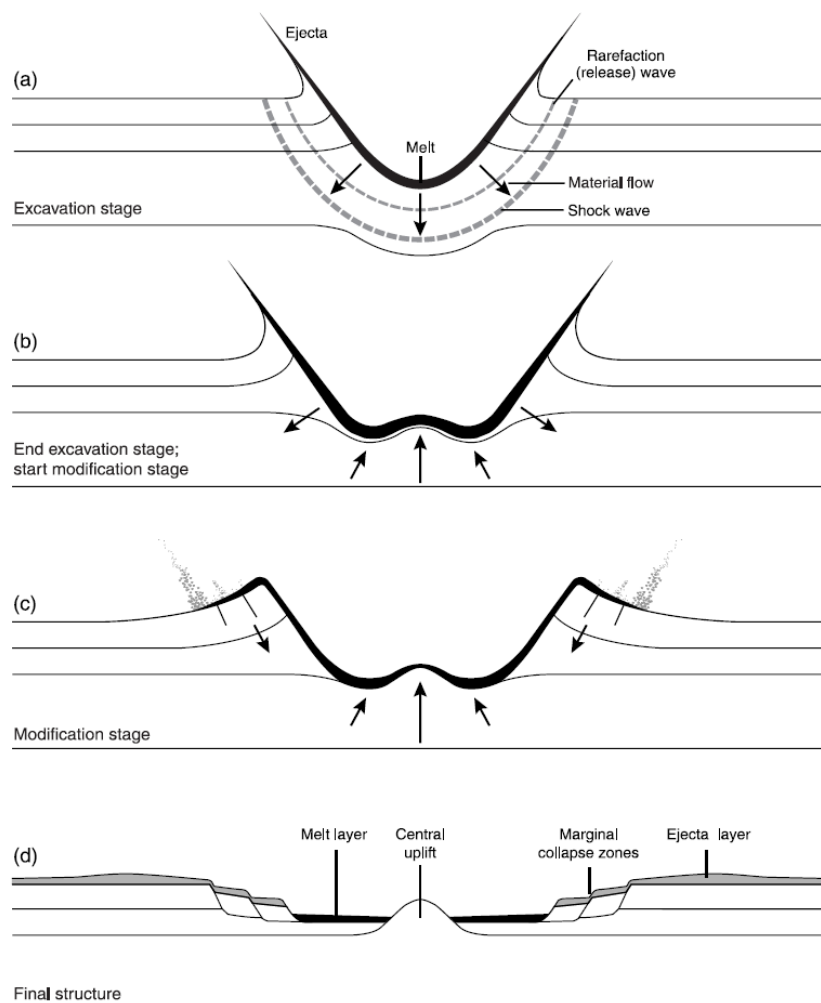
Obr. 5: Modelace vyvržení hornin v čase 0,5 s po impaktu při různých úhlech dopadu a rychlosti 20 km.s^{-1} . (a) při úhlu 15° , (b) při úhlu 30° , (c) při úhlu 45° . Zdroj: Artemieva et al. 2002

3.3 Fáze impaktní události

U dostatečně velkých a koherentních těles, jímž Rieský meteorit bezesporu byl, dochází při průletu atmosférou k malému nebo dokonce žádnému snížení rychlosti a intenzivní rázovou vlnou dojde v místě dopadu k vytvoření kráteru (French, 1998). Proces vzniku takového kráteru se obvykle dělí na tři fáze.

První fází impaktu je fáze kontaktu a komprese, která nastává při přiblížení impaktoru k povrchu Země. Vzduch se mezi impaktorem a povrchem Země zahřívá a

stlačuje až do hodnot, ve kterých dochází k tavení hornin pod impaktorem. Dekompresí vzduchu je vymrštěn vrchní pokryv dopadové oblasti ve formě malých intenzivně zahřátých tělísek povrchových hornin. Tyto tělíska byla vymrštěna rychlostí pravděpodobně vyšší než je rychlost impaktoru, ve vzduchu vychladla a vytvořila pádové pole zelených tektitů, které jsou u popisované impaktní události označovány jako vltaviny (Osinski 2004). Artemieva et al. (2002) uvádí vzdálenost lokalit vltavinů okolo 200 – 450 km od centra Rieského kráteru. Stöffler (2002) však předpokládá možnou maximální vzdálenost až 500 km a Brachaniec (2014) uvádí nález tektitů 490 km od Rieského kráteru.

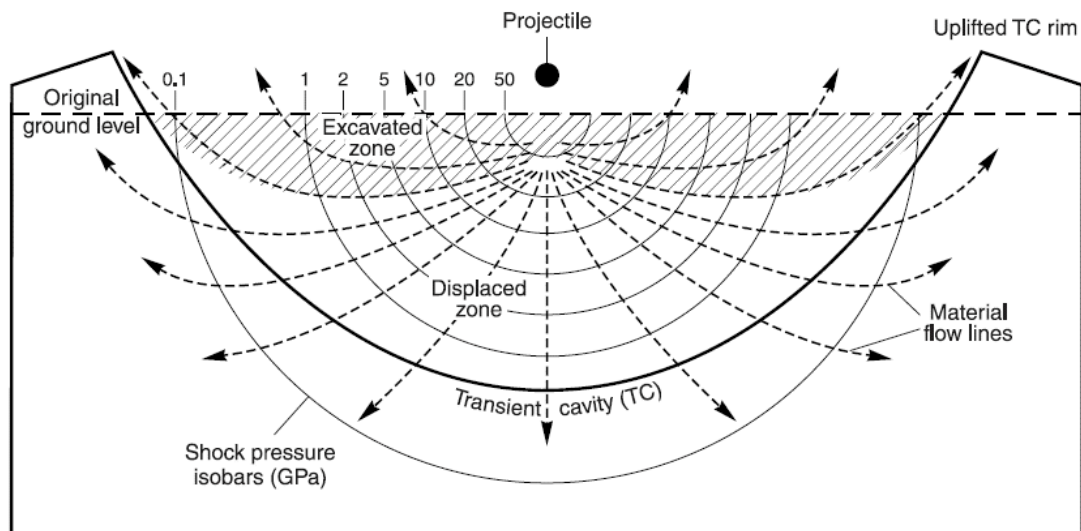


Obr. 6: Fáze vzniku komplexního impaktního kráteru. (a) fáze vyhloubení kráteru, kdy je materiál vymrštěn z expandujícího kráteru, (b) výzdvih dna kráteru zahájený před ukončením hloubení do postranních směrů, (c) tvorba centrálního pahorku, (d) kolaps okrajů kráteru. Zdroj: French 1998

Při kontaktu impaktoru s terčovými horninami došlo k přeměně kinetické energie projektilu na dvě rázové vlny – jedna vlna směřovala vzhůru do těla projektilu a druhá dolů do terciérních sedimentů. Rázová vlna se pak těmito horninami šířila a způsobila

jejich dezintegraci a metamorfózu. To způsobilo zahřátí hornin a jejich tlakovou deformaci až na 25% jejich původního objemu (French 1998, Osinski 2004).

Fáze vyhloubení kráteru nastává při úplném odpaření meteoritu, které způsobila snížená hustota materiálu vyvolaná zeslábnutím šokové vlny a výraznou dekompresí. Terčový materiál získal velkou kinetickou energii, což způsobilo vznik příčně progresivní formace kuželovitého pokryvu vyvrženin v okolí impaktoru. Původně výše umístěné sedimenty tak vytvořily nejnižší vrstvu vyvrženin. Převážně triasské, jurské a terciární sedimenty byly promíchány s úlomky podloží a utvořily tak pestré brekcie. Následně došlo k uložení převážně granitického krystalického podloží na pestré brekcie, čímž vznikla formace hornin, které nazýváme suevity (Osinski 2004).



Obr. 7: Fáze vyhloubení kráteru. Půlkružnice označené čísly jsou izobary síly rázové vlny v GPa, přerušované čárky značí směr pohybu horninového materiálu. Šrafem a popiskem *Excavated zone* je označena vyhloubená zóna, ve které jsou horniny rozrušeny a vymrštěny mimo přechodný kráter. Pod vyhloubenou zónou s popiskem *Displaced zone* se nachází přemístěná zóna, v níž jsou horniny zatlačeny dolů nebo ven, avšak nedosáhnou povrchu. Přerušovanou vodorovnou čarou je naznačena původní úroveň terénu, nad níž vystupují okraje přechodného kráteru. Zdroj: French 1998

Z tlakem stlačeného meteoritu a terciárních povrchových vrstev vznikl rozsáhlý oblak vyvrženin obsahující 2 – 3 km³ materiálu. Tento rozpínající se oblak pod tlakem pronikl do asi 5 km³ vyhloubených a odpařených hornin krystalického podloží, kde se promíchaly a daly vzniknout suevitům, impaktní tavenině složené z fragmentů krystalického podloží, prachu a malých úlomků terciárního pokryvu (Osinski 2004).

Třetí fází impaktní události je fáze modifikace, při níž jsou hmota a tvary oblasti dopadu postupně stabilizovány do rovnovážného stavu. U velkých komplexních kráterů jako je Rieský kráter, dochází v této fázi ke vzduť stlačených hornin pod středem právě vyhloubeného kráteru, čímž vzniká vnitřní prstenec kráteru. Gravitačními deformacemi nově vytvořených svahů kráteru, včetně svahů vnitřního prstence, dochází k vytvoření stupňů s terasami. Středový prstenec obepíná prohlubeň, která stupňovitě stoupá až k okrajům kráteru s terasami (French 1998, Osinski 2004, Jiránek 2012).

Žhavý a rozpouštějící se oblak páry způsobuje silné bouřky, které zaplavují kráter. Původní odtoková síť je změněna. Zaplavení kráteru dokládají nálezy dendritických textur ve „fallback“ suevitech, které naznačují, že tyto suevity byly vystaveny prudkému ochlazení z 2 000°C. Navíc tyto prudké srážky napomáhají vzniku řady sesuvů svahů kráteru. Vytvoření jezera a fluvialní eroze v jeho okolí, pak topografické extrémy zarovnal (Osinski 2004).

3.4 Energie impaktu

Jednou z možností, jak provést odhad impaktní energie uvolněné při dopadu impaktoru, je využít údaje o hmotnosti přemístěných hornin (Pohl et al. 1977). Celková hmotnost přemístěných hornin bude ve sledovaném případě zahrnovat zejména deficit horninového materiálu pod 400 m n. m. Tento deficit se z gravitačních měření odhaduje na 75 000 – 100 000 Mt (mega tun). K této hodnotě je třeba přičíst horninový materiál jezerních sedimentů (56 000 Mt), hmotnost „fallback“ suevitů (32 000 Mt) a vyvržený horninový materiál uložený v nadmořské výšce nad 400 (145 000 Mt). Z těchto údajů lze odhadnout celkovou hmotnost přemístěných hornin na 308 000 – 333 000 Mt. (Pohl et al. 1977).

K vyvržení 300 000 Mt do výšky 5-10 km (maximální horizontální transport 10 – 20 km) je třeba $1,5 \times 10^{19}$ J až 3×10^{19} J (Pohl et al. 1977). Pouze část impaktní energie se přemění na kinetickou energii vyvrženin, a proto je třeba tento odhad vynásobit koeficientem, jehož hodnota je mezi 2 a 3. Odhad celkové kinetické energie dopadajícího tělesa se pak pohybuje mezi 10^{19} – 10^{20} J (Pohl et al. 1977). Jiránek (2012) uvádí impaktní energii $2,4 \times 10^{21}$ J.

4 Následky impaktní události

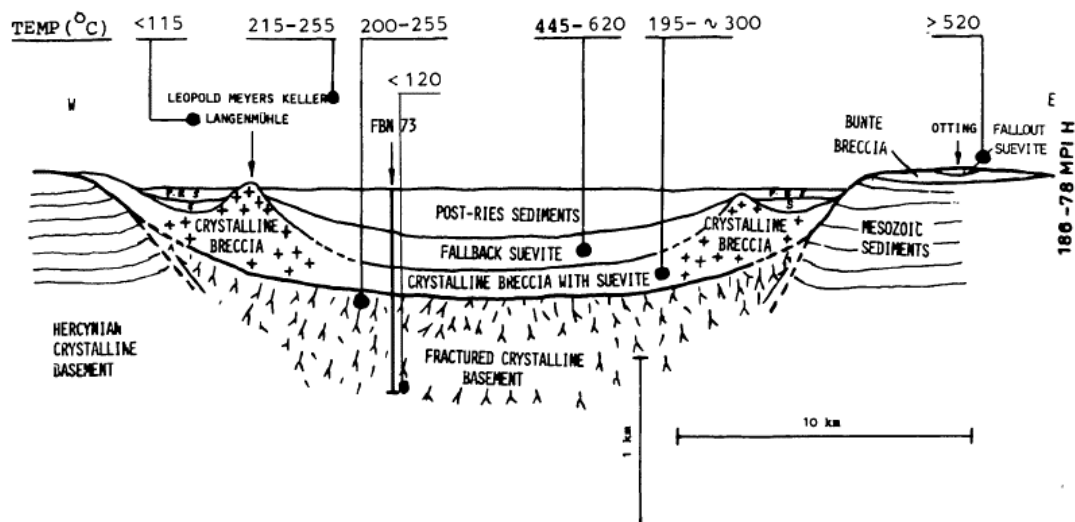
Srážka tak velkého extraterestrického tělesa, jakým byl meteorit, který vytvořil Rieský kráter, s povrchem Země s sebou nese rozsáhlé/katastrofické změny přírodního prostředí lokality impaktu. Došlo k tavení podložních hornin v okruhu nejméně 10 km od centra impaktu do hloubky až 5 km, k přemístění velkého objemu hornin, k zemětřesením a lesy v okruhu nejméně 200 km od centra impaktu byly vypáleny (Böhme et al. 2002).

Při impaktu také dochází k přínosu velkého množství tepelné energie do místa dopadu. Vyrovnání tepelných rozdílů mezi impaktní strukturou a okolím pak zabere až několik století (Leroux 2005). Tepelná energie uložená v impaktní struktuře připovrchové části zemské kůry může být zdrojem hydrotermálních aktivit. Díky teplotním rozdílům mezi kráterem a okolím má kráter během postimpaktního ochlazování specifický hydrotermální cirkulační systém. Jedním z projevů hydrotermálních aktivit, které jsou odvozeny z nálezů travertinu v Rieském kráteru, jsou zdokumentované výskyty bahenních sopek (Leroux 2005, Arp 2006).

4.1 Kráter

Rieský kráter patří mezi komplexní krátery, jejichž morfologie se vyznačuje středovými pahorky a terasovitým uspořádáním vnitřních okrajových valů kráteru. Tyto terasy však v dnešním reliéfu patrně nejsou, neboť jsou na nich uloženy až 300 m mocné jezerní sedimenty z období po impaktu (Arp 2006).

Dopadem impaktoru do terčových hornin vznikl původně v průměru 12 - 16 km velký kráter, který však prošel v krátkém časovém horizontu (během fáze modifikace kráteru, kdy dochází k návratu okolí impaktu do rovnovážného stavu) výraznými morfologickými změnami (Kring 2004, Osinski 2004). Kring (2004) uvádí, že odhad hloubky tohoto přechodného kráteru se nachází někde mezi $3/10$ a $1/2,7$ průměru kráteru, hloubka přechodného kráteru se tedy předpokládá mezi 2,6 – 5,5 km. Během řízení valů došlo k ustálení průměru na současných 22 – 26 km a hloubka kráteru se zmenšila na 750 – 1000 m a poměr hloubka k průměru odpovídá přibližně 1:33. Objem kráteru Ries se uvádí přibližně 184 km^3 (Chao, Minkin 1977, Brož 2000, Kring 2004).



Obr. 8: Schematický řez Rieským kráterem s údaji o teplotách počáteční rovnováhy vyvolané impaktem u jednotlivých typů hornin. Zdroj: Wagner 1978

V současné době leží povrch akumulací kráteru 100 – 150 m pod úrovní zerodovaných okrajových valů tvořených malmskými vápenci. Středové pahorky, kterých je zjištěno 8 a ohraničují vnitřní kráter mající v průměru 10 km, převyšují povrch pánve pouze o 50 m. Pánev je vyplněna vrstvou impaktních tavenin krystalických brekcií se suevity (obr. 8), na níž leží až cca 300 m mocná vrstva „fallback“ suevitů a přibližně stejně mocné souvrství jezerních sedimentů (Jiránek 2012).

Po vyhloubení samotného Rieského kráteru, jenž byl po vzniku bezodtoký, došlo rychle k jeho vyplnění vodou a vytvoření jezera. Toto jezero mělo relativně vysoký poměr velikosti povrchu k objemu, tzn. plocha jezera byla velká vzhledem k hloubce. Navíc se v jezeru po následující přibližně 2 miliony let ukládaly sedimenty, které zakonzervovaly uvnitř kráteru se nacházející část impaktní struktury před erozí a denudací (Arp 2006). Sedimenty jezera, které vyplňovalo v miocénu pánev kráteru, lze kromě dna pánve, kde dosahují mocnosti i přes 300 m, nalézt i na megablocích a okrajových svazích impaktního kráteru, kde se vyskytují jako erodované reliktky. Pohl et al. (1977) uvádějí, že mocnost jezerních sedimentů v centrální části kráteru je až 400 m. Podstatná část informací o vývoji jezera a jeho sedimentů pochází z výzkumného vrtu Nördlingen 1973. V tomto vrtu byly navrtány jezerní sedimenty až do hloubky 314,3 m (Arp 2006), přičemž sedimenty lze dělit na čtyři druhy, které byly ukládány v následujícím pořadí:

Bazální sekvence jezerních sedimentů miocenního stáří tvoří v horninách zkoumaných vrtem Nordlingen souvrství mocné 58,3 m. Toto souvrství se skládá z hrubozrnných úlomků aluviálních kuželů, postupně přecházejících na jemnozrnné jílovce z playa a na fosílie bohaté sedimenty stálého jezera. Po bazálním souvrství následuje vrstva laminitů mocná 145 m, kterou tvoří bituminózní dolomitické laminity s hojným výskytem rozsivek ve spodní části. Laminity byly ukládány v eutrofních a často alkalických a salinních podmínkách stálého jezera s euxinickým prostředím v jeho spodních vodách. Po vrstvě laminitů byly identifikovány sedimenty sekvence slínu mocné 59 m. Jedná se o vrstevnatý šedý až nazelenalý slín s bioturbačními a desikačními strukturami. Na souvrství slínu jsou uloženy sedimenty jílové sekvence mocné 52 m. Tento tmavě šedý jíl je místy bohatý na organické látky a lignitové proslojky z období nenaslinného a velmi mělkého jezera. Paleogeografický vývoj jezerního prostředí byl tedy charakterizován postupným posunem od eutrofního solného jezera k solnému jezeru s větším obsahem Ca^{2+} a následně až k oligotrofnímu sladkovodnímu jezeru bohatého na Ca^{2+} (Arp 2006). Z druhového zastoupení nalezených fosilií z Rieských jezerních sedimentů lze o jezerním prostředí usuzovat, že šlo o nehostinné“ sladkovodní prostředí. Nicméně pouze vrchní vrstvy (méně než 52 m hloubky vrtu) sedimentů naznačují sníženou salinitu a přítomnost dočasného sladkovodního prostředí.

Koncem miocénu došlo k úplnému vyplnění pánve kráteru jezerními sedimenty, jejichž přes 100 m mocná vrstva byla ve starších obdobích pleistocénu erodována. V mladším kvartéru se pak uvnitř kráteru vytvořilo souvrství spraší, která je základem jeho dnešnímu převážně zemědělskému využívání (Arp 2006, Jiránek 2012). Povrch pánve impaktního kráteru Ries se tak dnes nachází mezi 410 – 430 m n. m., zatímco valy okraje kráteru leží v severní části v nadmořské výšce 450 – 500 m a v jižní části 550 – 600 m (Pohl et al. 1977, Arp 2006). Z uložení vrstev sedimentů na jihu a jihozápadě kráteru Ries byl zjištěn mírný úklon těchto vrstev způsobený tektonickými pohyby. Je pravděpodobné, že tektonické pohyby se projeví již v pozdním miocénu a probíhaly až do pleistocénu.

4.2 Objem vyvržených hornin

Podrobná geologická stavba a morfologické detaily impaktního kráteru Ries nejsou dosud známy. Proto jsou odhady objemu vyvržených hornin velmi hrubé a poskytují pouze základní představu o minimálních a maximálních možných hodnotách.

Pohl et al. (1977) předpokládají pro tyto výpočty horizontální vrstvení sedimentárních hornin a jejich mocnost před impaktem 600 m, a to při jejich povrchu přibližně na úrovni hladiny moře.

K odhadu maximálního objemu vyhloubených sedimentů byla využita mocnost sedimentů současné pánve kráteru až do úrovně 600 m n. m. (84 km^3). Pohl et al. (1977) k nim přičetli objem jezerní sedimentů (28 km^3), „fallback“ suevity nacházející se nad úrovní hladiny moře (7 km^3) a akumulace přemístěné s podložní horninou ve vnitřním prstenci kráteru ($5 - 10 \text{ km}^3$) a v megablokové zóně ($5 - 10 \text{ km}^3$). Celkový odhad maximálního objemu sedimentů vyhloubených dopadem impaktoru je tedy $129 - 139 \text{ km}^3$.

Při odhadu minimálního objemu sedimentárních hornin vyhloubených dopadem se počítá se sedimenty nad úrovní 600 m n. m. ve vnitřním kráteru, tedy v poloměru 12 km. K nim přičteme objem jezerních sedimentů, suevitů a struktury vnitřního prstence, ve stejných hodnotách jako u odhadu maximálního objemu. Takto odhadnutý minimální objem vyhloubených hornin je přibližně 71 km^3 (Pohl et al. 1977).

Pokud jde o objem vyhloubených podložních krystalinických hornin, pod úrovní – 100 m chybí mezi $22 - 30 \text{ km}^3$ krystalických hornin. Dále se přičítá objem podložních hornin mezi 0 a -100 m n. m. v poloměru 10 km (31 km^3). Odhad celkového objemu vyhloubených podložních hornin je tak mezi $53 - 61 \text{ km}^3$ (Pohl et al. 1977).

Objem impaktních tavenin lze spočítat za předpokladu, že všechny impaktní taveniny jsou uloženy v suevitech, z objemu suevitů a z objemu impaktních tavenin v nich uložených (Pohl et al. 1977). Objem „fallback“ suevitů se odhaduje na $8 - 10 \text{ km}^3$ a objem „fallout“ suevitů na $0,2 - 0,4 \text{ km}^3$. Odhaduje se, že asi 75 % „fallout“ suevitů bylo odstraněno erozí. Tím se dochází k celkovému objemu $9 - 11 \text{ km}^3$ suevitů. Obsah tavenin ve „fallback“ suevitech je 3,5 – 5 % objemu, ve „fallout“ suevitech 15 % objemu. Z těchto hodnot vychází objem impaktních tavenin mezi $0,3 - 0,55 \text{ km}^3$. Pokud je vzata v úvahu ještě vysoká porozita taveninových částic, která je u „fallback“ suevitů 70% a u „fallout“ suevitů 40%, výsledný objem pak vychází v rozpětí $0,1 - 0,2 \text{ km}^3$ (Pohl et al. 1977).

4.3 Klasifikace impaktních útvarů

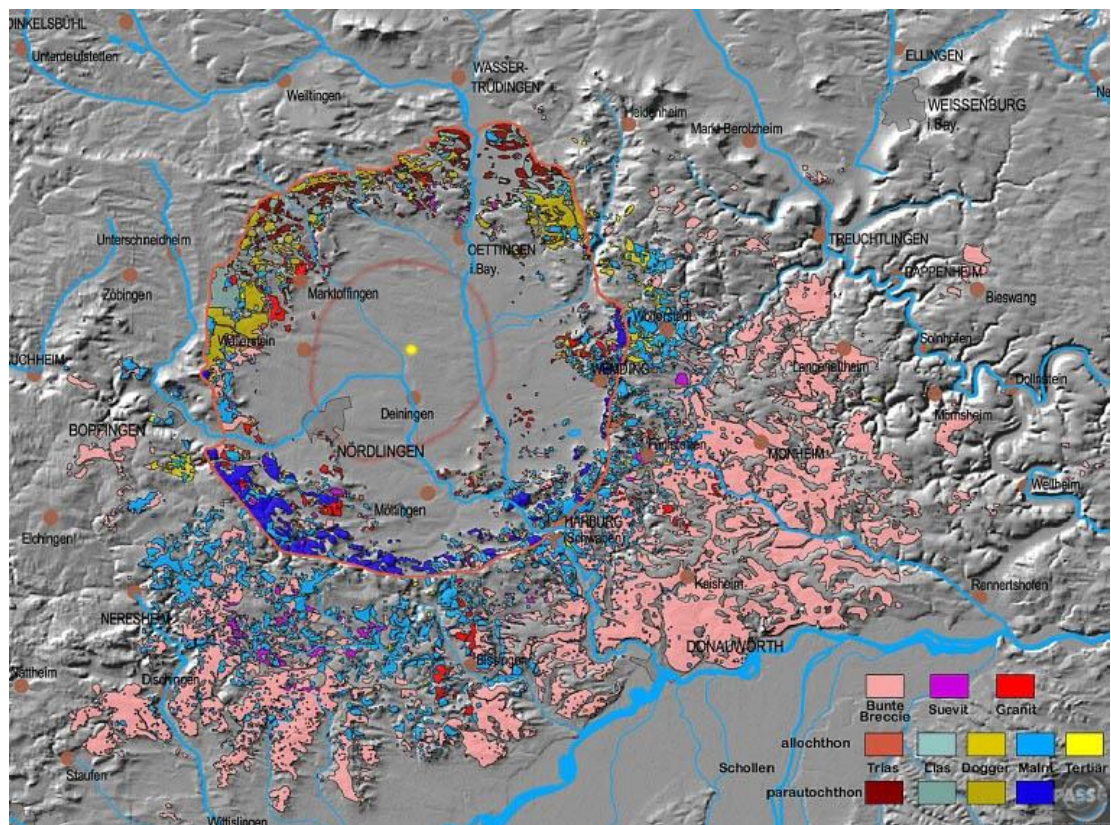
Pro podrobnější popis Rieských impaktních útvarů je vhodné zpracovat jejich klasifikaci podle geologického uspořádání, stratigrafického původu, petrografického složení, fáze šokové metamorfózy a v případě útvarů polymiktních brekcií i podle texturních vlastností. (Pohl et al. 1977).

Impaktní útvary	Velikost částic (m)	Stratigrafický původ	Šoková metamorfóza	Geologická pozice	Textura
Brekciované a frakturované autochtonní horniny		Všechny stratigrafické jednotky	Fáze 0 <~50 kbar	Na tektonickém okraji, nepřemístěné podloží kráteru	monomiktní
Megabloky	25 – 1000	Všechny stratigrafické jednotky	Fáze 0 – 1 <~50-100 kbar	Podloží kráteru, vnitřní kráter, zóna megabloků a Vorrieská zóna	monomiktní
Pestré brekcie	<25	Sedimentární horniny > krystalické horniny	Fáze 0 – 2 <~350 kbar	Zóna megabloků a Vorrieská zóna	polymiktní
Krystalické brekcie	0,5 – 1	Krystalické horniny	Fáze 0 – 2 <~350 kbar	Jako nepravidelná tělesa pestrých brekcií, dutina centrálního kráteru	polymiktní
Žilné brekcie	<0,2 – 0,5	Krystalické horniny > sedimentární horniny	Fáze 0 – 3 <~350 kbar	Megabloky podloží kráteru, povrchové megabloky	polymiktní
Suevity	<0,2 – 0,5	Krystalické horniny > sedimentární horniny	Fáze 0 – 4 <~1000 kbar	dutina centrálního kráteru, zóna megabloků a Vorrieská zóna	polymiktní
Impaktní taveniny	jako ZÁŘAZE <0,2 – 0,5	Krystalické horniny	Fáze 4 550-1000 kbar	Jako příměsy v suevitech nebo jako větší souvislá tělesa	Polymiktní (smíchaná s horninou a minerálními klasty)

Tab. 1: Impaktní formace Ries. Zdroj: Pohl et al. 1977

Podle místa vzniku můžeme impaktem ovlivněné horniny dělit do dvou základních skupin, a to na autochtonní a alochtonní horniny. Podrobněji se zaměříme na alochtonní, tedy dopadem impaktoru přemístěné horniny. Podle petrografického složení a velikosti zrn jsou alochtonní Rieské horniny děleny do šesti hlavních skupin (Pohl et al. 1977): megabloky, pestré brekcie, krystalické brekcie, žilné brekcie, suevity a impaktní taveniny (viz tab. 1).

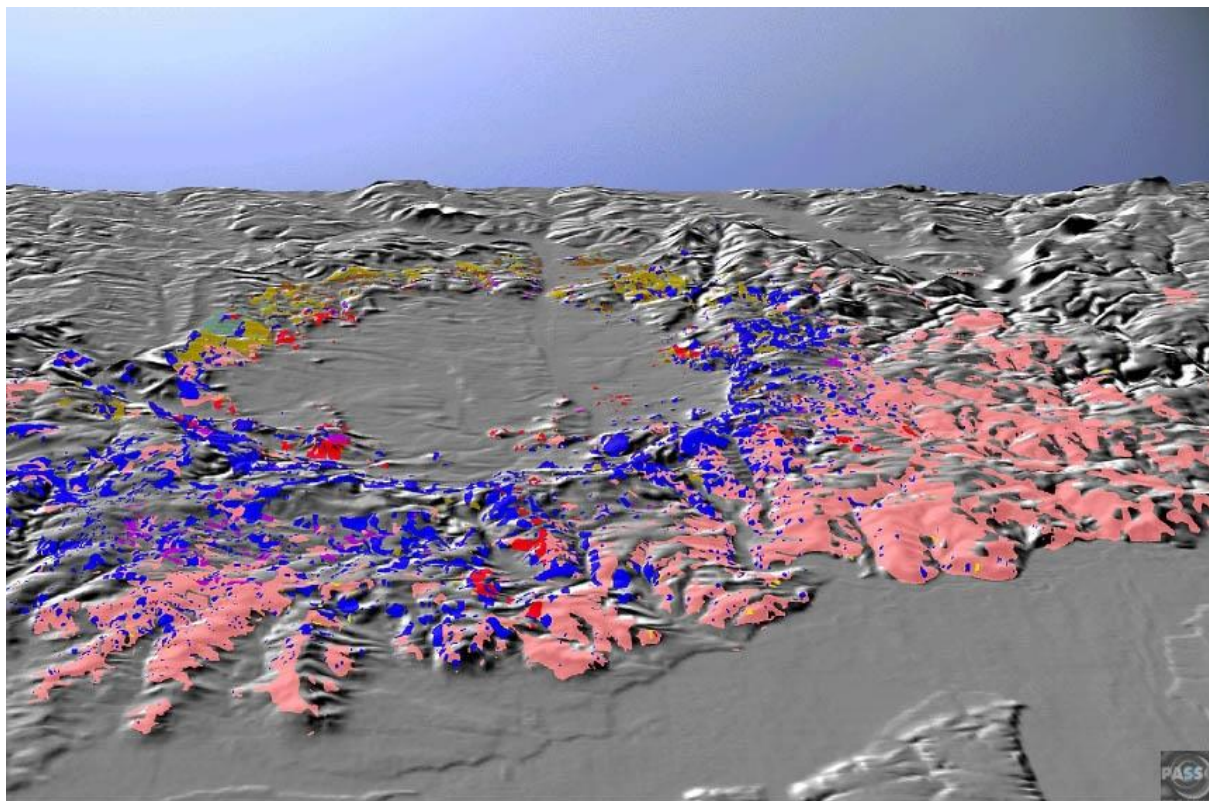
Megabloky nazýváme transportované fragmenty všech stratigrafických jednotek s průměrem větším než 25 m, přičemž jejich velikost klesá s rostoucí vzdáleností od středu kráteru. Skládají se ze souvislých brekciovaných nebo rozlámaných kusů jedné nebo více druhů hornin, nejčastěji však jurských pískovců. Megabloky převládají v megablokové zóně, ale lze je nalézt i ve Vorriesské zóně a megabloky krystalických hornin se objevují i v prostoru vnitřního kráteru (Pohl et al. 1977, Engelhardt, Graup 1984).



Obr. 9: Rozmístění vybraných druhů hornin v lokalitě impaktního kráteru Ries. Vysvětlivky horní řada zleva: Pestré brekcie (béžová), suevity (fialová), žula (červená); prostřední řada zleva (alochtonní horniny): Trias (světle červená), Lias (šedomodrá), Dogger (žlutá), Malm (světle modrá), terciér (světle žlutá); dolní řada zleva (parautochtonní horniny): Trias (tmavě červená), Lias (tmavě šedomodrá), Dogger (tmavě žlutá), Malm (tmavě modrá). Zdroj: *passc.net*

S rostoucí vzdáleností od okraje kráteru dochází k postupnému přechodu od megabloků k menším a jemnozrnějším pestrým brekciím, které se vyskytují především ve Vorrieské zóně, méně pak v zóně megabloků. Objemem a rozsahem jsou největším impaktním útvarům. Pestré brekcie jsou polymiktní brekcie klastického materiálu, jehož jednotlivé klasy nabývají rozměrů od několika mikrometrů (Pohl et al. 1977, Engelhardt, Graup 1984). Polymiktní krystalické brekcie jsou složeny z úlomků krystalických hornin různé fáze šokové metamorfózy s nejvyšším stupněm fáze šokové metamorfózy 2, tedy do 350 kbar. Objevují se pouze jako malé izolované bloky.

Žilné brekcie jsou petrografickým složením podobné krystalinickým brekciím a objevují se jako žíly nepravidelných tvarů, které protínají přemístěné megabloky nejčastěji krystalických hornin. Žilné brekcie se dají dělit na dva druhy: první typ žil obsahuje výplň ze směsi brekcií fragmentovaného materiálu, který pochází především z hornin s odlišným složením a stratigrafickým původem od přilehlé okolní horniny. Druhý typ žilných brekcií pak obsahuje výplň ze směsi brekcií fragmentovaného materiálu, který pochází částečně nebo převážně z přilehlých okolních hornin (Pohl et al. 1977).

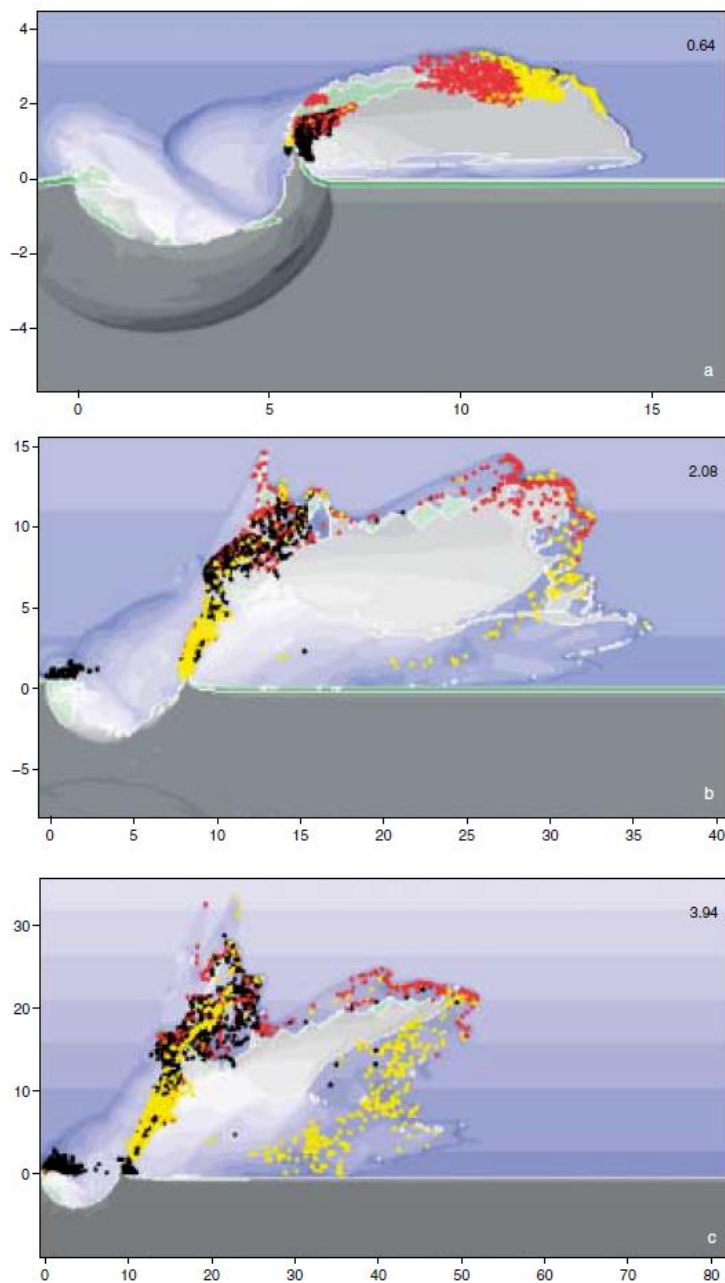


Obr. 10: 3D model rozmístění vybraných hornin Rieské impaktní struktury. Vysvětlivky jsou uvedeny u obr. 9. Zdroj: passc.net

Suevity jsou polymiktní brekcie klastického materiálu obsahující především horniny krystalického podloží všech fází šokové metamorfózy. Na rozdíl od ostatních alochtonních hornin Riesu však obsahují skelné vrostlice. Suevity lze dělit na tzv. „fallout“ suevity, kráterové suevity a žilné suevity. „Fallout“ suevity byly při impaktu vymrštny mimo vnitřní kráter struktury a byly uloženy jako poslední vyvrženiny na vrstvy pestrých brekcií a megabloků (Pohl et al. 1977, Engelhardt, Graup 1984). Pokrývají přibližně rozlohu 7 km² (Schnell 1926, cit. v Engelhardt, Graup 1984), jejich vrstva je průměrně 12 m mocná a celkový objem činí 0,084 km³. Objem kráterových suevitů dosahuje hodnot o až dva řády vyšší a mocnost vrstev dosahuje až 400 m. Kráterové suevity jsou uloženy ve vnitřním kráteru, při impaktu byly vymrštny do vzduchu a pak dopadly zpět do vnitřního kráteru, kde je pokrývá s současné době až 300 m mocná vrstva jezerních sedimentů (Pohl et al. 1977, Engelhardt, Graup 1984). Žilné suevity pak vyplňují trhliny v krystalickém podloží nebo v krystalických megablocích na povrchu.

Impaktní taveniny se v Rieské oblasti vyskytují ve dvou formách: jako vrostlice v suevitech nebo jako samostatná tělesa impaktem natavených hornin. Samostatná tělesa impaktem natavených hornin byla zjištěna pouze na dvou místech s příčným rozsahem 10 – 50 m, a to v zóně megabloků uvnitř tektonického okraje kráteru. Vrostlice v suevitech pak dělíme dle suevitů na skelné bomby ve fall-out suevitech a vrostlice v kráterových suevitech (Pohl et al. 1977).

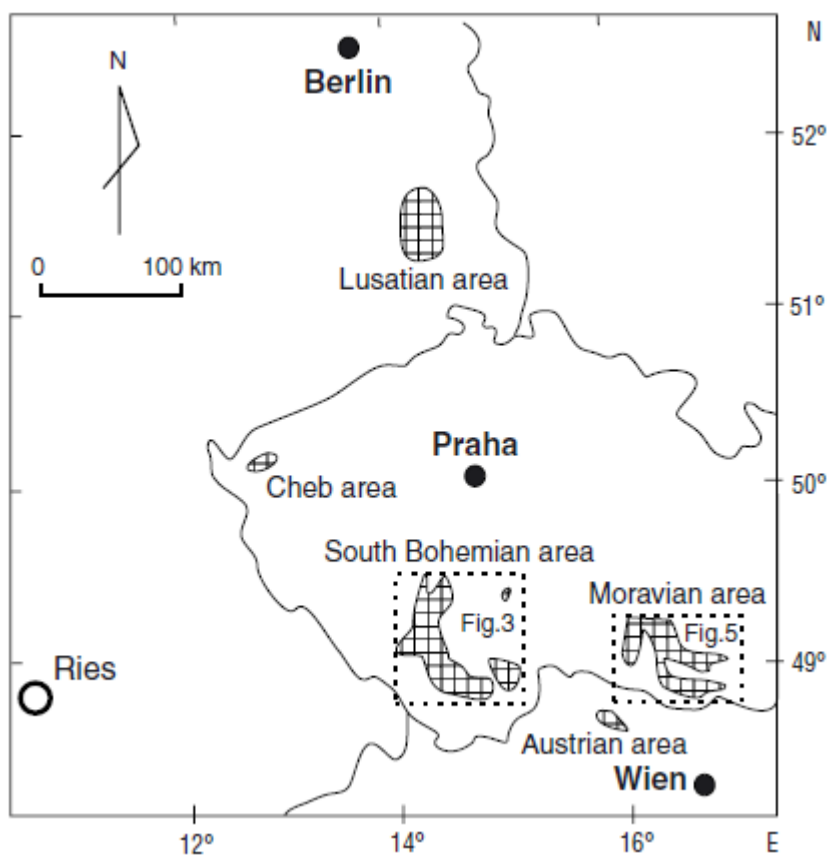
Mezi vzdálené vyvrženiny patří tři typy impaktních útvarů: reuterské bloky, bentonity a vltavíny. Reuterské bloky jsou do 20 cm velké úlomky malmských vápenců neležené jižně od Dunaje ve vzdálenosti do 70 km. Bentonity jsou tufům podobná vrstva převážně jemných skelných částic rekrystalizovaných v montmorillonit. Dopadová pole vltavínů se rozkládají ve vzdálenostech 200 – 490 km od centra kráteru, a to východo-severovýchodním směrem (Pohl et al. 1977, Artemieva et al. 2002, Brachaniec 2014).



Obr. 11: Model vyvržení terčových hornin pro rychlost 20 km.s^{-1} a úhel dopadu 30° : a) $0,64\text{s}$ b) $2,08\text{s}$ c) $3,94\text{s}$ po impaktu. Červená - natavený materiál horních vrstev (možné tektity), žlutá - natavený materiál terčových hornin (bez tektitů), černá - pevný materiál terčových hornin. Zdroj: Artemieva et al. 2002

5. Lokality výskytu vltavínů v Čechách

Vltavíny jsou jedním ze tří druhů hornin spadajících do kategorie impaktních útvarů kráterů Ries, které jsou označovány jako vzdálené vyvrženiny. Zároveň to jsou jediné dosud známé tektity v Evropě (Trnka, Houzar 2002). Vzdálenost lokalit vltavínů od Rieského kráteru je dle Artemievu et al. (2002) okolo 200 – 450 km. Poslední nálezy tektitů v Polsku posunují maximální vzdálenost až na 490 km (Brachaniec 2014). Naleziště vltavínů na mapě vytvářejí od kráteru Ries vějíř s úhlem přibližně 57° ve směru. Vltavíny, stejně jako všechny další tektity na Zemi, slouží jako pomůcka pro určování stáří dopadu meteoritu, neboť lze zjistit stáří nejstarších vrstev, ve kterých jsou tyto přírodní skla uložena a z nich nepřímo odvodit stáří impaktu.



Obr. 12: Ložiska vltavínů ve střední Evropě. Zdroj: Trnka Houzar 2002

V současné době je známo 5 hlavních nalezišť vltavínů, z toho 3 na území České republiky: největší a z pohledu nejstarší naleziště jsou v jižních Čechách, další pak na jihozápadní Moravě a na Chebsku. Mimo hranice České republiky pak byly vltavíny nalezeny ještě v severním Rakousku v okolí Hornu a v Německu v Lužické oblasti (Řanda et al. 2008).

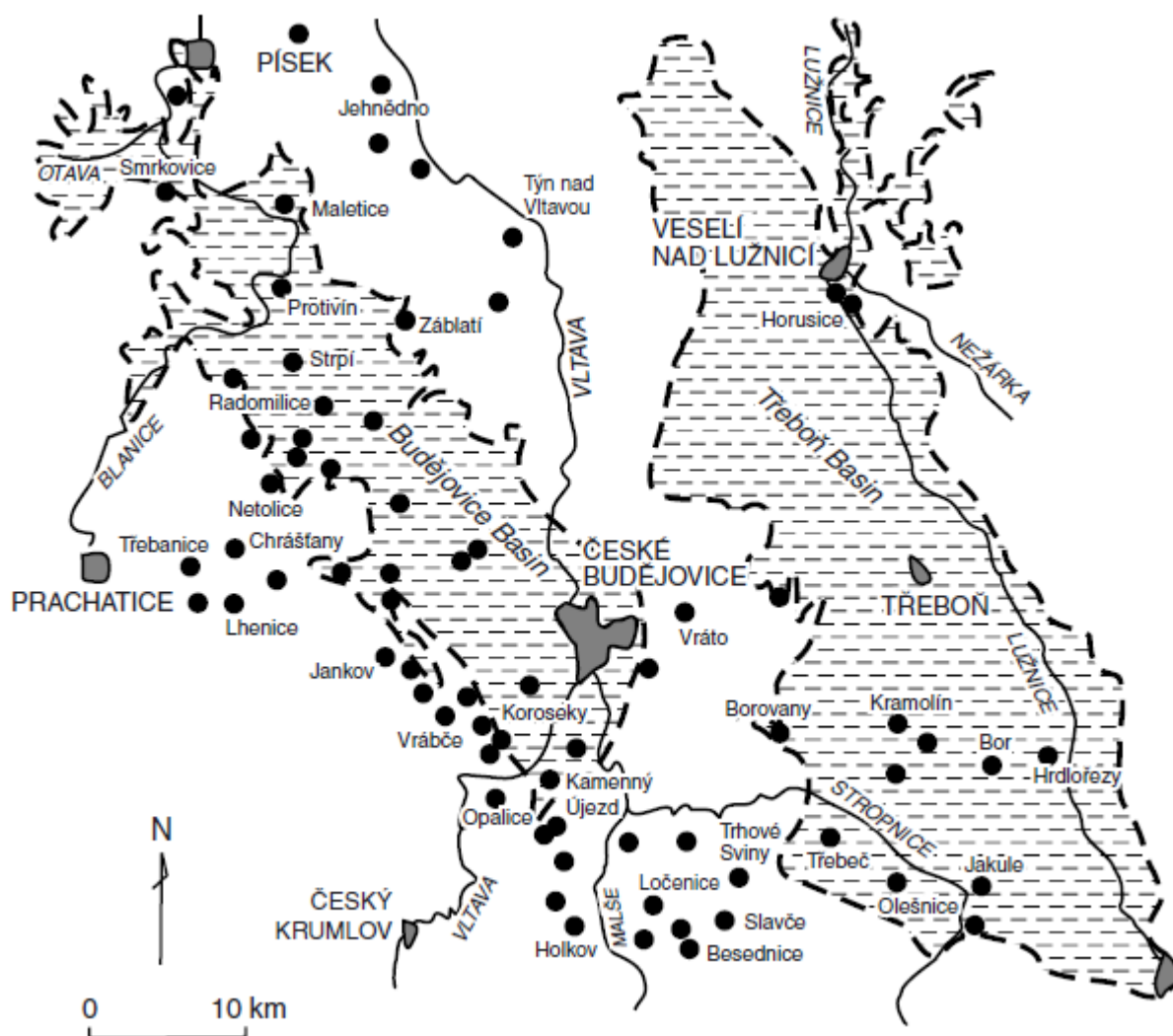
Trnka a Houzar (2002) uvádí, že odhad sebraného množství vltavínů činí 10 – 20 milionů kusů o celkové hmotnosti 30 – 60 tun, odhad do současnosti zachovalých vltavínů 10 000 tun a celkem vzniklé množství vltavínů odhadují na 10^7 kusů. Naproti tomu Jiránek (2012) uvádí 40 000 kusů sebraných a odhad celkového množství 20 milionů kusů vltavínů o hmotnosti 300 tun. Velikost vltavínů, tak jak je nalzáme v současné době, se uvádí od mikroskopických velikostí až po 265,5 g, což je hmotnost největšího dosud nalezeného vltavínu, který byl objeven u Slavic, jižně od Třebíče. Průměrně však české vltavíny dosahují hmotnosti kole 6,7 g, moravské 13,5 g. V důsledku uložení vltavínů v zemi, došlo k naleptání jejich povrchu půdními kyselinami, čímž se na povrchu vytvořily rýhy, označované jako skulptace (Jiránek, 2012). Odhaduje se, že chemickou erozí se z povrchu každého vltavínu odstranila vrstva mocná 2 – 7 mm (Rost 1976, cit. in Trnka, Houzar 2002). Jiné odhady pak uvádějí minimálně 2,5 – 4,5 mm, některé pozorované objekty však jeví mnohem větší známky eroze, téměř 1 cm (Knobloch et al. 1980 cit. in Trnka, Houzar 2002). Typická barva vltavínů je zelená, u části moravských nálezů se vyskytuje barva hnědá, přičemž vltavíny bývají obvykle průsvitné. Vand (2009, s. 24) uvádí: „Tvary tektitů naznačují, že jsou to kusy materiálu, který byl podroben tavení a solidifikaci bez kontaktu s pevným prostředím. Většinou jsou kulové, diskové, kapkové a vejčité, jiné tvary - válečky, pentlice, činky a hvězdice jsou vzácnější. Dosvědčují, že solidifikace proběhla za nepříliš rychlé rotace.“

Lze se předpokládat, že se dnešní rozmístění vltavínů do určité míry liší od míst jejich dopadu (Trnka, Houzar, 2002). Všechny oblasti dopadu patří do větších geomorfologických pánví a sníženin a geografická pozice vltavínů v těchto pánvích a sníženinách tak souvisí s geologickým vývojem těchto oblastí v mladším kenozoiku.

Po dopadu byly vltavíny postupně přemístovány do druhotných ložisek. Je zajímavé, že dosud nebyla s určitostí zjištěno souvrství, do nichž vltavíny původně dopadly. Dosud nejstaršími sedimenty, v nichž se vltavíny nalézají a které se považují za sedimenty pádového pole, jsou koluviofluviální jíly a písky, ve kterých byly vltavíny transportovány na velmi krátké vzdálenosti. V těchto sedimentech převážně neogenního stáří je nejvyšší četnost výskytu vltavínů. Pro transport na větší vzdálenosti měly největší význam toky, a proto byla většina vltavínů uložena ve fluviálních sedimentech transportována do vzdálenosti 1 – 10 km (Trnka, Houzar, 2002). S rostoucí vzdáleností se výskyt vltavínů v kvartérních sedimentech fluviálního původu výrazně snižuje. Při vyšších vzdálenostech než 10 km pak rapidně klesá možnost jejich nalezení

5.1 Jihočeské vltaviny

Dopad jihočeských vltavinů zastihl obě jihočeské pánve ještě hydrologicky spojené s řekou odtékající na jihovýchod, přičemž povrch oblasti jižních Čech byl postupně peneplenizován (Bouška 1992, Bouška 1997). Po ukončení sedimentace vrábečských vrstev (koluviofluviální písčité jíly nebo jílovité písky s příměsí ostrohranného psefitického materiálu) docházelo k mírné erozi a pozvolnému poklesu v jihočeských panvích. Výrazná změna reliéfu jihočeského pádového pole se odehrála až na rozhraní dáku a romanu, v tzv. podácké fázi alpinského vrásnění. Došlo k výzdvihu jižní části Českého masivu (řádově o stovky metrů), což mělo za následek změnu směru toku Vltavy a dalších řek, které začaly odtékat na sever (Chlupáč 2011). Dalším změnou, jež se udála během podácké fáze alpinského vrásnění, bylo přerušení spojení budějovické a třeboňské pánve, které se od té doby vyvíjely samostatně (Bouška 1992).



Obr. 13: Mapa nalezišť vltavinů v jižních Čechách. Zdroj: Trnka, Houzar 2002

Největší z nalezišť vltavínů je pádové pole v jižních Čechách, které zabírá plochu přes 2000 km² a rozkládá se v obou terciérních jihočeských pánvích (českobudějovická a třeboňská) a na jihu a západě přilehlého krystalinika. Nejbohatším nalezištěm je jih českobudějovické pánve, odkud pochází více než 99% všech nalezených vltavínů. (Trnka, Houzar 2002).

Nejstarší z neogénních sedimentů, v nichž se vltavíny nachází, jsou středně miocénní, horniny vrábečských vrstev a koroseckých štěrkopísků. Obě souvrství vznikala v blízkosti pobřeží ustupujícího jezera, ovšem v rozdílných sedimentárních podmínkách. Vrábečské vrstvy jsou uloženy na krystalických horninách nebo na středně miocénních sedimentech. Většinou je tvoří koluviofluviální písčité jíly nebo jílovité písky s příměsí ostrohranného psefitického materiálu. Tyto sedimenty mají mocnost několik metrů a většinou vyplňují deprese vodních toků, rokle a dejekční kužele (Bouška 1992, Trnka, Houzar 2002). Bouška a Konta (1986) uvádějí mocnost 0,5 – 3 m a stáří vrstev svrchně miocénní. Protože délka transportu vltavínů uložených v těchto vrstvách je odhadována maximálně do 1 km, jsou vrábečské vrstvy často označovány za sedimenty pádového pole vltavínů. Korosecké štěrkopísky mocné kolem 25 m představují fluviální, fluviolakustrinní až deltové prostředí vrábečských vrstev. Vltavíny byly v těchto vrstvách transportovány až několik kilometrů. Hlavní složku koroseckých štěrkopísků tvoří křemeny a živce.

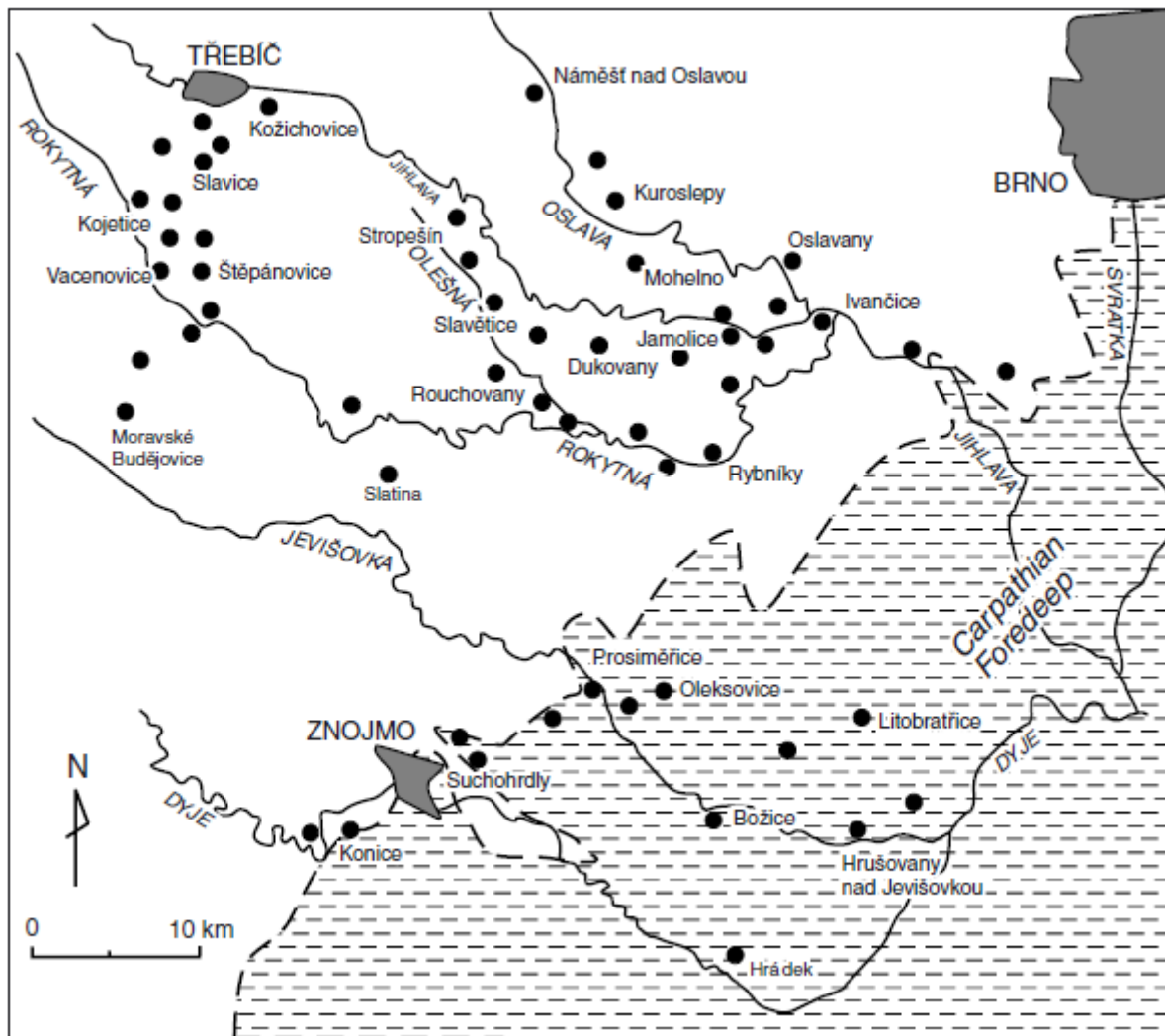
Redepozice vltavínů do mladších vrstev je způsobena pozdějšími geologickými a geomorfologickými procesy, které vedly k destrukci části středně miocénních sedimentů. Výsledkem je uložení vltavínů v pliocénních až současných fluviálních sedimentech a pleistocenních soliflukčních půdách. Paleogeografický vývoj sedimentárních vrstev a transport vltavínů má velký vliv na jejich současný tvar a velikost (Bouška 1987). Vltavíny z vrábečských vrstev se vyznačují ostrými hranami a hlubokými, dobře zachovalými skulpturami. Vltavíny z koroseckých štěrkopísků jsou vzhledem k delšímu transportu více zaoblené. Mělký prohlubně jsou v těchto vltavínech častějším úkazem. Vltavíny, které jsou nalézány v pliocénních až pleistocénních vrstvách a které prodělaly ještě delší transport než vltavíny z koroseckých štěrkopísků, mívají tvar podobný valounům a jejich povrch nese stopy po abrazi nebo lehkém rozrušení (Trnka, Houzar 2002).

5.2 Západomoravské vltavíny

Moravské pádové pole bylo peneplenizované po spodnobádenském ústupu karpatského moře, jehož povrch se vyznačoval relikty miocénních mořských sedimentů, kontinentálními železem bohatými tropickými zvětralinami a sikrety. Vodní toky směřovaly k jihu nebo jihovýchodu ke karpatské předhlubni za ustupujícím mořem (Houzar, Vokáč 2005).

Moravské pádové pole vltavínů má druhou největší rozlohu a je (až na výjimky) vymežováno obcemi Třebíč, Moravské Budějovice, Znojmo, Hrušovany nad Jevišovkou, Ivančice a Náměšť nad Oslavou. Odhad celkového množství dosud objevených vltavínů v tomto pádovém poli je 20 000 kusů (Trnka, Houzar 2002). Většina nalezišť moravských vltavínů se nachází poblíž těchto vodních toků: Oslava, Jihlava, Rokytná, Jevišovka a Dyje.

Nejstaršími moravskými vltavínonosnými sedimenty jsou středně až svrchně miocenní koluviofluviální převážně písčité sedimenty s příměsí štěrku, jež jsou považovány za sedimenty pádového pole vltavínů. Tyto sedimenty se nalézají jen v nejsevernějších částech moravské oblasti nalezišť vltavínů, a to v lokalitách Slavice, Kracovice a Třebíč. Jedná se o nejvýše položená naleziště na Moravě s výskytem většiny vltavínů s absolutně nejvyššími hmotnostmi (Trnka, Houzar 1991). Souvrství má mocnost do 2 metrů, vyplňuje mělké deprese v rozrušených podložních horninách a obsahuje materiál, jenž byl transportován pouze na krátké vzdálenosti. Vltavíny nalezené v těchto sedimentech jsou výrazně „zvrásněny“ (Trnka, Houzar 2002), což je způsobeno chemickou korozi .



Obr. 14: Mapa nalezišť vltavínů na západní Moravě. Zdroj: Trnka, Houzar 2002

Jižně od Třebíče, v oblastech obcí Štěpánovice, Kojetice, Jaroměřice nad Rokytnou a na jihovýchodě poblíž Ruchovan se nachází sedimenty fluviálních písčitých slabě vytřídných štěrků, které mají malou mocnost a jejichž materiál byl transportován na větší vzdálenosti (až několik kilometrů). Materiál těchto sedimentů byl ukládán místními toky a redeponován do kvartérních hlín (Trnka, Houzar 2002). Podél řeky Jihlavy se mezi Stropěšínem a Dukovany nachází fluviální terasy štěrkových písků, jejichž sedimenty byly ukládány v distálních částech divočící řeky. Vltavíny, které jsou v těchto sedimentech miocenního stáří uloženy, se vyznačují výrazně rozrušeným povrchem. Sedimenty v této oblasti byly ukládány rychle a epizodicky a jejich mocnost přesahuje 20 m. V psefitickém materiálu se objevují dva druhy křemenných valounů, vltavíny z těchto sedimentů se tvarem podobají méně zaobleným křemenným valounům pocházejícím z aluviálního prostředí.

Z nalezišť u Suchohrdel a Kuchařovic u Znojma pochází ploché, zaoblené vltavíny s mělkými skulpturami, které vznikaly rozšiřováním puklin na velmi zaobleném povrchu. Pleistocenní sedimenty, ve kterých jsou tyto vltavíny uloženy, jsou převážně načervenalé, fluviální, hrubozrnné, písčité štěrky (Trnka, Houzar 1991, Trnka, Houzar 2002). V Konicích byl prozatím nalezen pouze jeden vltavín. Zelená barva jakož i chemické složení se podobá vltavínům z jižních Čech nebo z Rakouska.

Kolem současných toků Jihlavy, Oslavy, Rokytné a Jevišovky se v pleistocénu vyvinuly nejmladší fluviální sedimenty, v nichž dnes vltavíny nacházíme. Tyto sedimenty se vyznačují hrubozrnnými štěrky, v nichž převažují křemeny a fragmenty místních hornin, a v okolí Znojma se v nich vyskytují i valouny fosilizovaného dřeva. Vltavíny z těchto kvartérních sedimentů se vyznačují malým počtem a tvarem podobným valounům s nápadnými znaky vodní abraze nebo mírného chemického rozrušení povrchu (Trnka, Houzar 2002).

Kromě pleistocenních terasových štěrků jsou nejmladšími moravskými vltavínonosnými sedimenty mladokvartérní koluviální hlíny, které vznikly přeměnou a transportem starších sedimentů, které původně obsahovaly vltavíny.

5.3 Západočeské vltavíny

Třetím a nejmenším nalezištěm vltavínů v Čechách je západočeské pádové pole vltavínů. Západočeské vltavíny pocházejí z chebské pánve, většinou ze štěrkového lomu společnosti TEKAZ, který je nedaleko místní části města Chebu, Dřenice. Vltavíny byly v tomto lomu nalezeny v hloubce 17 – 22 m, což odpovídá 445 – 450 m n. m. (Trnka, Houzar 2002). Zdejší vltavínonosné pliocenní sedimenty jsou fluvioakustrinní, slabě vytríděné štěrkopísky se znaky rychlé sedimentace (Bouška 1997, Řanda 2008). Předpokládá se, že vltavíny z Chebského naleziště tvoří malé pádové pole nebo byly k Chebu přineseny toky z jihovýchodní části chebské pánve. Vltavíny zde nalezené jsou ploché, většinou oblé a mají mělké, vzácněji hluboké skulptury. Nálezy z Chebu odpovídají barvou a chemickým složením typickým vltavínům z Jižních Čech.

6. Diskuze morfostratigrafického významu vltavínů

Pro posouzení morfostratigrafického významu vltavínů je vhodné charakterizovat pojem morfostratigrafie. Tento termín je používán při studiu aspektů uložení sedimentárních hornin a jejich zvětralých produktů (NGU, [3]). V tomto ohledu mohou být vltavíny velmi cenné, neboť dobu jejich vzniku lze poměrně dobře určit, stejně tak i možnosti jejich transportu a redepozice. Z nálezů vltavínů v určité vrstvě a jejich povrchového opracování lze částečně odvodit fakta o vrstvách, v nichž jsou uloženy, a je tedy možné využít je v paleografických a geomorfologických kontextech.

Také morfologie impaktního kráteru Ries prošla několika etapami vývoje. Počátkem bylo katastrofické a velmi dynamické vytvoření primárního kráteru a následné řízení a sesouvání svahů okraje kráteru, které proběhly v řádech sekund a minut. Vývoj kráteru pokračoval vytvořením jezera v kráteru a miliony let ukládání jezerních sedimentů, které pokryly impaktní strukturu uvnitř kráteru až 300 m mocnou vrstvou hornin. Jezero pak zaniklo a jeho lakustrinní sedimenty byly v pleistocénu erodovány (Pohl et al. 1977, Arp 2006, Jiránek 2012).

Specificky zajímavý je také vývoj dílčích pádových polí vltavínů a konfigurace současných pánví, které mají významný vliv na vrstvu uložení tektitů a zároveň i na některé jejich fyzikální vlastnosti. Dopad vltavínů do dílčích pádových polí se odehrál před cca 15 miliony let. V té době byly obě jihočeské pánve ještě spojeny a Vltava odtékala na jihovýchod. V jižních Čechách dopadly vltavíny na zvětralé krystalinikum a do nejsvrchnějších vrstev mydlovarského souvrství (Bouška 1997). Přesto nejstarším vltavínonosným souvrstvím je až stratigraficky následující spodně sarmatské domanínské souvrství, do něhož patří i vrábečské vrstvy. Po ukončení sedimentace těchto vrstev docházelo jen k mírné erozi a pozvolnému poklesu v jihočeských pánvích. Výrazná změna reliéfu jihočeského pádového pole se odehrála na rozhraní dáku a romanu (tedy před 3,7 mil. let), v tzv. podácké fázi alpinského vrásnění. V té době došlo k výzdvihu jižní části Českého masivu. To mělo také za následek i změnu toku Vltavy a dalších řek směrem na sever a začalo i odvodnění obou jezer v jihočeských pánvích. Během této fáze alpinského vrásnění došlo také k výzdvihu krystalických hornin v tzv. rudolfovské hrásti, čímž se přerušilo spojení budějovické a třeboňské pánve a ty se od té doby vyvíjely samostatně. Eroze a denudace tohoto území pokračovala v různých stádiích až do pleistocénu. (Bouška 1992, Bouška 1999).

Era	Period	Age (Ma)	Southern Bohemia	Western Moravia	Cheb area (Western Bohemia)	Lusatian area (Germany)	Horn area (Austria)	
Quaternary	Holocene							
	Pleistocene	0.01						
Tertiary	Pliocene	Upper						
		Lower						
	Middle	Upper	Pontian 5.6	Vrábče layers (strewn field sediments) Koroseky gravel sands Fluvial gravel sands with rede posited moldavites Solifluction loams Strewn field sediments near Slavice and Třebíč Stropošín-Dukovany gravel sands Fluvial gravel sands with rede posited moldavites Solifluction loams Gravel sands of Vildštejn Formation Upper quartz gravel sands of Rauno Formation (Lower Lusatia) Older Senftenberg Elbe gravels (loc. Ottendorf-Okrtila, Brauna) Bautzen Elbe gravels (loc. Wiesa) Glaciacustrine sediments (loc. Saalhausen) Imfritz-Radesen Formation				
			Pannonian 8.8					
		Sarmatian	Upper 11.5					
			Middle 12.0					
	Badenian	Lower 12.7						
		Upper 13.6						
		Middle 15.0						
	Lower	Lower 15.5						
		16.5						

Tab. 2: Stratigrafická poloha vltavínonosných sedimentů z jednotlivých pádových polí v geologické historii. Zdroj: Trnka, Houzar 2002.

Na Moravě dopad vltavínů proběhl do peneplenizovaného území po spodnobádenském ústupu moře, jehož povrch se vyznačoval relikty miocenních mořských sedimentů, kontinentálními a železem bohatými tropickými zvětralinami a silikrety. Vodní toky směřovaly k jihu nebo jihovýchodu ke karpatské předhlubni za ustupujícím mořem (Houzar, Vokáč 2005). Spolu s vodními toky má na dnešní pozice uložení vltavínů vliv i zlomová tektonika. Jsou to právě staré zlomy reaktivované během neogénu a v kvartéru, které částečně ohraničují moravské pádové pole. Trnka a Houzar (1991) uvádějí jako severní hranici moravského pádového pole Třebíčský zlom, jako severovýchodní pak náměšťskou dislokaci. I východní a jižní hranice je částečně určována tektonickými zlomy, západní hranice pak byla částečně určena denudací spojenou s vyklenutím centrální části moldanubika. Mezi toky měl na uložení vltavínů v moravském pádovém poli pravděpodobně největší vliv mohutný tok „Paleojihlavy“, který do podácké fáze alpsko-karpatského vrásnění směřoval k severu a který protínal pádové pole již od počátku jeho existence. „Paleojihlava“ tu exhumovala předmiocenní údolí, čímž se vytvořily podmínky pro ukládání miocenních akumulčních teras (Trnka, Houzar 1991, Bouška 1999).

Je vhodné zdůraznit, že původní vrstvy uložení vltavínů nejsou známy. Z formy uložení vltavínů (např. nevyskytují se ve více či méně souvislé vrstvě) i v těch nejstarších vltavínonosných sedimentech je patrné, že do těchto vrstev vltavíny nedopadly. Tento názor navíc podporuje i radiometrické určení stáří vltavínů. Podle tohoto měření došlo k dopadu před cca 14,5 – 15,1 miliony let (K/Ar metoda, Trnka, Houzar, 2002) tedy během středního nebo svrchního badenu. Vrábečské vrstvy, které patří mezi nejstarší vltavínonosné vrstvy, jsou však stáří spodně sarmatského, a tedy nejméně o 1,1 milionu let mladší. Předpokládá se tedy, že vltavíny byly splaveny z náhorních planin, nebo dopadly přímo do oblastí (lokalit), kde je v současnosti nacházíme (Bouška 1992).



Obr. 15: Rozdílné povrchy vltavínů. Vlevo netransportované vltavíny, vpravo vltavín obroušený transportem. Zdroj: Jihočeský mineralogický klub[4]

Kromě plošně rozsáhlých nalezišť s velmi vysokým počtem nalezených vltavínů a menších nalezišť jsou zaznamenány nálezy vltavínů mimo prostorově zřetelně vymezené lokality výskytu. Některé z těchto nálezů se nepodařilo později ověřit. Nejstarší nález tohoto druhu byl učiněn u Stainzu nedaleko Štýrského Hradce (Sigmund 1912 cit. in Kopecký 1999). U tohoto tektitu se dokonce předpokládá zavlčení na místo nálezu prehistorickým člověkem. Další umístěním netypické nálezy byly učiněny v akumulčních terasách některých toků. Do skupiny vltavínů, které byly nalezeny v říčních akumulčních terasách daleko od obvyklých nalezišť, patří nález dvou vltavínů v starokvartérní akumulční terase v Praze-Ďáblicích. Podle Žebery (1972) se jedná o vltavíny transportované z jihočeského pádového pole spolu s horninami jihočeského moldanubika obrovskou tlakovou vlnou, jež provázela dopad vltavínů do dílčích pádových polí. Tato tlaková vlna měla způsobit vylití velkého množství vody z jihočeských zálivů směrem do středočeského průlivu. Žebera (1972)

se dále domnívá, že delší fluviální transport vltavínů není pravděpodobný, nelze však vyloučit, že v tekoucí kašovité hmotě by mohly být vltavíny zachovány.

Dále po proudu řeky Vltavy byl nalezen vltavín u Jeviněvsi, severně od Kralup nad Vltavou. Tento vltavín byl nalezen v říční terase v nadmořské výšce 230 m, což ji stratigraficky řadí do spodního mindelu (Balatka, Sládek 1962 cit. in Žák et al. 1999). Žák (et al. 1999) navrhuje jako způsob transportu vltavínů na tak velkou vzdálenost uvnitř ledových ker během chladných období pleistocénu. Podobným nálezem je objev vltavínů v akumulární terase Berounky u Skryje nedaleko Prahy (Cílek 1996 cit. in Žák et al. 1999).

Kopecký (1999) vylučuje možnost transportu vltavínů z jihočeského pádového pole pro velkou vzdálenost a nízkou odolnost tektitového skla vůči oděru během transportu. Avšak poslední nález tektitů v Polsku (Brachaniec et al. 2014) ukazuje, že vltavíny jsou schopny odolat transportu delšímu než 100 km (obr. 16). Vzhledem ke stavu opracování a uložení polských tektitů ve fluviálních sedimentech se předpokládá, že byly transportovány pravděpodobně z Lužické oblasti.



Obr. 16: Mapka nalezišť vltavínů včetně nově zjištěného naleziště v jižním Polsku. Zdroj: Brachaniec et al. 2014.

Nevyjasněným problémem je také existence 60 km širokého pásma, které dělí jihočeské a západomoravské pádové pole. Jednou z hypotéz je (Bouška 1992), že se

v oblasti toku dnešní Jihlavy nacházela mohutná řeka, jejíž sedimentární reliktů lze nalézt od Polné až k Třebíči. Tato oblast se nachází na rozhraní Českého masivu a Karpatské soustavy, takže zde docházelo k rychlým posunům linií mořského břehu a také k odnosu velkého množství sedimentů ze souše. Tyto okolnosti výrazně omezují možnosti určení polohy toku třetihorních řek.

Většina nejasností, týkajících se původních vrstev uložení vltavínů, vychází z nedostatku podrobnějších informací o vývoji Českého masivu v kenozoiku. To bylo způsobeno i zesílenou erozí v dáku a především zdvihem jižní části Českého masivu v podácké fázi, během níž došlo k odnosu většiny dříve usazených sedimentů. To je i hlavním důvodem, proč jsou v současné době nalézány miocenní sedimenty s vltavíny pouze zřídka a byly zachovány jen v tehdejších depresích a úžlabinách (Bouška 1992).

7. Závěry

Předložená bakalářská práce popisuje hlavní fyzickogeografické aspekty impaktní události Ries. Jsou uvedeny základní vývoje oblasti dopadu od miocénu až do současnosti. Studie předkládá souhrn poznatků o geomorfologických procesech a jevech, jež formovaly Rieskou impaktní strukturu, o geologickém vývoji terčových hornin, o impaktních procesech a jevech, které významně ovlivnily podobu Rieského kráteru a o následcích impaktu na přírodní prostředí. Práce se dále věnuje lokalitám výskytu vltavínů na území České republiky a diskutuje morfostratigrafický význam českých vltavínů, které jsou jedním z produktů impaktní události Ries.

Během impaktu, který proběhl přibližně před 15 miliony let, byla svrchní část terčových hornin odpařena, popř. metamorfována a vyvržena. Rieská impaktní struktura se dělí na několik koncentrických zón na základě petrografických charakteristik metamorfovaných hornin a podle vzdálenosti od centra kráteru. Ve středu kráteru leží centrální pánev, kterou odděluje od okrajových valů kráteru zóna megabloků. Na ni navazuje vrstva metamorfovaných a vyvržených hornin Vorrieské zóny. Nejbližší zónou impaktní struktury je pak zóna vzdálených vyvrženin, kterou tvoří nespojitě reuterské bloky, bentonity a vltavíny. (Pohl et al. 1977, Kenkmann, Schönian 2006). Ve středu kráteru ohraničují zbytky pahorků vnitřního prstence centrální pánev. Dno pánve leží cca 100 – 150 m pod úrovní vrcholů okrajových valů a cca 50 m pod úrovní pahorků vnitřního prstence. Tyto obepíná mělké kruhové údolí na vnější straně ohraničené okrajem kráteru, které se vyznačuje kopcovitým reliéfem tvořeným megabloky (Pohl et al. 1977).

Impaktor, jenž vytvořil Rieskou strukturu, byl zřejmě binární asteroid, jehož menší člen vytvořil kráter Stenheim. Těleso směřovalo od západo-jihozápadu k východo-severovýchodu. Úhel dopadu impaktoru s povrchem Země se udává mezi $30^\circ - 50^\circ$ a rychlost $15 - 20 \text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$ (Artemieva et al. 2002, Jiránek 2012). Odhady průměru impaktoru se pohybují mezi 500 – 3000 m (Chao, Minkin 1977, Trnka, Houzar 2002). Odhad energie uvolněné dopadem impaktoru je $10^{19} - 2,4 \times 10^{21} \text{ J}$ a odhad celkového objemu vyhloubených podložních hornin mezi $53 - 61 \text{ km}^3$ (Pohl et al. 1977, Jiránek 2012). Tento soubor základních údajů o Rieské impaktní události je v souladu s polohou hlavních pádových polí tektitů resp. vltavínů.

Vzdálenost hlavních lokalit s nálezy vltavínů od Rieského kráteru se udává mezi 200 – 490 km a na mapě vytvářejí od kráteru Ries vějíř s úhlem přibližně 57° ve směru (Artemieva et al. 2002, Brachaniec 2014). Vzhledem k jednotnému stáří a petrografické výjimečnosti mají vltavíny velký morfostratigrafický význam pro sledování intenzity denudace a sedimentace v pádových polích a pro výzkum dalších paleogeografických procesů a jevů.

Vyhodnocení odborné literatury o tektitech (vltavínech) ve střední Evropě také ukázalo na aktuální výzkumné problémy paleogeografického a geomorfologického charakteru: 1. zcela nedostatečné jsou dosavadní interpretace původního umístění (dopadu) vltavínů v kontextu orografického vývoje Českého masivu během mladšího kenozoika; 2. je vhodné podstatně rozšířit poznatky o zvětrávacích procesech a odnosu jejich produktů v oblastech dopadových polí vltavínů; 3. Zvláštní pozornost je třeba věnovat ověřování dosavadních názorů na typy a období transportních procesů a resedimentace miocenních vltavínů do akumulčních tvarů a sedimentů kvartérního stáří. Kompletní výzkum a zjištění nových analytických údajů v rámci těchto tematických okruhů mohou podstatným způsobem přispět k vytvoření morfostratigrafického modelu a datování hlavních etap paleogeografického a geomorfologického vývoje Českého masivu v mladším kenozoiku.

Impakty větších extraterestrických těles na zemský povrch jsou události velmi vzácné. Vzhledem k rychlosti geologických procesů probíhajících na povrchu Země (např. při porovnání s ostatními planetami terestrického typu) dochází k rychlé destrukci povrchu původních impaktních morfostruktur. Rieská impaktní oblast je proto důležitým zdrojem informací pro výzkum dalších impaktních kráterů a s nimi spojených jevů. Lze také konstatovat, že geochemické a strukturně geologické aspekty rieské události jsou prozkoumány podstatně podrobněji, než její paleogeografické a geomorfologické důsledky.

Seznam literatury

- ARP, G. (2006): Sediments of the Ries crater lake (Miocene, Southern Germany). Dostupné z <<http://www.geobiologie-biofilme.de/people/garp/pdf/Exkursionsfuehrer-Sediment2006-Ries.pdf>>
- ARTEMIEVA, N., PIERAZZO, E., STÖFFLER, D. (2002): Numerical modeling of tektite origin in oblique impacts: Implication to Ries-Moldavites strewn field. *Bulletin of the Czech Geological Survey*, 77, 4, 303-311.
- BÖHME, M., GREGOR, H.J., HEISSIG, K. (2002): The Ries and Steinheim Meteorite Impacts and their Effect on Environmental Conditions in Time and Space. In: BUFFETAUT, E., KOEBERL, CH. (Eds): *Geological and Biological Effects of Impact Events*. Springer, Berlin – Heidelberg, 217-235.
- BOUŠKA, V., BENADA, J., ŘANDA, Z., KUNCÍŘ, J. (1973): Geochemical evidence for the origin of moldavites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37, 121-132.
- BOUŠKA, V., KONTA, J. (1987): Moldavites. *Vltavíny. Acta Universitatis Carolinae-Geologica*, 1986, 1, 1-128.
- BOUŠKA, V., DELANO, J.W., ŘANDA, Z. (1990): „Poisonous“ green moldavites. *Časopis pro mineralogii a geologii*, 35, 171-184.
- BOUŠKA, V. (1992): *Tajemné vltavíny*. Gabriel, Praha, 84 p.
- BOUŠKA, V. (1997): Pádová pole vltavínů. *Přírodovědný sborník Západomoravského muzea v Třebíči*, 31, 5-20.
- BRACHANIEC, T., SZOPA, K., KARWOWSKI, L. (2014): Discovery of the most distal Ries tektites found in Lower Silesia, southwestern Poland. *Meteoritics and Planetary Science*, 49, 6, 1-8.
- BUCHNER, E., SCHWARZ, W.H., SCHMIEDER, M., TRIELOFF, M. (2010): Establishing a 14.6 ± 0.2 Ma age for the Nördlingen Ries impact (Germany) – A prime example for concordant isotopic ages from various dating materials. *Meteoritics and Planetary Science*, 45, 662-674.

BUCHNER, E., Grässlin, M., Maurer, H., Ringwald, H., Schöttle, U., Seyfried, H. (2007): Simulation of trajectories and maximum reach of distal impact ejecta under terrestrial conditions: Consequence for the Ries crater, southern Germany. *Icarus*, 191, 360-370

CHAO, E.C.T., MINKIN, J.A. (1977): Impact cratering phenomenon for Ries multiring structure based on constraints of geological, geophysical, and petrological studies and nature of impacting body. In: RODDY, D. J., PEPIN, R. O., MERRILL, R. B. (Eds.) : *Impact and Explosion Cratering*, Pergamon Press, New York, 405-424.

CHLUPÁČ, I. (2011): *Geologická minulost České republiky*. Academia, Praha, 436 p.

DENNIS, J. G. (1971): Ries structure, southern Germany: A review. *Journal of Geophysical Research*, 76, 5394-5406.

DI VINCENZO, G., SKÁLA, R. (2009): ^{40}Ar - ^{39}Ar laser dating of tektites from the Cheb Basin (Czech Republic): Evidence for coevality with moldavites and influence of dating standard on the age of the Ries impact, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73, 493-513.

ENGELHARDT, W. (1974): Ries meteorite crater, Germany I. The Ries structure and its impact formations. *Fortschritte der Mineralogie, Kristallographie und Petrologie*, 52, 103-109.

ENGELHARDT, W. (1982): Hypotheses on the origin of the Ries basin, Germany, from 1792 to 1960. *Geologischen Rundschau*, 71, 475-486.

ENGELHARDT, W., GRAUP, G. (1984): Suevite of the Ries crater, Germany: Source rocks and implications for cratering mechanics. *Geologische Rundschau*, 73, 447-481.

FRENCH, B.M. (1998): *Traces of Catastrophe: A Handbook of Shock-Metamorphic Effects in Terrestrial Meteorite Impact Structures*. Lunar and Planetary Institute, Houston. 120 p.

FUCHTBAUER, H., VON DER BRELIE, G., DEHM R., FORSTNER, U., GALL, H., HOFLING, R., HOEFS, J., HILLERBACH, A., HUFNAGEL, H., JANKOWSKI, B., JUNG, W., MALZ, H., MERTES, H., ROTH, P., SALGER,

- M., WEHNER, H. (1977): Tertiary lake sediment of the Ries, research borehole Nordlingen 1973 - a summary. *Geologica Bavarica*, 75, 13-19.
- HOUZAR, S., VOKÁČ, M. (2005): Pádové pole vltavínů a jeho vývoj. *Minerál*, 13, 2, 99-101.
- JIRÁNEK, J. (2012): Země jako vesmírný terč. Euromedia Group, k.s., Praha. 408 p.
- KENKMANN, T., SCHÖNIAN, F. (2006): Ries and Chicxulub: Impact craters on Earth provide insights for Martian ejecta blankets. *Meteoritics and Planetary Science*, 41, 10, 1587-1603.
- KOPECKÝ, L., (1999): Struktura pádového pole moldavitů a návrh jeho geneze v pojetí kryptovulkanické hypotézy: problém látkové diferenciacce a prostorové uspořádanosti pádového pole. *Bulletin mineralogicko-petrologického oddělení Národního muzea v Praze*, 7, 17-29.
- KOPECKÝ, L. (2004): The Nordlingen Ries astrobleme in Euro-African rift system: Facts and inferences. *Acta Universitatis Carolinae, Geologica*, 48, 37-66.
- KRÁL, V. (1999): Fyzická geografie Evropy. Academia, Praha. 348 p.
- LEROUX, H. (2005): Weathering features in shocked quartz from the Ries impact crater, Germany. *Meteoritics and Planetary Science*, 40, 9, 1347-1352.
- NEWSOM, H.E., GRAUP, G., SEWARDS T., KEIL, K. (1990): The formation of the Ries Crater, West Germany; Evidence of atmospheric interaction during a large cratering event. *Global Catastrophes in Earth History, Geological Society of America, Special Paper 247*, 3-4, 195-206.
- OSINSKI, G.R. (2004): Impact melt rocks from the Ries structure, Germany: an origin as impact melt flows? *Earth and Planetary Science Letters*, 226, 529-543
- POHL, J., STOFFLER, D., GALL, H., ERNSTON, K. (1977): The Ries impact crater. In: RODDY, D. J., PEPIN, R. O., MERRILL, R. B. (Eds.): *Impact and Explosion Cratering*, Pergamon Press, New York, 343-404.
- POPOV, Y., POHL, J., ROMUSHKEVICH, R., TERTYCHNYI, V., SOFFEL, H. (2003): Geothermal characteristics of the Ries impact structure, *Geophysical Journal International*, 154, 355-378.

- ŘANDA, Z., MIZERA, J., FRÁNA, J., KUČERA, J. (2008): Geochemical characterization of moldavites from a new locality, the Cheb Basin, Czech Republic. *Meteoritics and Planetary Science*, 43, 3, 461-477.
- SHOEMAKER, E.M., CHAO, E.C.T. (1961) New evidence for the impact origin of the Ries basin, Bavaria, Germany. *Journal of Geophysical Research*, 66, 3371-3378.
- SKÁLA, R. (2002): Shock-induced phenomena in limestones in the quarry near Ronheim, the Ries Crater, Germany, *Věstník Českého Geologického Ústavu*, 77, 313-320.
- STÖFFLER, D., ARTEMIEVA, N.A., PIERAZZO, E. (2002): Modeling the Ries – Stenheim impact event and the formation of the moldavite strewn field. *Meteoritics and Planetary Science*, 37, 12, 1893 -1907
- STURM, S., WULF, G., JUNG, D., KENKMANN, T. (2012): Impact ejecta modeling of the bunte breccia deposits of the Ries impact crater, southern Germany. 43rd Lunar and Planetary Science Conference.
- TRNKA, M., HOUZAR, S. (2002): Moldavites: a review. *Bulletin of the Czech Geological Survey*, 77, 4, 283-302.
- TRNKA, M., HOUZAR, S. (1991): Moravské vltavíny. Muzejní a vlastivědná společnost v Brně, Západosmoravské muzeum v Třebíči, Brno, 115 p.
- VAND, V. (2009): O původu tektitů a vltavínů. *Pokroky matematiky, fyziky a astronomie*, 54, 1, 23-32.
- WAGNER, G.A., MILLER, D.S. (1978): The Ries Crater: Age of impact, age of crystalline basement and the initial equilibrium temperatures by fission track analysis (abstract). *Meteoritics*, 13, 649-651.
- WÜNNEMANN, K., MORGAN, J.V., JÖDICKE, H. (2005): Is ries crater typical for its size? An analysis based upon old and new geophysical data and numerical modeling, *Special Paper of the Geological Society of America*, 384, 67-83.
- ŽÁK, K., BOUŠKA, V., KADLEC, J., (1999): Nález vltavínu ve fluvialních sedimentech Vltavy v pískovně u Jeviněvsí s. od Kralup nad Vltavou. *Bulletin mineralogicko-petrologického oddělení Národního muzea v Praze*, 7, 242-243.

ŽEBERA, K. (1972): Vltavíny v katastrofálních přívalových sedimentech u Prahy. Geologický průzkum, 16, 2, 54-56.

Internetové zdroje

[1]Crater Ries. Earth Impact Database. Dostupné z www:

<<http://www.passc.net/EarthImpactDatabase/ries.html>>.

[2]Nordlingen Ries. Wikipedia. Dostupné z www:

<http://en.wikipedia.org/wiki/N%C3%B6rdlinger_Ries>.

[3]NGU. Geological Survey of Norway. Dostupné z www:

<http://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/NGT/3_0/3_10_1.html>.

[4] Vltavín. Jihočeský mineralogický klub. Dostupné z www:

< <http://www.mineraly.org/mineraly/?podle=abecedy&clanek=477> >