

Oddělení užití geofyziky PřF UK Praha
Občanské sdružení ARCHES – archeologická stráž, Libomyšl

GEOFYZIKÁLNÍ PRŮZKUM
PRO ARCHEOLOGICKÉ ÚČELY NA LOKALITĚ
HRÁDEK
(KATASTRÁLNÍ ÚZEMÍ LIBOMYŠL)

Zpráva

Autoři zprávy : RNDr. Vratislav Blecha, CSc.
RNDr. PhDr. Jiří Dohnal
RNDr. Zdeněk Jáně
RNDr. Jaroslav Kněz, CSc.
RNDr. Jan Vilhelm, CSc.
RNDr. Ladislav Zima, CSc.

PRAHA 2006

ÚVOD

Na základě objednávky občanského sdružení ARCHES – archeologické sdružení se sídlem v Libomyšli (okres Beroun) provedlo oddělení užití geofyziky PřF UK Praha geofyzikální průzkum pro archeologické účely v prostoru lokality Hrádek na katastrálním území Libomyšl (parcela č. 1229, částečně i 1228, 1230 a 1231). Realizované práce vycházely z ideového návrhu sestaveného na základě konzultací se zástupcem sdružení ARCHES a analýzy dostupných poznatků (historických, geologických a petrofyzikálních).

Homolovitý vrch Hrádek je situován na východním okraji obce Libomyšl, jeho průměr je přibližně 132 m a výška cca 21 m. Původní tvar vrchu lehce pozměnily terénní úpravy při výstavbě gotické tvrze, jejíž pozůstatky jsou dosud patrné v morfologii terénu (obvodový val a příkop). Na konci 17. století zde byla postavena patrně dřevěná kaple sv. Jiří, ta však zanikla již v 18. století. Tvar morfologické elevace, její umístění v krajině a řada pravěkých nálezů v okolí naznačovaly, že se může jednat o uměle vytvořenou vyvýšeninu – nasypanou pohřební mohylu snad ze 6.-5. století př.n.l. Další teorie uvažuje o pravěkém kultovním místě s pohřebištěm na vrcholu a v blízkém okolí. Vrch Hrádek nicméně nebyl dodnes archeologicky zkoumán (www.volny.cz/libomysl).

Cílem provedeného geofyzikálního průzkumu bylo primárně ověření materiálového charakteru elevace „Hrádku“, tj. stanovení, zda se jedná o přírodní geologický útvar nebo o uměle nasypanou antropogenní „mohylu“, vedlejším záměrem byla detekce a lokalizace možných reliktních zaniklých historických objektů. Za tímto účelem byl komplexem tří geofyzikálních metod proměřen geofyzikální profil P, který přetnul elevaci v celém jejím rozsahu.

GEOLOGICKÉ POMĚRY

Lokalita se nachází v centrální části pražské pánve (Barrandien), úzké lineární deprese směru ZJZ - VSV, kterou vyplňují zvrásněné horniny spodního paleozoika. Podle geologické mapy měřítko 1 : 25 000 (Havlíček 1985) tvoří skalní podloží lokality ordovické horniny. V prostoru terénní elevace Hrádku na východním okraji Libomyšle vystupují podle této mapy sedimenty kosovského souvrství, charakteristické střídáním pískovců, drob a písčitých břidlic, obecně tedy horniny relativně odolnější proti zvětvávání. V okolí elevace jsou sedimenty královského souvrství - litologicky se jedná o snáze zvětvávající šedé a zelenavé jílovité břidlice. Východním směrem od studované lokality je v geologické mapě dokumentován z. – v. pruh drobných vulkanických těles, která jsou tvořena bazickými žilnými horninami (minetokersantity), rovněž paleozoického stáří. Během realizace geofyzikálního měření byl ve svahu přibližně 22 m západně od vrcholu Hrádku zjištěn nevelký skalní výchoz zvětralých břidličnatých hornin o rozměrech cca 1,0 x 0,5 m. Toto zjištění primárně dokládá, že elevace Hrádku jako celek nemohla být vytvořena uměle.

Nezpevněný pokryv je zastoupen poměrně značnými mocnostmi kvartérních uloženin, které zahrnují pleistocenní deluviální převážně hlinitokamenité sedimenty, severně od Hrádku i fluviální šterkopisky Litavky. Ve vlastním prostoru Hrádku lze předpokládat i přítomnost antropogenních uloženin o neznámé mocnosti i rozsahu.

VOLBA GEOFYZIKÁLNÍCH METOD

Pro ověření hypotézy o umělém původu elevace Hrádku byl použit komplex tří nezávislých geofyzikálních metod, a to přesné gravimetrie, mělké refrakční seismiky a multielektroodporové metody. Gravimetrický průzkum je založen na přesném měření tíhového zrychlení, což umožňuje zachycení hustotních nehomogenit. Pokud by byl vrch Hrádek vytvořen uměle (nasypaný materiál o nižší hustotě než podložní rostlé horniny), projevila by se v jeho prostoru výrazná záporná reziduální tíhová anomálie, tvoří-li však jeho materiál převážně rostlá skála, anomálie by nevznikla. Seismické měření v modifikaci mělké refrakční seismiky umožňuje vysledování průběhu skalního podkladu (do hloubky minimálně 15 m), a to na základě rozdílných rychlostí podélných seismických vln v „nezpevněném“ materiálu pokryvu (první stovky m/s) a ve skalním podloží (podle stupně zvětrání vyšší stovky až první tisíce m/s). Multielektroodporová metoda je schopna identifikovat a zobrazit ve formě řezu odporové nehomogenity (rozdílné odpory hornin skalního podloží, pokryvu, zdiv, destrukcí atd.), efektivní hloubkový dosah metody je 10 až 15 m. Komplexní použití uvedených metod pak zaručuje nejen objektivní zhodnocení základní hypotézy, ale i zjištění dalších informací o přítomnosti archeologicky významných nehomogenit, ať už předhistorického či středověkého původu.

Vzhledem ke značné rozloze zájmového území byla lokalita proměřena pomocí jednoho geofyzikálního profilu, který přešel zkoumanou terénní elevaci („mohylu“) v celém rozsahu a s přesahem do jejího bezprostředního okolí. Příslušný profil P (obr. 1) o délce 160 m byl orientován ve směru zhruba Z – V (azimut $A = 99^\circ$), počáteční metráž 30 se nacházela u silnice při západním úpatí elevace, metráž 100 přibližně 3 m severně od geodetického bodu na vrcholu Hrádku a koncová metráž 190 v louce asi 30 m od východního úpatí elevace.

Výstupem geofyzikálního průzkumu jsou profilové křivky (gravimetrie), resp. hloubkové řezy (seismika, multielektroodporová metoda), příslušných petrofyzikálních veličin.

JEDNOTLIVÉ METODY – METODIKA A VÝSLEDKY MĚŘENÍ

PŘESNÁ GRAVIMETRIE

Měření a zpracování dat

Gravimetrické měření bylo provedeno v úseku metrží 30 až 190, krok měření byl 5 m. Terénní gravimetrické práce byly provedeny mikrogalovým gravimetrem Scintrex CG-3M (Scintrex Ltd., Kanada). Pět procent gravimetrických bodů bylo měřeno opakovaně pro zjištění chyby měření. Střední kvadratická chyba tíhových měření je $\pm 0,004$ mGal. Všechny gravimetrické body byly výškově zaměřeny geometrickou nivelací. Pro určení výšek byl použit nivelační stroj Zeiss Ni 007.

Z naměřených dat byly nejprve spočítány Fayeovy anomálie a potom také relativní Bouguerovy anomálie (bez topokorekce) pro redukční hustotu $2,57 \text{ g/cm}^3$. Z Bouguerových anomálií byl odečten vypočtený gravitační účinek terénní elevace (mohyly) a také byl odstraněn lineární regionální trend. Dostali jsme tak reziduální anomálie, které vymezují lokální hustotní nehomogenity pod povrchem.

Abychom zjistili průměrnou celkovou hustotu materiálu, ze kterého je tvořena terénní elevace, byly Fayeovy anomálie interpretovány kvantitativně. Pro modelování Fayeových anomálií byl použit program GM-SYS ve 2,75-D variantě. Tento způsob modelování dovoluje zohlednit délky modelovaných bloků ve směru kolmo k profilu a rovněž dovoluje modelovat geologické jednotky, které se vyskytují mimo interpretační profil.

Hustotní poměry

Pro přesnost interpretace gravimetrie jsou podstatné údaje o hustotách hornin ve studovaném území. Následující tabulka shrnuje hustoty ordovických hornin Barrandienu, jak je uvádí Ibrmajer, Suk et al. (1989).

hornina	n	ρ_0	s	ρ_m	s	ρ_n	s	p	s
		g/cm ³		g/cm ³		g/cm ³		%	
pelit	295	2,46	0,12	2,71	0,05	2,55	0,10	9,1	4,6
prachovec	116	2,5	0,08	2,70	0,03	2,57	0,05	7,3	3,2
psamit	235	2,53	0,10	2,66	0,04	2,58	0,09	5,0	3,8
křemenec	236	2,57	0,04	2,64	0,03	2,59	0,04	2,9	2,5
paleobazalt	30	2,66	0,11	2,78	0,06	2,70	0,08	4,5	3,6
tuf	54	2,56	0,14	2,78	0,09	2,64	0,10	7,7	5,5

Tabulka 1. Hustoty ordovických hornin Barrandienu podle Ibrmajera, Suka et al (1989). n - počet vzorků, ρ_0 - hustota objemová, ρ_m - hustota mineralogická, ρ_n - hustota přirozená, p - porozita, s - standardní odchylka.

Interpretace

Prvním úkolem gravimetrie bylo zjistit, z jakého materiálu je tvořena terénní elevace a rozhodnout, zda se jedná o přírodní útvar či antropogenní objekt (mohylu), jak uvádí řada historických materiálů. Pro vyřešení tohoto úkolu byly spočítány Fayeovy anomálie. Ve Fayeových anomáliích zůstává zachován gravitační účinek terénu, který při takto výrazné terénní elevaci silně převažuje nad gravitačním účinkem hustotních nehomogenit v hloubce pod povrchem.

Naměřené Fayeovy anomálie byly během kvantitativní interpretace porovnávány s gravitačním účinkem modelu terénní elevace, u které byla měněna hustota tak, aby bylo dosaženo optimální shody naměřených a vypočtených hodnot. Míra shody byla ověřována pomocí střední kvadratické chyby naměřených a vypočtených hodnot. Nejlepší shody bylo dosaženo v případě, kdy samotná terénní elevace byla modelována s hustotou 2,61 g/cm³ a okolní horniny s hustotou 2,57 g/cm³. Střední kvadratická chyba byla v tomto případě 0,031 mGal. Modelovaná diferenční hustota mezi terénní elevací a okolím odpovídá diferencii v přirozené hustotě mezi ordovickými pelity a psamity tak, jak jsou uváděny v tabulce 1. Ještě lepší shody bylo dosaženo, jestliže jsme materiál s hustotou 2,61 modelovali pod terénní elevací do hloubek kolem 500 m. V tomto případě činila střední kvadratická chyba 0,021 mGal. Když jsme terénní elevaci modelovali s hustotou 2,20 g/cm³, což je hodnota, která odpovídá navezenému a zhutněnému materiálu, byla shoda naměřených a vypočtených hodnot mnohem horší, střední kvadratická chyba činila 0,122 mGal. Výsledky modelování jsou ve formě profilových křivek uvedeny na obr. 2.

Z uvedených fakt je zřejmé, že terénní elevace při východním okraji obce Libomyšl není (alespoň jako celek) tvořena antropogenním materiálem a není tedy mohylou. Jedná se o přírodní útvar tvořený nejspíše prokřemenělými psamitickými horninami ordoviku, který vznikl hlubší denudací okolních měkkých pelitických hornin.

Reziduální část Bouguerových anomálií (obr. 3) ukazuje průběh lokálních hustotních nehomogenit na profilu vedeném přes terénní elevaci. Na obrázku jsou zvýrazněny oblasti lokálních záporných anomálií, tj. místa s relativním deficitem hustoty vůči svému okolí. Nejvýraznější hustotně deficitní zóna se nachází na vrcholu kopce v úseku metráží 85 – 112.

Její nejpravděpodobnější příčinou je, že vrcholek kopce je v uvedeném úseku tvořen navezeným antropogenním materiálem s nižší hustotou než podložní horniny. Podle intenzity reziduální anomálie je však mocnost tohoto materiálu malá, řádově první metry. Kladná lokální anomálie na metrůž 120 a přilehlá záporná anomálie na metrůž 130 souvisejí se středověkým příkopem na východním svahu elevace. Kladná anomálie je v oblasti příkopu (podloží blíže k povrchu), záporná anomálie v oblasti valu nad příkopem (málo zhutněný materiál výkopu). Úzká hustotně deficitní zóna je také na metrůž 50 na západním svahu terénní elevace. Teoreticky by se mohlo jednat o sesunutý či přisypaný materiál na úpatí kopce nebo o zasypaný výkop apod. V terénu se však toto místo nijak od okolního prostředí neliší, takže musíme konstatovat, že konkrétní zdroj úzké záporné anomálie na metrůž 50 je neznámý.

MĚLKÁ REFRAKČNÍ SEISMIKA

Měření a zpracování dat

Seismické měření bylo provedeno pomocí 24 kanálové seismické aparatury Geode (Geometrics, USA). Použito bylo 24 vertikálních geofonů o vlastní frekvenci 28 Hz a úderový zdroj seismické energie. Profil P byl metodou mělké refrakční seismiky proměřen v úseku metrůž 30 -190, realizována byla dvě 24-kanálová roztažení s překryvem (úseky 30 – 122 a 98 – 190), body uzemnění geofonů byly vzdáleny 4 m (horizontální vzdálenost). Na každém roztažení bylo provedeno celkem 9 bodů úderů: 2 koncové, 2 předsunuté z každé strany a 3 mezilehlé. Pro zlepšení odstupu signál/šum bylo využíváno sumace více úderů kladivem v jednom místě, některé záznamy byly opakovány.

První fáze zpracování dat spočívala především v identifikaci prvních nasazení seismických vln. Vzhledem k přítomnosti vysokofrekvenčních poruchových signálů na některých záznamech (pravděpodobně elektromagnetické vlnění) bylo nutné pro zlepšení čitelnosti aplikovat frekvenční filtraci – odfiltrování signálů nad 500 Hz. Předem bylo ověřeno, že užitečný signál v daném případě spadá do výrazně nižšího frekvenčního oboru. Použitý digitální filtr nevnaší časové posuny do měřených seismických signálů.

Z hlediska seismického měření vykazuje měřená lokalita komplikovanou topografii – jedná se o terénní vyvýšeninu. Z tohoto důvodu bylo třeba při zpracování vzít v úvahu i vertikální průběh reliéfu v linii profilu; příslušné výšky byly stanoveny nivelací.

Vlastní zpracování bylo provedeno metodou tomografické inverze, která vychází z modelu plynulého nárůstu rychlosti do hloubky a je schopná brát v úvahu i výškový průběh reliéfu. V daném případě se nejedná o pouhou tomografii z povrchu, ale díky reliéfu dochází i ke skutečnému geometrickému pronikání paprsků strukturou. Vzhledem k velkému množství bodů měření a bodů úderu dochází k poměrně velmi hustému a rovnoměrnému pokrytí řezu seismickými paprsky. Výsledkem inverze je model rozložení rychlosti do hloubky. Běžná tomografie prováděná na více-méně rovinném terénu neposkytuje spolehlivé údaje o hloubkách. V daném případě, kdy jde částečně i o skutečnou geometrickou tomografii, se lze dívat na hloubkové údaje uvnitř elevace jako na spolehlivé. Do větších hloubek však spolehlivost určení hloubky klesá a informaci o rozložení rychlosti z větší hloubky je proto vhodné chápat jako částečně kvalitativní. Pro tomografickou inverzi byl použit program PlotRefa firmy OYO.

Pokud bychom uvažovali čistě vrstevnatý model, bylo by třeba omezit se na konstatování existence pokryvné vrstvy o rychlosti cca 350 – 450 m/s, pod kterou se nachází vysokorychlostní podloží, v němž rychlost do hloubky roste. Naměřené hodochrony v podložním prostředí je třeba pokládat spíše za hodochrony refragovaných vln než za hodochrony lomených vln, proto se zdá vhodnější výše uvedená tomografická interpretace.

Interpretace

Jak dokládá rychlostní řez (obr. 4), charakterizuje zkoumaný prostor do hloubkové úrovně přibližně 270 m n.m. rozpětí rychlostí seismických vln od 350 do 3500 m/s. Rychlost do hloubky téměř plynule roste, tento gradientový nárůst je podmíněn postupně se snižujícím stupněm zvětrání podložních hornin. Protože průběh izolinií rychlosti do hloubky 10 až 15 m je generálně konformní s průběhem reliéfu terénu a již v hloubce kolem 4 až 6 m dosahuje rychlost hodnoty 1000 m/s, která odpovídá zvětralému skalnímu podkladu, lze konstatovat, že elevace Hrádku jako celek je z větší části přirozeného geologického původu. Relativně větší mocnost nezpevněného pokryvu (pravděpodobně hlinito-kamenité svahové uloženiny – viz multielektrodová metoda) vykazuje západní mírnější svah elevace, relativně méně pokryvu je na východním více strmém svahu. Maximální mocnost nízkorychlostního materiálu byla zachycena jednak v okolí metráže 130 - v prostoru nasypaného středověkého valu, jednak v úseku metrží 80 až 110, kde lze v souladu s výsledky gravimetrie i multielektrodové metody předpokládat i přítomnost sekundárně navezeného antropogenního materiálu. Za zmínku stojí i zakřivení izolinií vyšších rychlostí v blízkosti metráže 70, které může indikovat přítomnost litologického rozhraní, a hluboko uložená (k východu ukloněná) vysokorychlostní elevace v úseku metrží 115 až 150, opět evidentně geologického původu (prokřemenělé horniny?).

MULTIELEKTRODOVÁ ODPOROVÁ METODA

Měření a zpracování dat

Multielektrodové odporové měření bylo provedeno geoelektrickou aparaturou Resistar RS-100 za použití multielektrodového systému ME-100 (Geofyzika Brno). Měřeno bylo v úseku metrží 29 až 187, vzdálenost mezi elektrodami byla zvolena 2 m. Zapojování elektrod odpovídalo Wennerovu uspořádání s přechodem do uspořádání Schlumbergerova.

Naměřená data (zdánlivé měrné odpory) byla zpracována metodou 2D inverze s opravou na reliéf terénu (program Res2DInv podle Loke – Barker 1995) do formy odporového řezu. V procesu inverze jsou naměřená data srovnávána s odezvou vybraného modelu prostředí. Metodou nejmenších čtverců jsou parametry modelu iteračním postupem upravovány tak, až je dosaženo určitého kritéria shody mezi vypočtenými a naměřenými údaji. Výsledkem inverze jsou interpretované odpory a hloubky, které umožňují sestavení odporového řezu. Ten je podkladem pro následnou geologickou interpretaci. Odporový řez zachycuje v linii proměřeného profilu odporové nehomogenity, tj. vrstvy a polohy s různou litologií, i další odporově kontrastní objekty, včetně antropogenních.

Interpretace

Rozpětí měrných odporů (10 až 600 ohmm) i rozložení jednotlivých odporových nehomogenit v hloubkovém řezu (obr. 5) dobře souhlasí se všemi dosud uvedenými poznatky.

V rámci nezpevněného pokryvu – tj. do hloubky kolem 4 m (ve vrcholové části Hrádku až 8 m) – se výrazně odlišuje prostředí vně a v prostoru elevace Hrádku. Zarovnaný reliéf v okolí elevace charakterizuje přípovrchová vrstva výrazně nízkých odporů od 10 do 70 ohmm, která odpovídá přítomnosti jílovito-hlinitých uloženin vzniklých zvětráním jílovitých hornin skalního podkladu. V prostoru elevace Hrádku tvoří pokryv téměř průběžná poloha o vyšších odporech (první stovky ohmm), reprezentující zřejmě svahoviny hlinito-kamenitého charakteru, které vznikly zvětráním hornin s vyšším zastoupením písčité frakce. V obou svazích vystupují tyto svahoviny až na povrch, odlišná situace je však ve vrcholové partii. V úseku metrží 85 až 117 je poloha vysokoodporového hlinito-kamenitého materiálu (s bází lokálně až v hloubce kolem 8 m) překryta vrstvou o nižších odporech (vyšší desítky ohmm).

Tato vodivější vrstva mocná 3 až 5 m reprezentuje zřejmě hlinitější uloženiny a v kontextu s výsledky gravimetrie i seismiky se domníváme, že se může jednat o antropogenně redeponovaný materiál, který v blíže neznámé době posloužil k modelaci reliéfu Hrádku. Překvapující je přítomnost kontrastního oválného odporového maxima (400 až 600 ohm), zachyceného uvnitř polohy „svahovin“ v úseku metrů 90 až 95, s hypocentrem v hloubce kolem 7 m. Analogický projev může být vyvolán čoučkou kamenité sutě, kamenným zdívkem či jeho destrukcí nebo i dutinou. V metrů 90 byl současně zjištěn i lokální extrém záporné reziduální tíhové anomálie (deficit hmoty). Složitější odporová situace byla zjištěna v prostoru částečně aplanovaného příkopu a valu východně od vrcholové plošiny. Zatímco vrchní část tělesa valu v okolí metrů 128 charakterizují odpory vyšší (první stovky ohm), reprezentující zřejmě hlinito-kamenitý materiál, na bázi tělesa valu byly zjištěny odpory nižší (vyšší desítky ohm), svědčící pro přítomnost hlinitějšího materiálu a absenci hrubých svahovin. Podobný nízkoodporový materiál vyplňuje i částečně zasypaný příkop v úseku metrů 119 až 125. Analogické subtilní odporové minimum v malé hloubce bylo zachyceno i západně od vrcholové plošiny – v okolí metrů 84, přítomnost aplanovaného příkopu v těchto místech je však ryze hypotetická.

Ve skalním podkladu lze na základě odporových poměrů vymezit několik litologických bloků. V západní části profilu (do metrů 74) vystupují horniny relativně vodivější (odpory do cca 100 ohm), patrně jílovité břidlice. Ve střední části profilu (v úseku 74 až 145), která odpovídá převážné části elevace Hrádku, se nacházejí horniny o odporech vyšších (cca 100 až 150 ohm), zřejmě sedimenty s vyšším podílem písčité frakce. Extrémně vysoké odpory (150 až 600 ohm) zachycené zde v úseku 74 až 85 mohou naznačovat lokálně vyšší stupeň prokřemenění těchto psamitických sedimentů a právě v těchto místech, v blízkosti metrů 78, byl zjištěn i výchoz skalního podkladu na den. Podloží východní části profilu (od metrů 145 výše) tvoří opět horniny vodivější (odpory do 100 ohm), tedy zřejmě jílovité břidlice.

ZÁVĚR

Realizovaný geofyzikální průzkum v prostoru lokality Hrádek na katastrálním území Libomyšl přinesl následující základní poznatky:

- Morfologicky výrazná elevace Hrádek jako celek je podle výsledků všech použitých metod přírodním geomorfologickým útvarem a nikoliv mohylou. Vznik této terénní vyvýšeniny byl podmíněn odlišným geologickým podložím lokality, které tvoří zvětrávání odolnější sedimenty kosovského souvrství s vyšším podílem písčité frakce (lokálně patrně prokřemenělé), zatímco v okolí Hrádku vystupují snáze zvětrávající jílovité břidlice královského souvrství. Přirozený původ elevace potvrzuje i skalní výchoz zvětralých břidličnatých hornin nalezený západně od vrcholu Hrádku.
- Možný antropogenní původ lze nicméně přičíst přípovrchové vrstvě mocné asi 3 až 5 m, která pokrývá vrcholovou partii Hrádku (na profilu P v úseku metrů 85 až 115) a vykazuje nižší hustotu, rychlost seismických vln i měrný odpor. Tato vrstva představuje patrně převážně hlinitý materiál, který sem mohl být navezený v blíže neznámé době za účelem domodelování reliéfu vrcholové části elevace.
- Původní kvartérní pokryv tvoří v okolí elevace vodivé jílovito-hlinité uloženiny (eluvia podložních jílovitých břidlic), v prostoru elevace méně vodivé hlinito-kamenité svahoviny (deluvia jílovitopísčitých podložních sedimentů). Mocnost těchto eluviálních až deluviálních uloženin nepřesahuje 5 m. Nedaleko vrcholu Hrádku - v úseku metrů 90-95 byla v poloze těchto svahovin (v hloubce kolem 7 m) zjištěna „čoučka“ vysokých odporů problematického původu (sut', destrukce zdíva, dutina?).

- Multielektrodové odporové měření prokázalo i složitější vnitřní strukturu tělesa středověkého valu východně od vrcholu Hrádku; svrchní hlinito-kamenitý násyp tělesa valu zde spočívá na podkladu, který je patrně tvořen hlinitějším materiálem.
- Příčina úzké hustotně deficitní zóny zjištěné v metráži 50 na západním svahu Hrádku je nejasná. S velkou pravděpodobností se však jedná o projev sesunutého či přisypaného materiálu při úpatí kopce, s menší pravděpodobností jde o zasypaný výkop.

Literatura:

- Havlíček, V. (1985): Základní geologická mapa ČR v měřítku 1 : 25 000, list 12-431 Hostomice, archiv ČGS.
- Ibrmajer, J., Suk, M. et al. (1989): Geofyzikální obraz ČSSR. – Ústřední ústav geologický, Praha.
- Loke, M. H. - Barker, R. D. (1995): Least-squares deconvolution of apparent resistivity pseudosections. Geophysics, 60, str. 1682-1690.

Praha, 18.července 2006

RNDr. Vratislav Blecha, CSc.
RNDr. PhDr. Jiří Dohnal
RNDr. Zdeněk Jáně
RNDr. Jaroslav Kněz, CSc.
RNDr. Jan Vilhelm, CSc.
RNDr. Ladislav Zima, CSc.