

Podrobná znalost fyzikálních vlastností hornin je nezbytným předpokladem úspěšného řešení geologických problémů geofyzikálními metodami. Přítomnost homogenita či diferencovanost fyzikálních vlastností různých typů hornin určuje charakter geofyzikálního pole (tíhového, magnetického, elektrického atp.), které zkoumáme. Jsou-li ve zkoumaném prostoru fyzikální vlastnosti hornin homogenní, vzniká monotónní geofyzikální pole, které nazýváme *normální*. V opačném případě, kdy jsou fyzikální vlastnosti hornin diferencované, vzniká složité geofyzikální pole nazývané *anomální*. Geologické objekty, které se snažíme lokalizovat geofyzikálními metodami, se tedy musí fyzikálními vlastnostmi lišit od okolního prostředí, aby mohly být zdrojem *geofyzikálních anomálií*.

V posledních 10 až 15 letech rozsah výzkumů fyzikálních vlastností hornin podstatně vzrostl. Cílem těchto výzkumů je nejen získání podkladů pro geologickou interpretaci geofyzikálních polí, ale i bezprostřední řešení geologických, zejména petrologických problémů. Vznikla nová, rychle se rozvíjející vědní disciplína — petrofyzika.

2.1 Petrofyzika

Petrofyzika (ve vztahu ke geologii) je vědní disciplína zabývající se výzkumem *fyzikálních vlastností hornin* s cílem přispět k poznání vývoje zemské kůry v geologické minulosti, geologické stavby jednotlivých regionů, k vyhledávání a průzkumu ložisek užitečných nerostů. Podrobná petrofyzikální charakteristika hornin je také základem *strukturní geofyziky*, tj. podmiňuje informativnost výsledků geofyziky při výzkumu hlubinné stavby zemské kůry a regionální tektoniky, při vyhledávání lokálních geologických struktur, mapování v zakrytých terénech, při lokalizaci ropných struktur a při podrobném studiu rudních polí.

Fyzikální vlastnosti minerálů a hornin byly studovány již v minulosti, např. jako identifikační příznaky při určování minerálů a hornin. Tyto příznaky měly vesměs kvalitativní charakter; patří mezi ně např. barva, lesk, štěpnost a tvrdost. V inženýrské geologii, jež horniny zkoumá jako budoucí součást projektovaných staveb, je zjišťována jejich hustota, pórovitost, vlhkost, propustnost, pevnost, stlačitelnost a další parametry.

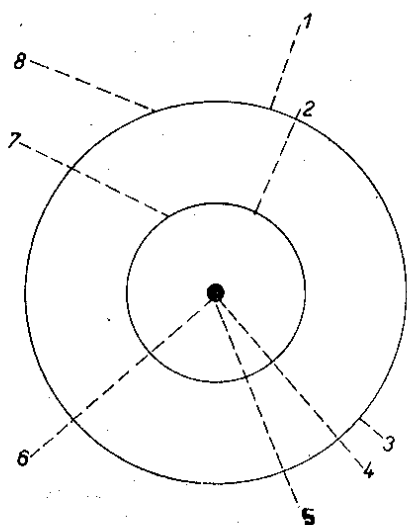
Pro užitou geofyziku jsou významné především ty fyzikální vlastnosti hornin, jejichž změny se mohou projevit v přirozených či umělých geofyzikálních polích. Tíhové pole závisí na *hustotách* hornin, zemské magnetické pole na jejich *magnetických vlastnostech*, různá geoelektrická pole jsou určována *elektrickými vlastnostmi* hornin. Při použití radionuklidových metod musíme znát jednak *přirozenou radioaktivitu* hornin uplatňující se v radiometrických metodách, jednak schopnost hornin reagovat na záření gama nebo na proud neutronů určující možnosti metod jaderné geofyziky. Při aplikaci seismiky musíme znát *rychlost šíření seismických vln* horninovým prostředím.

Fyzikální vlastnosti hornin jsou určovány řadou faktorů; jedním z nej-

významnějších je jejich *mineralogické složení*. Fyzikální vlastnosti minerálů jsou podmiňovány fyzikálními vlastnostmi prvků, z nichž se skládají, a chemickými vazbami mezi těmito prvky. Je proto účelné seznámit se s některými zákonitostmi, z nichž je třeba vycházet při zkoumání fyzikálních vlastností chemických prvků.

2.2 Fyzikální vlastnosti chemických prvků

Významnou informaci o fyzikálních vlastnostech určitého prvku nám poskytuje jeho *postavení v periodické soustavě prvků*. Fyzikální vlastnosti prvků jsou totiž závislé na stavbě vnějších a vnitřních elektronových obalů, dále pak na hmotnosti a struktuře jádra jejich atomů. Pro některé vlastnosti chemických prvků je tato závislost schematicky znázorněna na obr. 1.



Obr. 1. Schematické zobrazení závislosti fyzikálních parametrů na stavbě atomů chemických prvků
 1 — vlastnosti chemické, tepelné, elektrické, paramagnetické, 2 — feromagnetismus, 3, 4 — hustota a pružnost, 5 — radioaktivita, 6 — jádro, 7 — vnitřní elektronový obal, 8 — vnější elektronový obal

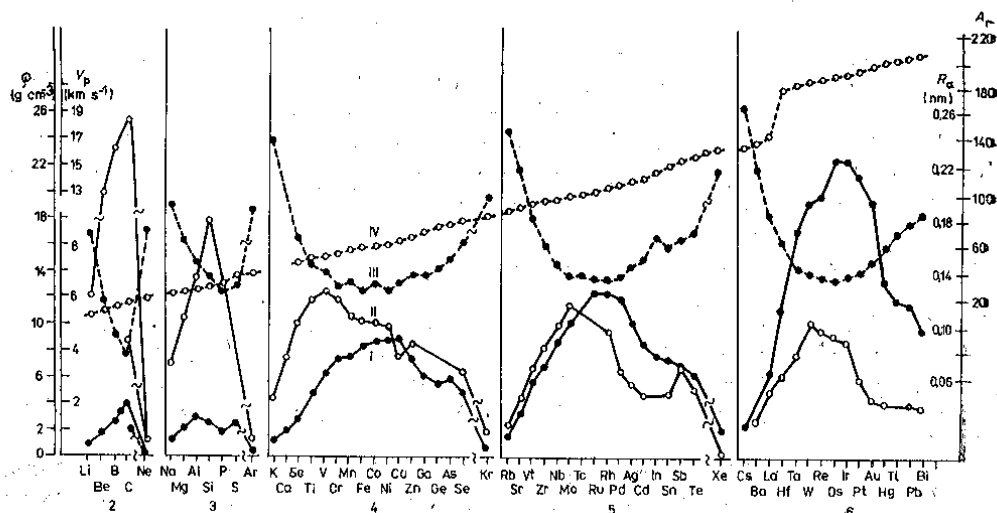
Hustota chemicky čistých prvků je charakterizována číselně přesně vymezenými konstantami. Nejmenší hustotu (mimo plyny) mají lithium ($0,53 \text{ g cm}^{-3}$) a draslík ($0,86 \text{ g cm}^{-3}$), největší osmium a iridium ($22,5 \text{ g cm}^{-3}$). Atomy všech prvků se ve svých hmotnostech výrazně liší. Převážná část hmotnosti atomů je soustředěna v jádrech. Hmotnosti protonů a neutronů, z nichž se jádro skládá, jsou rovny $1,672 \cdot 10^{-24} \text{ g}$ a $1,675 \cdot 10^{-24} \text{ g}$, hmotnost elektronů je $9,108 \cdot 10^{-28} \text{ g}$, tj. je 1 836krát menší. Poloměry atomů dosahují 10^{-8} cm , poloměry jader jsou podstatně menší a jsou rovny 10^{-13} až 10^{-12} cm . Proto je hustota jádra obrovská — přibližně $1,16 \cdot 10^{14} \text{ g cm}^{-3}$ — při nepatrné hustotě elektronového obalu.

Hmotnosti atomů jednotlivých prvků jsou určeny jejich vnitřní stavbou, tj. především počtem protonů a neutronů, a číselně jsou vyjadřovány tzv. *poměrnou atomovou hmotností* A_r . Ta je pro vodík rovna jedné a postupně vzrůstá od prvku k prvku podle jejich umístění v periodické soustavě až k hodnotě 227 pro aktinium. Soustředění hmotnosti prvků v jádrech je příčinou těsné závislosti hustoty prvků na objemu jejich atomu. *Atomový poloměr* R_a volného atomu je roven vzdálenosti z oblasti maximální hustoty elektronového obalu do středu jádra. Ve sloučeninách jsou vzdálenosti mezi atomy závislé na typu krystalické vazby, nejčastěji jsou blízké dvojnásobku atomového poloměru.

Poměrné atomové hmotnosti A_r , atomové poloměry R_a , hustoty ρ

a rychlosti šíření podélných vln V_p chemických prvků (plyny jsou vypuštěny) uspořádaných podle periodické soustavy prvků jsou na obr. 2.

Vidíme, že hustota jednotlivých prvků ρ se mění periodicky a je určena poměrnou atomovou hmotností A_r a atomovým poloměrem R_a . Zatímco velikost atomového poloměru vytváří uprostřed každé skupiny prvků široké minimum, hustoty dosahují ve středu každé skupiny maxima. Maximální hustoty dosahované v jednotlivých skupinách plynule rostou s rostoucím pořadovým číslem skupiny, v souladu s plynulým růstem poměrné atomové hmotnosti. Z obrázku 2 je také patrné, že v každé skupině prvků existuje maximum rychlosti šíření seismických vln; tato maxima postupně klesají s rostoucím pořadovým číslem skupiny.



Obr. 2. Závislost fyzikálních vlastností chemických prvků na jejich postavení v periodické soustavě

I — hustota, II — rychlost šíření podélných vln, III — atomový poloměr, IV — poměrná atomová hmotnost; 2 až 6 — periody soustavy prvků (Dortman, Magid 1969)

Periodičnost byla zjištěna i u *magnetických, elektrických a tepelných* vlastností chemických prvků.

Podle chování v magnetickém poli dělíme látky na *diamagnetické, paramagnetické a feromagnetické*. Do první skupiny patří ty prvky, v jejichž atomech jsou magnetické účinky elektronů plně vykompenzovány, takže výsledný magnetismus je nulový. Tyto prvky se vyskytují vždy ve druhé polovině jednotlivých skupin periodické soustavy, neboť tam je vnější elektronový obal zcela zaplněn. Paramagnetické látky se v magnetickém poli chovají jako magnety; prvky s paramagnetickými vlastnostmi jsou vždy umístěny v první polovině skupin periodické soustavy vzhledem k nezaplňnému vnějšímu elektronovému obalu. *Magnetická objemová susceptibilita* (určuje velikost tzv. indukované magnetizace) prvků se tedy periodicky mění: v první polovině každé skupiny periodické soustavy dosahuje maxima, ve druhé polovině minima. Zvláštní postavení zaujímají feromagnetické prvky (Fe, Co, Ni); chovají se jako magnety i po odstranění vnějšího magnetického pole. Je to způsobeno tím, že u těchto prvků není zcela zaplněn vnitřní elektronový obal.

Z elektrických vlastností látek je pro geofyziky nejvýznamnější *měrná elektrická vodivost*, resp. její reciproká hodnota — *měrný elektrický odpor*. Periodické změny elektrické vodivosti prvků jsou podobné změnám magnetické

susceptibility. Elektrická vodivost prvků je určena pohyblivostí elektronů ve vnějším elektronovém obalu. Není-li tento zaplněn, je pohyblivost elektronů i elektrická vodivost prvků vysoká, prvky mají tzv. *elektronovou vodivost*. Při zaplnění vnějšího obalu pohyblivost elektronů poklesne, prvky se chovají jako *polovodiče* či *izolanty*. V první polovině každé skupiny prvků periodické soustavy je proto vodivost vysoká, na konci skupiny je vždy nízká.

Analogické závislosti, jaké platí mezi fyzikálními vlastnostmi chemických prvků a stavbou jejich atomů, můžeme předpokládat i mezi fyzikálními vlastnostmi minerálů a stavbou jejich molekul, jsou však podstatně složitější. Podle typů vazeb mezi prvky se mění vzdálenosti mezi atomy ovlivňující hustotu minerálů. V závislosti na uspořádání elektronových obalů, které se účastní chemických vazeb, se mění magnetické a elektrické vlastnosti minerálů.

O fyzikálních vlastnostech chemických prvků, minerálů a hornin existuje rozsáhlá literatura (např. Clark S. P. 1966, Dortman N. B. 1976). V ní jsou obsaženy podrobné údaje o fyzikálních vlastnostech hornin z různých oblastí, popsána metodika a technika získávání dat a ukázány možnosti jejich využití při interpretaci geofyzikálních podkladů a v petrofyzice. Zde se omezíme na základní údaje o vybraných petrofyzikálních parametrech.

2.3 Hustoty hornin

Tíhové anomálie vznikají pouze v tom případě, kdy se horniny, z nichž je budována zkoumaná oblast, dostatečně liší v hustotách a kdy hranice mezi nimi nejsou horizontální. Čím větší je rozdíl mezi hustotou vyhledávaného objektu a okolního prostředí (tzv. *diferenční hustota*), tím větší je úspěšnost gravimetrických výzkumů.

Horniny nalézající se v přirozených podmínkách se skládají z tuhé, kapalné a plynné fáze. Poměr hmotnosti tělesa m k jeho objemu τ nazýváme *přirozená hustota* horniny ρ_p .

$$\rho_p = \frac{m_1 + m_2 + m_3}{\tau_1 + \tau_2 + \tau_3} = \frac{m}{\tau}, \quad (2.1)$$

kde m_1, m_2, m_3 odpovídá hmotnostem tuhé, kapalné a plynné fáze, τ_1, τ_2, τ_3 jejich objemům.

Jako *objemová hustota* hornin ρ_o je označován poměr hmotnosti tuhé fáze m_1 k objemu celého tělesa τ ,

$$\rho_o = \frac{m_1}{\tau}. \quad (2.2)$$

Mineralogickou hustotou, resp. hustotou tuhé fáze horniny ρ_m rozumíme poměr hmotnosti tuhé fáze m_1 k jejímu objemu τ_1 :

$$\rho_m = \frac{m_1}{\tau_1}. \quad (2.3)$$

Při studiu hustot hornin se musíme zabývat i pórovitostí hornin, kterou definujeme jako podíl objemu pórů ($\tau_2 + \tau_3$) v celkovém objemu τ :

$$p = \frac{\tau_2 + \tau_3}{\tau}. \quad (2.4)$$

Mezi objemovou hustotou ρ_o , mineralogickou hustotou ρ_m a pórovitostí p platí vztah

$$p = 1 - \frac{\rho_0}{\rho_m} \quad (2.5)$$

Údaje o hustotách hornin můžeme získat jednak laboratorním proměřováním vzorků, jednak měřením v terénu (in situ). Laboratorní určování hustot hornin samo o sobě je velmi přesné, získané výsledky však jsou znehodnoceny tím, že vzorek byl vyjmut z přirozených podmínek, v nichž se nalézal v terénu. Nelze zachovat jeho vlhkost, je proměřován za jiných teplotních a tlakových podmínek atp. Výsledky laboratorních měření jsou ovlivněny i způsobem odběru vzorků; hodnoty získané proměřováním vzorků odebraných z výchozů hornin se liší od hodnot naměřených na vzorcích z vrtných jader či báňských děl. V některých případech nelze vzorek odebrat, jako např. na tektonických poruchách s písčito-jílovitou výplní.

Při laboratorním proměřování vzorků jsou určovány ty typy hustot, které můžeme dobře reprodukovat. Nejčastěji je určována objemová hustota. Vzorek je nejprve dokonale vysušen, potom pokryt tenkou vrstvou parafinu; zvážen ve vzduchu a ponořen do vody. Prvá hodnota odpovídá hmotnosti tuhé fáze m_1 ; rozdíl obou hodnot je roven celkovému objemu τ . Objemová hustota hornin je závislá na jejich pórovitosti. Z petrologického hlediska horninu nejlépe charakterizuje mineralogická hustota. Tu můžeme snadno vypočítat z hmotnosti vzorku, jehož póry jsou zcela zaplněny vodou (pod vývěvou) a z hmotnosti dokonale vysušeného vzorku.

Způsobů, jimiž lze určovat hustoty hornin přímo v terénu, je celá řada. Tak například při zpracování výsledků tíhových měření v hornatém terénu můžeme volit různé hustoty hornin. Průměrné hustotě hornin zkoumané oblasti je rovna ta hodnota, při níž výsledná tíhová mapa nezávisí na tvaru reliéfu (viz kap. 3). Na podobném principu je založeno určení průměrných hustot horninových komplexů podle gravimetrických měření ve vrtech a báňských dílech. Ze změny tíhového zrychlení s nadmořskou výškou totiž můžeme s vysokou přesností určit hustotu okolních hornin. Detailní údaje o hustotách hornin podél vrtů můžeme získat hustotní karotáží (gamma—gamma karotáž). Hlavní předností měření hustot přímo v terénu je skutečnost, že určujeme přirozenou hustotu hornin, jejíž hodnotu musíme znát při geologické interpretaci gravimetrických podkladů. Hustoty hornin se mění v širokém rozmezí (tab. 3), neboť jsou závislé na řadě faktorů: na mineralogickém složení, struktuře a textuře, pórovitosti, nasycení vodou, tlaku a teplotě.

Hustota *vyvřelých (magmatických) hornin* závisí především na mineralogickém složení, dále na struktuře a textuře, tj. na podmínkách, v nichž hornina vznikala. Pórovitost vyvřelých hornin dosahuje 0,1 až 0,3 %, výjimečně prvních jednotek procent, takže hustotu ovlivňuje v nepatrné míře. Závislost hustoty hlubinných vyvřelých hornin na mineralogickém složení je na obr. 3. Hustota se mění v závislosti na podílu lehčích (nefelín, draselný živec, křemen) a těžších (plagioklasy, železnato-hořečnaté minerály) minerálů. Hlubinné vyvřelé horniny (např. žula, diorit, gabro) jsou hrubozrnné a mají vždy větší hustotu než horniny výlevné stejného chemického složení (např. křemenný porfyr, andezit, diabas), které jsou jemnozrnné. Ke zvýšení hustot vyvřelých hornin může také dojít v blízkosti rudních ložisek v důsledku obohacení rudními minerály. Výrazný pokles hustot nastává při tektonickém porušení vyvřelých hornin nebo v důsledku metamorfních procesů.

Usazené horniny mají hustoty velmi variabilní (tab. 3). Významná je závislost na pórovitosti, která u sedimentárních hornin dosahuje až desítek procent. Pórovitost je největší u nezpevněných sedimentů (30 až 40 %), jako jsou šterky,

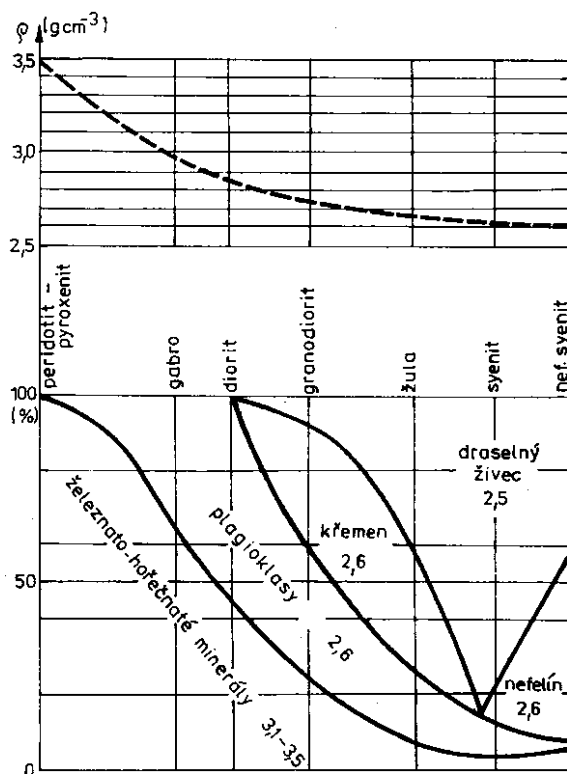
Tabulka 3. Fyzikální vlastnosti hornin

Přirozená hustota	Rychlost šíření podélných vln	Horniny	Objemová magnetická susceptibilita
ρ (g cm ⁻³)	V_P (m s ⁻¹)		κ (10 ⁻⁵ SI)
2,58 2,55—2,68 2,69 2,62—2,78 2,81 2,67—2,92 2,95 2,85—3,05 3,19 2,88—3,29	4 000—6 000 5 700—6 100 6 200—6 700 6 000—7 500 7 800—8 000	VYVŘELÉ hlubinné: žula granodiorit diorit gabro peridotit	
2,60 2,54—2,66 2,73 2,55—2,81 2,54 2,22—2,85	— — 5 400—5 800	výlevné: křemenný porfyr porfyr čedič	
1,30—2,00 2,00—2,90 1,20—2,40 1,20—2,40 1,20—2,90 2,30—3,00	600—1 300 1 500—4 500 300—3 000 1 300—4 500 1 500—4 500 1 500—5 000	USAZENÉ mechanické: písek pískovec spraš, hlína prachovec jíl, jílovec jílovité břidlice	
1,80—2,90 1,90—3,00 2,10—2,30 2,40—2,90 2,10—2,50 2,32—2,60	2 600—6 500 2 600—6 500 4 500—6 000 4 500—6 000 1 500—4 600 —	chemické: vápence } dolomit } kamenná sůl } anhydrit } sádrovec } sladkovodní } křemence }	
2,72 2,58—2,90 2,99 2,80—3,20 2,54 2,40—3,20 2,64 2,62—2,65 2,70 2,68—2,72	4 500—6 000 6 500—7 200 4 700 6 100 5 600	PŘEMĚNĚNÉ orto: ortorula amfibolit hadec para: krystalické křemence mramor	

pisky a hlíny. Čím hlouběji jsou sedimentární horniny uloženy a čím jsou starší, tím menší mají pórovitost. Při poklesu pórovitosti na první jednotky procenta (droby, slepence, křemence, pískovce, jílovité břidlice) hustota sedimentárních hornin výrazně stoupne a závisí na mineralogickém složení. Chemické a organogenní sedimenty (solné uložení, vápence, dolomity, křemité horniny) mají většinou malou pórovitost, a proto jejich hustota závisí převážně na mineralogickém složení.

Přeměněné (metamorfované) horniny vznikají jak z vyvřelých, tak z usazených hornin. Jejich hustoty jsou velmi rozmanité (tab. 3): závisí na složení původní horniny a na procesech přeměny, jimiž byla hornina podrobena. Přeměněné

horniny se svými vlastnostmi přizpůsobily fyzikálně chemickým podmínkám, jimiž hornina prošla a v nichž se nachází. Ke změně hustoty dochází jednak v důsledku změny krystalové struktury minerálů, jednak v důsledku změny jejich chemického složení (přínos nových látek a jejich výměna za původní). Mineralogické složení přeměněných hornin je velmi pestré, proměnlivý je i podíl jednotlivých minerálů v určitém horninovém typu. Rozmezí, v němž se mění hustota určitého typu metamorfované horniny, je proto velmi široké. Pórovitost metamorfovaných hornin obvykle dosahuje 0,1 až 3 %, výjimečně vyšších hodnot.



Obr. 3. Závislost hustoty vyvřelých hornin na mineralogickém složení (Lučický 1949)

Při regionální přeměně hornin dochází ve velkých částech zemské kůry k růstu teploty a tlaku, což může vést jak k poklesu, tak k růstu hustoty hornin. V prvním případě vznikají minerály obsahující krystalickou vodu, ve druhém dochází k přeměně minerálů na modifikace s větší hustotou. Podobně i při hydrotermálně metasomatických procesech (působení chemicky aktivních vodních roztoků z magmatu) může docházet jak k poklesu, tak k růstu hustoty. Například serpentinizace způsobuje pokles hustoty granodioritu z 2,65 na 2,55 g cm^{-3} , epidotizace vzrůst hustoty křemenného dioritu z 2,78 na 3,00 g cm^{-3} .

Z užitečných nerostů mají vysokou hustotu rudy železa (3,9 až 5,0 g cm^{-3}), rudy mědi, olova a zinku (3,5 až 7,6 g cm^{-3}). Nízké hustoty jsou typické pro uhlí (0,8 až 1,4 g cm^{-3}) a minerální soli (1,6 až 2,2 g cm^{-3}).

2.4 Magnetické vlastnosti hornin

Magnetismus hornin je složitý fyzikální jev závisející na stavbě vnitřních a vnějších elektronových obalů atomů prvků a na krystalicko-chemických vlastnostech minerálů tvořících horninu. Magnetické vlastnosti hornin v mnoha případech závisejí na fyzikálně chemických podmínkách při vzniku horniny a na procesech přeměny, jimž byla hornina podrobena. Proto má studium magnetických vlastností hornin význam nejen pro geofyzikální výzkumy, ale i pro bezprostřední řešení geologických problémů, zejména tektonických, strukturně geologických, stratigrafických, petrogenetických a dalších.

Anomální magnetické pole nad magnetizovaným geologickým objektem je závislé na jeho hloubce, velikosti, tvaru a na vektoru celkové magnetizace M . Ta je vektorovým součtem indukované magnetizace M_i a přirozené remanentní magnetizace M_n . Koefficient Q ,

$$Q = \frac{M_n}{M_i}, \quad (2.6)$$

udává, kolikrát větším podílem přispívá k celkové magnetizaci vektor M_n oproti M_i .

Indukovaná magnetizace M_i je u slabě magnetických hornin přímo úměrná objemové magnetické susceptibilitě κ . Zejména u silně magnetických hornin ($\kappa > 10^{-1}$ (SI)) je vztah složitější; je nutno brát v úvahu závislost na tvaru tělesa a na anizotropii magnetické susceptibility.

Přirozená remanentní magnetizace M_n je velmi složitý magnetický parametr, neboť dochází ke vzniku různých druhů remanentní magnetizace, které mohou být zastoupeny současně v téže hornině. Přirozená remanentní magnetizace je vektorovým součtem několika složkových vektorů remanentní magnetizace, odlišných svým vznikem a stabilitou. Všem horninám je vlastní tzv. *izotermální remanentní magnetizace* vznikající v důsledku působení zemského magnetického pole při konstantní teplotě a tlaku. Obvykle dosahuje malých hodnot. *Viskózní remanentní magnetizace* je také běžná. Vzniká dlouhodobým působením zemského magnetického pole; směrem je blízká současnému geomagnetickému poli. Pro vyvěřelé horniny je typická *termoremanentní magnetizace*. Vzniká při ochlazení feromagnetických minerálů obsažených v hornině na teplotu nižší než Curieův bod (viz dále). Je nejstabilnějším druhem remanentní magnetizace. *Chemická remanentní magnetizace* vzniká při krystalizaci minerálů z roztoku nebo při změnách minerálů, k nimž dochází za nižších teplot v zemském magnetickém poli. *Detritickou remanentní magnetizaci* získávají mechanické usazeniny při sedimentaci částic feromagnetických minerálů v zemském magnetickém poli. *Dynamická remanentní magnetizace* vzniká, je-li hornina v zemském magnetickém poli vystavena změně tlaku.

Při speciálních laboratorních výzkumech magnetických vlastností hornin bývá určován *Curieův bod*, tj. teplota, při níž zahřívání hornina ztrácí feromagnetické vlastnosti. Cennou informaci o charakteru přirozené remanentní magnetizace poskytuje *koercitivní síla* nezbytná k úplnému odstranění remanentní magnetizace.

Údaje o magnetických vlastnostech hornin můžeme získat jak v terénu, tak v laboratoři. Celkovou magnetizaci rušivých těles můžeme přibližně určit rozborem magnetických anomálií. Na výchozech hornin lze měřit objemovou magnetickou susceptibilitu kapametrem. Spojité údaje o magnetických susceptibilitách podél vrtů poskytuje magnetická karotáž. Kapametrem a magnetickou karotáží lze diferencovat horniny, jejichž magnetická susceptibilita $\kappa > 10^{-5}$ (SI).

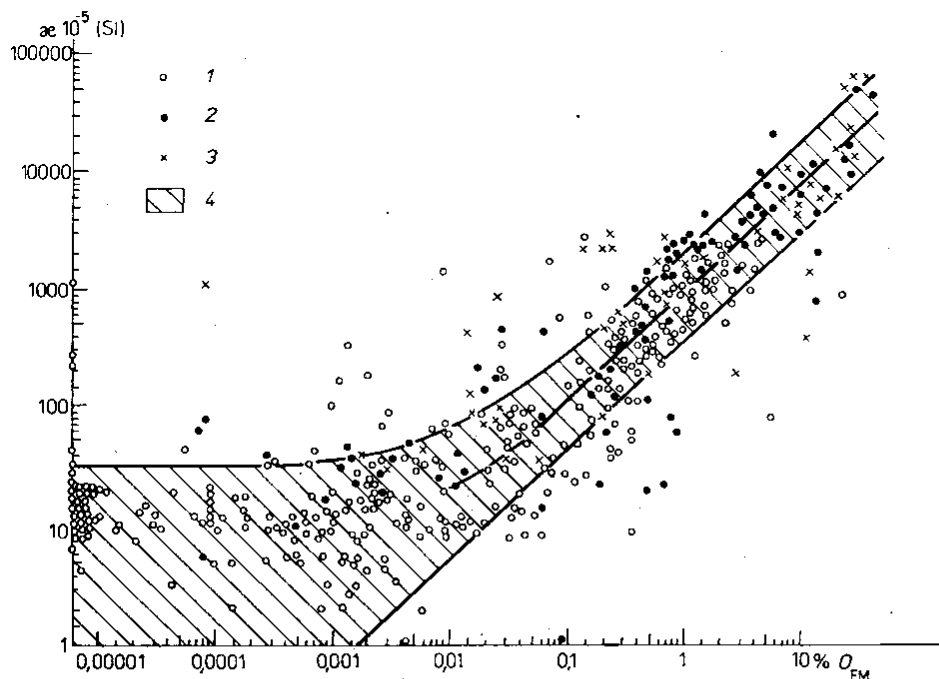
V laboratorních podmínkách je měření magnetických vlastností hornin

mnohem přesnější. Tomu napomáhají jednak laboratorní podmínky, jednak citlivé laboratorní přístroje. Astatický magnetometr LAM umožňuje vysoce přesné měření χ a M_n , citlivost systému je 0,01 nT. K vysoce přesnému laboratornímu měření směru a velikosti remanentní magnetizace slouží rotační magnetometr JR, jehož citlivost je 10^{-6} A m⁻¹. Střídavý můstek KLY umožňuje vysoce přesné měření magnetické susceptibility a její anizotropie s citlivostí 10^{-8} (SI).

Magnetické vlastnosti hornin jsou určeny magnetickými vlastnostmi minerálů, z nichž se skládají. Jako *diamagnetické* označujeme ty minerály, jejichž magnetická susceptibilita je záporná a dosahuje hodnot 10^{-6} až 10^{-5} (SI) (např. grafit, halit, sádrovec, diamant, křemen, živec, galenit). *Paramagnetické* minerály mají kladnou susceptibilitu o hodnotách 10^{-5} až 10^{-3} (SI) (např. pyrit, muskovit, amfibol, biotit, siderit, pyroxen). Při měnící se intenzitě magnetického pole zůstává velikost magnetické susceptibility diamagnetických a paramagnetických minerálů konstantní. *Feromagnetické* minerály mají kladnou susceptibilitu dosahující velmi vysokých hodnot, měnících se v závislosti na intenzitě působícího magnetického pole a na teplotě (např. magnetit, maghemit, hematit, kubanit, pyrrhotin).

Horniny se nejčastěji chovají jako *feroparamagnetické*; jejich vlastnosti jsou určeny především podílem nejsilněji zastoupených magnetických minerálů. Objemové magnetické susceptibilitu vybraných horninových typů jsou v tab. 3. Analogickou závislost bychom zjistili i pro přirozenou remanentní magnetizaci M_n , což svědčí o vzájemném vztahu χ a M_n .

Magnetická susceptibilita vyvřelých hornin se mění v širokém rozmezí od nuly až po 10^{-1} (SI). Je zhruba úměrná obsahu feromagnetických minerálů, který může být zcela nepatrný (obr. 4). Tato závislost platí pro libovolný typ



Obr. 4. Závislost magnetické susceptibility vyvřelých hornin na obsahu feromagnetických minerálů O_{FM} podle experimentálních dat (Dortman et al. 1964) a teoretických výpočtů (Vejnberg 1966)
1 — granitoidy, 2 — diority a gabra, 3 — ultrabazika, 4 — pole korelace podle teoretických výpočtů

horniny, tj. jak pro žuly, tak pro peridotity. Podobným způsobem je na obsahu feromagnetické složky závislá i přirozená remanentní magnetizace vyvřelých hornin. Je však ve značné míře ovlivněna fyzikálně chemickými podmínkami při jejich vzniku, tj. převládajícím typem remanentní magnetizace. Tak například pro mladé výlevné horniny, jako jsou čediče, je typická vysoká termoremanentní magnetizace, při níž koeficient $Q = 1$ až 20.

Magnetizace usazených hornin je ve srovnání s vyvřelými horninami o několik řádů nižší. Hlavní minerály tvořící sedimentární horniny jsou diamagnetické či paramagnetické, takže zvýšení susceptibility a remanentní magnetizace může být způsobeno pouze příměsí feromagnetických minerálů, vesměs kysličníků železa. Tato příměs může být hrubě krystalická až jemně rozptýlená. Objemová magnetická susceptibilita sedimentů závisí na obsahu feromagnetické složky, přirozená remanentní magnetizace (u sedimentů převládá detritická a chemická) také na podmínkách při vzniku horniny.

Magnetizace přeměněných hornin se mění ve velkém rozmezí. Objemová magnetická susceptibilita hornin, které vznikly přeměnou vyvřeliny, se mění od nulý až po 10^{-1} (SI), podobně i remanentní magnetizace může dosahovat vysokých hodnot. U přeměněných hornin, které vznikly ze sedimentů, se χ mění v rozmezí 0 až 10^{-4} (SI); relativně nízkých hodnot dosahuje i M_n .

Z *užitkových nerostů* mají vysoce anomální magnetizaci rudy železa (díky vlastnostem magnetitu) a některé rudy tvořené sulfidy (vzhledem k magnetickým vlastnostem pyrrhotinu).

2.5 Elektrické vlastnosti hornin

Elektrické vlastnosti hornin jsou určeny třemi základními parametry: *elektrickým měrným odporem* ρ , *permitivitou (dielektrickou konstantou)* ϵ , *polarizovatelností* (elektrochemickou aktivitou) η . Takzvaný geoelektrický profil je určen hranicemi mezi jednotlivými geologickými útvary tvořenými horninami s odlišnými elektrickými vlastnostmi. Sestavení geoelektrického profilu je bezprostředním cílem geoelektrických měření. Rozhraní stanovená geoelektrickými metodami nemusí vždy souhlasit s hranicemi geologickými, určenými na základě litologických, genetických a stratigrafických příznaků. Geologicky homogenní útvar se může rozpadnout do několika geoelektricky odlišných horizontů, nebo naopak několik geologických útvarů může splynout v jeden geoelektrický horizont. Proto jsou geoelektrická měření nejčastěji realizována v souboru s ostatními geofyzikálními metodami.

Nezákladnější geoelektrický parametr, uplatňující se ve většině geoelektrických metod, je *měrný elektrický odpor*. Je definován jako odpor hranolu ze studované látky kladený elektrickému proudu ve směru kolmém k podstavě hranolu. Rozměr a velikost měrného elektrického odporu určíme ze vztahu mezi odporem vodiče R , jeho délkou l , průřezem S a měrným odporem ρ :

$$R = \frac{\rho l}{S}, \quad \rho = \frac{RS}{l}. \quad (2.7)$$

Zvolíme-li jako jednotku pro R (Ω), pro S (m^2) a pro l (m), dostaneme pro ρ ohm metr (Ωm). V některých případech je vhodné místo měrného odporu ρ uvažovat jeho převrácenou hodnotu – *měrnou vodivost* (konduktivitu) γ :

$$\gamma = \frac{1}{\rho}. \quad (2.8)$$

Dielektrická konstanta ϵ vyjadřuje schopnost prostředí zesilovat nebo

zeslabovat elektrické pole v důsledku polarizace, tj. uspořádané orientace vázaných elektrických nábojů. V horninách se takovéto náboje vyskytují především ve volné vodě a ve vodě vázané na povrchu pevných součástí horniny. V geoelektrické praxi je dielektrická konstanta zavedena jako bezrozměrná veličina, vyjadřující, kolikrát je větší kapacita kondenzátoru, jehož dielektrikem je studovaná hornina, v poměru k jeho kapacitě ve vakuu. Při běžném geoelektrickém měření, kdy odpory hornin $\rho = 100$ až $1\,000\ \Omega\ \text{m}$, se dielektrická konstanta uplatňuje pouze ve střídavých elektromagnetických metodách s frekvencí vyšší než 10^5 Hz.

Polarizovatelnost (elektrochemická aktivita) η je definována jako podíl:

$$\eta = \frac{\Delta U_{VP}}{\Delta U_{PR}} \cdot 100\%, \quad (2.9)$$

kde ΔU_{VP} je potenciální rozdíl vyzvaný polarizací, ΔU_{PR} je potenciální rozdíl při procházejícím proudu (viz dále).

Elektrické vlastnosti hornin můžeme studovat jednak v laboratoři, jednak v terénu geoelektrickým měřením na zemském povrchu a ve vrtech. V laboratoři je nejčastěji určován měrný odpor ρ a polarizovatelnost η . Měřený vzorek má zpravidla tvar hranolu či válce (vrtné jádro), jímž necháme procházet proud I . Podle Ohmova zákona vypočteme z napětí ΔU_{PR} a proudu I (s uvážením tvaru vzorku) odpor ρ . Po vypnutí proudu (např. za 0,5 s) změříme potenciální rozdíl ΔU_{VP} , což nám umožní výpočet polarizovatelnosti η . Při laboratorním měření elektrických vlastností hornin musíme dbát na zachování přirozené vlhkosti vzorků, což je velmi obtížné. Nejspolehlivější údaje o elektrických vlastnostech hornin poskytuje měření ve vrtech.

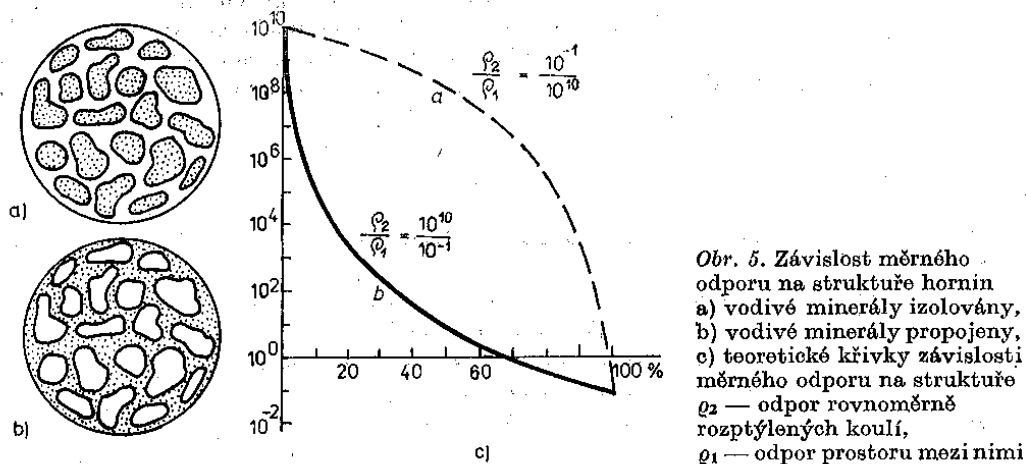
Měrný elektrický odpor hornin závisí na řadě faktorů, z nichž nejdůležitější jsou: mineralogické složení, pórovitost, nasycení vodou, koncentrace roztoků zaplňujících póry, struktura a textura horniny. V závislosti na konkrétních podmínkách může být vodivost horniny iontová, elektronová a smíšená. Elektronovou vodivost a velmi malý měrný odpor mají pouze některé rudní minerály (s kovalentně kovovou vazbou krystalové mřížky), např. galenit, hematit, chalkopyrit, magnetit, markazit, molybdenit, pyrit a pyrotin. Hlavní horninotvorné minerály (např. křemen, muskovit, živce) se v elektrickém poli chovají jako izolanty a mají měrný odpor vesměs přesahující 10^{10} až $10^{15}\ \Omega\ \text{m}$. Proto je u naprosté většiny hornin odpor tuhé fáze o 6 až 8 řádů vyšší než odpor elektrolytu zaplňujícího póry v hornině. Vzhledem k tomu, že póry v hornině jsou vesměs propojeny, je elektrický odpor hornin ovlivněn především pórovitostí, nasycením vodou a mineralizací vod zaplňujících póry.

Pokud horniny obsahují minerály s elektronovou vodivostí, závisí elektrický odpor především na struktuře horniny. Zaplňují-li nevodivé minerály prostor mezi izolovanými shluky vodivých minerálů (obr. 5a), zůstane měrný odpor horniny vysoký i při velkém procentuálním obsahu vodivých minerálů. Odpor výrazně poklesne, tvoří-li vodivé minerály tmel mezi nevodivými horninovými součástmi (obr. 5b). Tato závislost je zachycena na obr. 5c. Odpor ρ_2 mají rovnoměrně rozptýlené koule; odpor ρ_1 prostor mezi nimi. V případě vodivých koulí dojde k výraznému poklesu měrného odporu až při obsahu vodivé komponenty větším než 95 %. Má-li vysokou vodivost prostor mezi koulemi, pak odpor výrazně poklesne již při nepatrném obsahu vodivé komponenty.

Měrné odpory základních typů hornin jsou v tab. 4.

Vyvřelé horniny většinou mají měrný odpor značně vysoký. Je to způsobeno vysokým odporem základních horninotvorných minerálů a minimální pórovitostí. Jsou-li vyvřelé horniny tektonicky porušeny, dochází k růstu póro-

vitosti a vlhkosti, což vede k poklesu měrného odporu. Obsahují-li vyvřelé horniny minerály s elektronovou vodivostí uspořádané do příznivé struktury (obr. 5b), může dojít k výraznému poklesu odporu. Přítomnost minerálů s elektronovou vodivostí vede v každém případě k podstatnému růstu polarizovatelnosti na 5 až 20 %.



Tabulka 4. Měrný elektrický odpor hornin (Ω m). (Upraveno podle E. I. Parchomenka)

Horniny	vlhké	suché
VYVŘELÉ		
hlubinné: žula	$3,0 \cdot 10^5$	—
granodiorit	$2,0 \cdot 10^4$	$2,0 \cdot 10^5$
diorit	$2,8 \cdot 10^4$	—
gabro	$10^2 - 10^5$	—
peridotit	$3,0 \cdot 10^3$	$6,5 \cdot 10^3$
výlevné: křemenný porfyr	$9,2 \cdot 10^5$	—
porfyr	10	$3,3 \cdot 10^3$
čedič	$1,6 \cdot 10^3$	—
USAZENÉ		
mechanické: písek	$10 - 10^3$	10^5
pískovec	$1,4 \cdot 10^5$	$6,4 \cdot 10^8$
spraš, hlína	$10^{-1} - 10$	—
jíl, jílovec	$10 - 10^2$	—
jílovitá břidlice	$6,4 \cdot 10^4$	$1,6 \cdot 10^5$
chemické: vápenec, dolomit	$3,0 \cdot 10^5$	$1,8 \cdot 10^7$
kamenná sůl	—	$10^{14} - 10^{15}$
anhydrit	$10^7 - 10^{10}$	—
PŘEMĚNĚNÉ		
orto: ortorula	$6,8 \cdot 10^4$	$3,2 \cdot 10^6$
amfibolit	10^3	—
hadec	$10^2 - 10^3$	—
para: krystalický křemeneč	$10 - 10^5$	—
mramor	$1,4 \cdot 10^4$	$2,5 \cdot 10^8$

Usazené horniny se ve většině případů vyznačují nízkými odpory. To odpovídá jejich velké pórovitosti a při uložení pod hladinou spodní vody i značné vlhkosti. Vyskytují se ovšem i výjimky, jako suché písky, vápence, sádrovce apod. Měrný odpor jílovitých usazenin je vždy menší než písčitých. Lze to vysvětlit velkou vlhkostí jílovitých sedimentů, jejich špatnou propustností a vysokou mineralizací v nich obsažených vod. Naproti tomu mineralizace vod v dobře propustných písčích je minimální, takže vlhké písky i pískovce mají relativně vyšší odpor. Polarizovatelnost usazených hornin zřídka převyšuje hodnotu 2 %.

Měrný odpor *metamorfovaných hornin* závisí na charakteru primární horniny, na stupni metamorfózy a na míře tektonického porušení. Kompaktní horniny vzniklé přeměnou vyvřelin mají obvykle vyšší odpory než metamorfované horniny vzniklé z usazenin. Břidlice a fylity často obsahují příměs pyritu a grafitu. V důsledku metamorfózy mohou tyto vodivé minerály získat strukturu; odpor horniny pak výrazně poklesne, polarizovatelnost stoupne na desítky procent.

Charakteristickým příznakem usazených a přeměněných hornin je *anizotropie měrného elektrického odporu*. Ve směru kolmém na vrstevnatost a břidličnatost je měrný odpor vyšší než ve směru podélném.

2.6 Jaderné vlastnosti hornin

Jaderné vlastnosti hornin jsou určovány jejich přirozenou radioaktivitou a chováním k externímu jadernému záření.

Přirozená radioaktivita hornin je podmíněna přítomnými radionuklidy emitujícími záření alfa, beta, gama a neutrony. V přírodě je známo více než 230 přirozených radionuklidů. Radioaktivita hornin se nejčastěji určuje měřením aktivity gama, kterou v podstatě podmiňují uran a thorium se svými produkty rozpadu a draslík.

Uran je v zemské kůře přítomen v koncentraci 2 až 4 ppm*) U. V přirozené směsi izotopů jsou zastoupeny ^{238}U 99,274 % ($T = 4,5 \cdot 10^9$ roků), ^{235}U 0,719 6 % ($T = 7,02 \cdot 10^8$ roků) a ^{234}U 0,005 7 % ($T = 2,5 \cdot 10^5$ roků). 1 g U s produkty rozpadu emituje 33 400 kvant gama za sekundu, energetická produkce U je $9,7 \cdot 10^{-8} \text{ W g}^{-1}$. Teplota tání U je 1 130 °C, měrný elektrický odpor kovového U je $0,25 \cdot 10^{-2}$ až $0,50 \cdot 10^{-2} \Omega \text{ m}$, tepelná vodivost U je $29,307 6 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$; podle magnetických vlastností náleží U k paramagnetickým prvkům, hustota U je $18,7 \text{ g cm}^{-3}$. V přírodních podmínkách je U mobilním prvkem. V horninách se nachází ve zvýšené míře v akcesorických minerálech zirkonu, titanitu, apatitu, xenotimu, monazitu a orthitu. Hlubokomořské sedimenty, fosfáty a bituminózní horniny bývají uranem obohaceny.

Thorium je v zemské kůře zastoupeno 8 až 12 ppm Th. ^{232}Th má poločas rozpadu $T = 1,4 \cdot 10^{10}$ roků. 1 g Th s produkty rozpadu emituje 17 400 kvant gama za sekundu, energetická produkce Th je $2,7 \cdot 10^{-8} \text{ W g}^{-1}$. Th je ve zvýšené míře přítomno v monazitu, orthitu, zirkonu, titanitu, epidotu a apatitu. Charakteristickým znakem Th je jeho stabilita, podstatnou formou pohybu je mechanický transport.

Draslík je v zemské kůře přítomen v koncentraci 2,5 % K. ^{40}K je radioaktivním izotopem zastoupeným 0,012 %. 1 g K emituje 3,31 kvant gama za sekundu, energetická produkce K je $3,58 \cdot 10^{-12} \text{ W g}^{-1}$. K je hojně zastoupen v draselných živcích, leucitu, nefelinu, biotitu, muskovitu, sericitu a flogopitu,

*) ppm (parts per million) = 10^{-4} %.

nižší obsahy mají plagioklasy. K je pohyblivý za různých tlakových a teplotních podmínek.

Radioaktivita hornin magmatických, sedimentárních a metamorfovaných má stejný řád, lze ji vyjádřit polem expozičního příkonu záření gama nejčastěji v mezích 0 až 2 pA kg⁻¹ nebo hodnotami ekvivalentní koncentrace uranu v mezích 0 až 40 ppm eU. Mezi nejradioaktivnější horniny náležejí žuly, granodiority, syenity, jíly a jílovce, ortoruly a migmatity. K nejméně radioaktivním přísluší horniny bazické a ultrabazické, vápence, dolomity, křemence, amfibolity a serpentinity.

Koncentrace radioaktivních prvků ve vodách je o 3 řády nižší než v horninách. Radioaktivita půdního vzduchu je způsobena přítomností emanací vznikajících rozpadem U a Th v horninách. Koncentrace Rn v půdním vzduchu odpovídá nejčastěji hodnotám 0 až 100 Bq l⁻¹. *Radioaktivita atmosférického vzduchu* je o tři řády nižší.

Přirozené pole neutronů v horninách vzniká interakcí kosmického záření s atmosférou a následkem reakce (α , n). Hustota toku neutronů v horninách je nízká, řádu 10⁻¹ m⁻² s⁻¹.

Interakce záření externího zdroje s horninami závisí na povaze zdroje a na složení hornin. V některých případech umožňuje stanovit koncentrace přítomných prvků a fyzikální vlastnosti hornin.

Neutronové absorpční vlastnosti hornin popisují parametry délky zpomalení L_S , délky difúze L , koeficientu difúze D a střední doby života neutronu τ . Na zpomalení neutronů se význačně podílí H, na absorpci neutronů Cl, B, T, Cd, Mn a jiné.

Při ozáření hornin vznikají umělé radionuklidy, jejichž aktivita je měřitelná a lze ji použít pro stanovení původních terčových prvků. Prvky periodického systému náležející ke středně těžkým a těžkým jsou s vysokou přesností stanovitelné *neutronovou aktivační analýzou*, převážná většina prvků *gamma aktivační analýzou*. Některé prvky lze v horninách stanovovat na základě jejich významného chování ke specifickým jaderným reakcím.

Chování chemických prvků k externímu jadernému záření zřejmě mělo rozhodující význam v období nukleosyntézy, kdy v utvářející se Zemi vznikala jádra atomů a chemické prvky. Důkazem je nepřímá závislost mezi účinným průřezem pro záchyt tepelných neutronů a zastoupením chemických prvků v zemské kůře.

2.7 Elastické vlastnosti hornin

Teorie šíření seismických (elastických) vln v geologickém prostředí je založena na teorii pružnosti, neboť v prvním přiblížení můžeme horniny považovat za elastické (pružné). *Rychlost šíření seismických vln*, základní parametr využívaný v seismických metodách, závisí hlavně na elastických vlastnostech prostředí a na jeho hustotě. Elastické vlastnosti prostředí jsou určeny *Youngovým modulem pružnosti E* a *Poissonovou konstantou* (modul příčného stlačení) σ :

$$\frac{\Delta l}{l} = \frac{F}{S} \cdot \frac{1}{E}, \quad E = \frac{F}{S} \cdot \frac{l}{\Delta l}, \quad (2.10)$$

$$\sigma = -\frac{\Delta d}{d} \cdot \frac{l}{\Delta l}, \quad (2.11)$$

kde l , d , S jsou délka, průměr a plocha příčného řezu válce, F je síla působící na válec. Po odstranění síly F se prostředím šíří *podélné* (P) a *příčné* (S) vlny. U podélné

ných vln kmitají elementární částice podél směru šíření elastické vlny, přičemž dochází k deformaci objemu. V případě příčných vln kmitají částice v rovině kolmé ke směru šíření, což vede k deformaci tvarové. Existují také tzv. *povrchové vlny*, u nichž se elementární částice pohybují po eliptických drahách při zemském povrchu.

Rychlosti podélných a příčných vln můžeme vyjádřit s pomocí modulů E a σ ve tvaru:

$$V_P = \sqrt{\frac{E(1-\sigma)}{\rho(1+\sigma)(1-2\sigma)}}, \quad V_S = \sqrt{\frac{E}{2\rho(1+\sigma)}}, \quad (2.12)$$

kde ρ je hustota prostředí. Pro většinu hornin platí přibližný vztah $\frac{V_P}{V_S} \doteq 1,73$.

V seismickém průzkumu jsou využívány především podélné vlny (P).

Rychlost šíření seismických vln můžeme určovat v laboratoři (na vzorcích hornin), ve vrtech (seismickou a akustickou karotáží) a v terénu (jako výsledek interpretace hodochron seismických vln). Nejpresnější jsou výsledky měření ve vrtech.

Rychlost šíření seismických vln závisí především na mineralogickém složení a pórovitosti hornin, na hloubce jejich uložení, stáří, stupni přeměny, tektonickém porušení, zvětrání, nasycení vodou a na dalších faktorech.

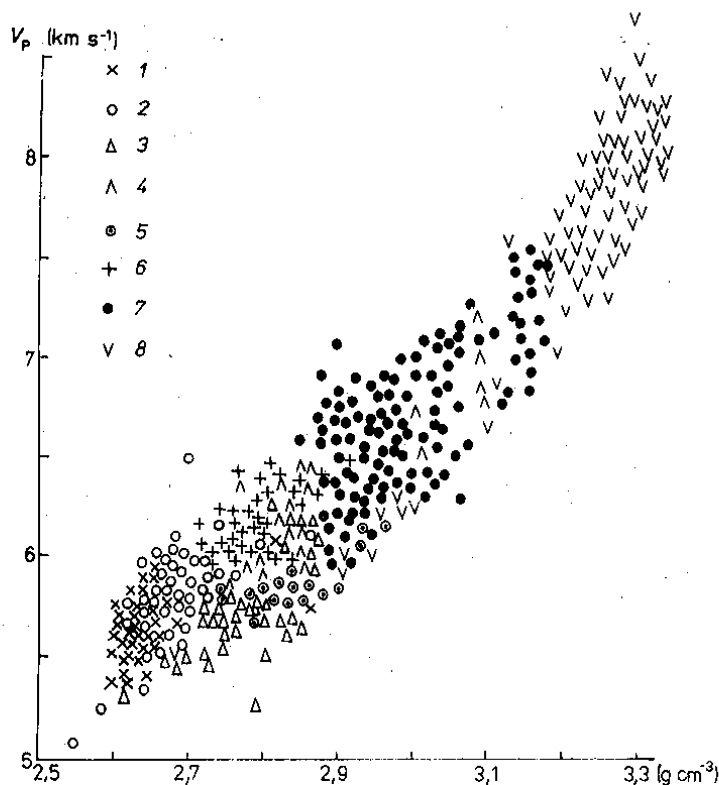
O *rychlostech podélných vln v chemických prvcích* víme (obr. 2), že úzce souvisejí s postavením prvků v periodické soustavě a že v jednotlivých skupinách prvků korelují s hustotami. Pro minerály však je závislost podstatně složitější, neboť korelace mezi hustotou a rychlostí podélných vln existuje jak přímá, tak i nepřímá.

Rychlosti šíření podélných vln v základních horninotvorných minerálech jsou poměrně vysoké a pohybují se v rozmezí $5,9 \text{ km s}^{-1}$ (křemen, ortoklas) až $8,5 \text{ km s}^{-1}$ (olivín, granát). Rychlost šíření seismických vln ve skeletu horniny je závislá na mineralogickém složení a je vždy vyšší než rychlost ve výplni pórů (vzduch $0,35 \text{ km s}^{-1}$, voda $1,5 \text{ km s}^{-1}$). Rychlost šíření seismických vln proto roste s poklesem pórovitosti, k němuž obvykle dochází s rostoucím tlakem a stářím horniny.

Rychlosti podélných vln ve vybraných horninách jsou uvedeny v tab. 3. *Vyvěřelé a metamorfované horniny*, pokud nejsou porušeny tektonickými pochody a navětráním, mají minimální pórovitost. Rychlost šíření seismických vln v těchto horninách pak závisí především na mineralogickém složení (obr. 6). Rychlost šíření podélných vln je nejnižší pro žuly (6 km s^{-1}), s poklesem obsahu křemene postupně roste, nejvyšších hodnot dosahuje pro ultrabazické horniny ($7,5$ až $8,5 \text{ km s}^{-1}$).

Rychlost šíření seismických vln v *usazených horninách* závisí především na pórovitosti. V nezpevněných mechanických sedimentech (hlíny, písky, štěrky) se V_P pohybuje v rozmezí $0,15$ až $1,5 \text{ km s}^{-1}$; nižší hodnoty platí pro suché nezpevněné sedimenty, vyšší pro vlhké. U zpevněných mechanických sedimentů (pískovce, jílovce) se rychlosti šíření podélných vln pohybují v rozmezí $1,5$ až $4,5 \text{ km s}^{-1}$. Chemické sedimenty obvykle mají malou pórovitost, takže rychlost šíření podélných vln v těchto horninách závisí převážně na mineralogickém složení a dosahuje $4,5$ až $6,5 \text{ km s}^{-1}$ (např. vápencec, dolomit, sůl kamenná, anhydrit).

Pro přeměněné a usazené horniny je charakteristická anizotropie v rychlostech šíření seismických vln. Rychlost je vždy větší ve směru vrstevnatosti než ve směru kolmém. Anizotropie v rychlostech je typická i pro řadu minerálů (např. biotit, mikroklin, grafit).



Obr. 6. Závislost mezi rychlostmi šíření podélných vln a hustotami vyvřelých a metamorfovaných hornin (Dortman, Magid 1969)
 1 — žuly, 2 — biotitické a biotit-amfibolické ruly, 3 — granát-biotitické ruly, 4 — biotit-amfibolické ruly a amfibolity, 5 — plagioklas-granity, 6 — diority a gabro-diority, 7 — gabro-nority, 8 — ultrabazika

2.8 Vzájemné vztahy petrofyzikálních parametrů

Geofyzikálními metodami se řeší velice rozmanité geologické problémy, počínaje regionálními strukturně tektonickými výzkumy a konče podrobným průzkumem ložisek. Možnosti řešení závisejí na konkrétní geologické situaci a zejména na jejím odrazu ve fyzikálních vlastnostech hornin. Jednoduchých problémů úspěšně řešitelných jedinou geofyzikální metodou, jako je např. vyhledávání ložisek magnetitu nalézajících se v nemagnetickém prostředí, je poměrně málo. Daleko častější jsou případy, kdy zkoumané území má složitou geologickou stavbu s pestrým souborem hornin s odlišnými fyzikálními vlastnostmi.

V takovém případě, kdy je nezbytné řešit úkol několika geofyzikálními metodami, hovoříme o *racionálním komplexu geofyzikálních metod*. Racionálnost spočívá v tom, že na jedné straně využijeme všech možností, které skýtají moderní geofyzikální metody, na druhé straně se však vyvarujeme zbytečného hromadění metod sledujících též petrofyzikální parametr. Při volbě racionálního komplexu musíme mít k dispozici reprezentativní údaje o fyzikálních vlastnostech hornin zkoumané oblasti a o jejich vzájemných vztazích.

Rozmezí změn je pro jednotlivé petrofyzikální parametry velice rozmanité. Tak například hustoty a rychlosti podélných vln se u běžných hornin mění v rozmezí jednoho řádu, hustoty dosahují 1 až 3 g cm⁻³, rychlosti 0,35 až 8 km s⁻¹. Naproti tomu magnetické a elektrické vlastnosti hornin se mění v rozmezí mnoha

řádů, magnetická susceptibilita 0 až 10 (SI), měrný elektrický odpor 10^{-2} až 10^8 (Ω m). Výsledky měření petrofyzikálních parametrů na větších souborech hornin zpracováváme *metodami matematické statistiky*. Pro hustoty a rychlosti podélných vln určitého horninového typu je příznačné tzv. *normální rozdělení*, pro magnetické a elektrické vlastnosti platí *logaritmicko-normální rozdělení*.

Vzájemné závislosti petrofyzikálních parametrů mají jiný charakter pro masívní horniny než pro horniny pórovité či tektonicky porušené. U masívních hornin jsou tyto závislosti určeny především mineralogickým složením, u pórovitých a tektonicky porušených hornin také podílem pórů či puklin na celkovém objemu horniny a na jejich výplních.

U *masívních* hornin, např. vyvřelých, existuje úzká závislost mezi hustotami a rychlostmi podélných vln (obr. 6), neboť oba tyto parametry jsou závislé na hmotnosti jader a na poloměrech atomů. Pro většinu vyvřelých a metamorfovaných hornin platí, že s růstem hustoty roste i rychlost podélných vln. Ostatní závislosti mezi fyzikálními vlastnostmi masívních hornin jsou složitější. Tak například zvýšení magnetické susceptibility může být provázeno zvýšením hustoty, pokud je hornina ve větší míře obohacena těžkými feromagnetickými minerály. K podstatnému zvýšení magnetické susceptibility však postačí i nepatrná příměs feromagnetické složky (obr. 4), což se zvýšením hustoty neprojeví. Podobně ani elektrické vlastnosti masívních hornin nevykazují jasnou korelaci s ostatními parametry. Masívní horniny se vesměs chovají jako nevodiče, ve výjimečných případech však může dojít k výraznému poklesu jejich měrného odporu v důsledku příměsi vodivých minerálů s příznivou strukturou (obr. 5b).

U *pórovitých a tektonicky porušených* hornin je vzájemná závislost mezi petrofyzikálními parametry velmi výrazná. Růst pórovitosti či puklinatosti vždy vede k poklesu hustoty a rychlosti šíření podélných vln. Pokud jsou póry zaplněny mineralizovanou vodou, dochází i ke snížení měrného elektrického odporu. Tyto závislosti jsou úspěšně využívány např. při geofyzikálním výzkumu oblastí tvořených sedimentárními horninami, kde se střídají souvrství s odlišnou pórovitostí.

K růstu puklinatosti dochází při tektonickém porušení hornin v přímé závislosti na intenzitě tektonických procesů. Tektonické poruchy pak můžeme sledovat jako pásma se sníženým měrným odporem, při jejich dostatečné mocnosti i jako pásma se sníženými hustotami a rychlostmi podélných vln.

Znalost petrofyzikálních parametrů a jejich vzájemných závislostí v konkrétních geologických podmínkách umožňuje interpretovat výsledky povrchových geofyzikálních měření a řešit strukturální problémy spojené s nepřímým vyhledáváním ložisek užitkových nerostů, s řešením hydrogeologických a inženýrskogeologických problémů atd.

Výjimečné jsou ty případy, kdy příznivé petrofyzikální podmínky umožňují přímé vyhledávání ložisek užitkových nerostů. Takovéto podmínky mohou existovat např. při vyhledávání ložisek rud Cu, Pb a Zn. Rudní minerály mají vesměs vysokou hustotu, nízký měrný odpor a některé jsou magnetické.

Uvedené příklady pouze naznačují některé závislosti mezi petrofyzikálními parametry. Tyto závislosti jsou nesrovnatelně složitější a jsou předmětem speciálních petrofyzikálních studií.

Petrofyzikální parametry závisejí mj. na tlaku a teplotě, tj. na hloubce uložení. Proto nejvěrohodnější údaje o petrofyzikálních vlastnostech poskytuje karotážní měření, jehož výsledkem jsou údaje o hustotách a magnetických, elektrických a elastických vlastnostech v hloubkách až několik kilometrů.

Speciální oblastí petrofyziky je studium vlastností hornin za vysokých tlaků a teplot. Takto získané údaje jsou nezbytné při interpretaci geofyzikálních měření s hloubkovým dosahem několik set kilometrů.