

**NELINEÁRNE LOKÁLNE EFEKTY
SILNÝCH ZEMETRASENÍ**

Lenka Kubišová

2009

Nelineárne lokálne efekty silných zemetrasení

Bakalárska práca

Lenka Kubišová

Univerzita Komenského

Fakulta matematiky, fyziky a informatiky

Katedra astronómie, fyziky Zeme a meteorológie

4.1.1. Fyzika

Vedúci: Prof. RNDr. Peter Moczo, DrSc.

Bratislava 2009

Podakovanie :

Autor ďakuje svojmu vedúcemu, profesorovi Petrovi Moczovi, za jeho rady, pomoc a podporu.

ABSTRAKT

Lenka Kubišová

Nelineárne lokálne javy silných zemetrasení

Univerzita Komenského

Fakulta matematiky, fyziky a informatiky

Katedra astronómie, fyziky Zeme a meteorológie

Vedúci: Prof. RNDr. Peter Moczo, DrSc.

Bratislava 2009

41 strán

Kmitavý pohyb povrchu Zeme je často dominantne určený vlastnosťami štruktúry pod miestom na povrchu Zeme, tzv. lokálnou geologickou štruktúrou. Rozhodujúcimi faktormi sú najčastejšie geometria rozhrania medzi sedimentmi a skalným podložím a veľkosť kontrastu rýchlostí v skalnom podloží a sedimentoch. Rôzne typy lokálnych štruktúr spôsobujú rôzne lokálne anomálie v seizmickom pohybe - dochádza v nich k tzv. lokálnym efektom. Pod lokálnym efektom vo všeobecnosti rozumieme anomáliu v časo-priestorovej distribúcii jednej alebo viacerých charakteristík seizmického pohybu alebo anomáliu v distribúcii makroseizmických účinkov zemetrasenia. Fyziku lokálnych efektov je nutné skúmať špecificky konfigurovanými meraniami a numerickým modelovaním jednak zemetrasného pohybu jednak seizmického a environmentálneho šumu. Zatiaľ čo lineárne lokálne efekty sú relatívne dobre charakterizované a kvantifikované, pri nelineárnych javoch je to komplikovanejšie. V prípade nelineárnych javov ide o zložitý hysterézny vzťah medzi napätím a deformáciou. Zložitú hysteréznú závislosť možno do určitej miery aproximovať pomocou reologických elasto-plastických modelov. V práci najprv charakterizujeme lokálne

efekty počas zemetrasení. V ďalšej časti sa zameriame na lokálne efekty spôsobené nelineárnou závislosťou napätia a deformácie a napokon vysvetlíme správanie sa súboru elastoplastických reologických modelov. Najzložitejší z nich je možné použiť v numerickom modelovaní s rozumným kompromisom medzi mierou realistického modelu a výpočtovými nárokmi.

Kľúčové slová : lokálne efekty, nelineárne javy, elasto-plastické modely.

Abstract

Lenka Kubišová

Non-linear Local Effects of Strong Earthquakes

Comenius University

Faculty of Mathematics, Physics and Informatics

Department of Astronomy, Physics of the Earth, and Meteorology

Supervisor: Prof. RNDr. Peter Moczo, DrSc.

Bratislava 2009

41 pages

Oscillatory ground motion can be often dominantly determined by local site conditions, so-called local geological structure. Geometry of the sediment-basement interface and the velocity contrast between sediments and basement usually are the most important factors determining the local ground motion. Different types of the local geological conditions give rise to different anomalies in seismic motion – they cause so-called local (or site) effects. In general, a site effect is an anomaly in one or more time-frequency characteristics of seismic motion or anomaly in spatial distribution of the macroseismic effects. Physics of the site effects has to be investigated using specifically configured seismic measurements and numerical modeling of earthquake motion and seismic noise. Whereas linear site effects are relatively well understood and quantified, the situation is much more complicated in the case of non-linear effects. The complexity comes from the non-linear hysteretic relation between stress and strain. The complex hysteretic relation can be, to some extent, approximated by behavior of the rheological elasto-plastic models. In the thesis we first describe basics of the

site effects during earthquakes. Then we focus on nonlinear effects and eventually we describe behavior of several rheological elasto-plastic models. The most complicated of them can be used in numerical modeling with a feasible compromise between the realistic model and computer requirements on memory and time.

Keywords: local effects, non-linear phenomena, elasto-plastic models

Obsah



1. Úvod

2. Lokálne efekty zemetrasení

3. Nelineárne javy v lokálnych efektoch

4. Reologické modely

4.1. Hookeove teleso

4.2. Saint-Venantove teleso

Sériové zapojenie Hookovho a Saint-Venantovho telesa

4.3. Paralelné zapojenie Hookovho a Saint-Venantovho telesa

4.4. Kombinovaný elastoplastický model $n_s - H - p - StV$

4.5. Kombinovaný elastoplastický model $H - n_s - H - p - StV$

4.6. Kombinovaný elastoplastický model $H - s - (n_s - H - p - StV) - s - StV$

5. Numerické modelovanie nelineárnych javov

6. Závery

Zoznam literatúry

1. ÚVOD

V tejto práci sa venujem nelineárnym javom v lokálnych efektoch. Lokálne efekty sú javy silnejších zemetrasení, ktoré sú zodpovedné za najväčšie škody najmä v obývaných oblastiach. Sú spôsobené geologickou a topografickou štruktúrou podložia. Môžu spôsobiť obrovské škody aj pri menšej intenzite zemetrasenia, alebo aj napriek značnej vzdialenosti od epicentra zemetrasenia.

Lokálne efekty môžeme popísať pomocou lineárnych a nelineárnych javov. Zatiaľ čo popísanie lineárnych javov je relatívne jednoduché (pomocou prenosovej funkcie), pri nelineárnych javoch o jednoduchosti nemôžeme hovoriť. Nelinearita sa prejavuje s rôznou intenzitou, čo závisí najmä na okolitom prostredí a jeho zložení. Vplyvom nelinearity dochádza k redukcii modulu pružnosti a nárastu útlmu. Tieto vlastnosti dobre popisuje krivka hysterézy. Pre charakterizovanie hysterézy sa v súčasnosti najčastejšie používajú reologické modely. Iwanov model najlepšie vystihuje vlastnosti hysteréznej krivky, ako aj možnosti cyklického zaťaženia materiálu. Jednoduché popísanie nelineárnych javov je dôležité pre implementáciu nelinearity do programov numerického modelovania, čo nám umožní presnejšie numericky modelovať seizmický pohyb na záujmových lokalitách **možné situácie v záujmových oblastiach.**

2. LOKÁLNE EFEKTY

Naša planéta Zem, hoci sa nám to nezdá, sa neustále trasie. Tieto otrasy sú spôsobené rôznymi príčinami, od malých otrasov, ktoré nepozorujeme, vyvolaných napríklad aj našim kráčaním po zemi, až po zemetrasenia s veľkou energiou, ktoré spôsobujú obrovské škody.

Väčšie zemetrasenia, ktoré môžu spôsobiť škody, sú spôsobené tektonikou Zeme. Okrem tektonických procesov môžu byť príčinou zemetrasení aj banská činnosť, vulkanická činnosť, explózie alebo prepady podzemných dutín. Aj keď môžu aj takéto zemetrasenia v princípe spôsobiť nejaké škody, tieto zemetrasenia nie sú energeticky významné, a teda ani z hľadiska seizmického (zemetrasného) ohrozenia dôležité. Ich celkový počet nepresahuje 10% všetkých zemetrasení.

Zemetrasenie je prejav náhleho uvoľnenia mechanickej energie nevratným posunutím na zlome a v jeho okolí, pričom sa vyžiaria seizmické vlny a úplne alebo čiastočne sa odstráni deformácia a napätie nahromadené na seizmoaktívnom zlome a v jeho okolí. Väčšina tektonických zemetrasení vzniká na seizmoaktívnych zlomoch. Seizmoaktívny zlom je oslabená zóna oddeľujúca dva horninové bloky. Je tvorená rozdrvenými a deformovanými horninami. Hrúbka zlomu, spravidla niekoľko metrov, je v porovnaní s dĺžkou (desiatky až stovky kilometrov) a šírkou (v smere sklonu, kilometre až desiatky kilometrov) a v porovnaní s vlnovými dĺžkami detekovateľných seizmických vln zanedbateľná.

Tektonické zemetrasenia vznikajú väčšinou na okrajoch litosférických platní. Dnes rozpoznávame tieto platne: Euroázijská, Austrálska, Antarktická, Filipínska, Tichooceánska, Severoamerická, Juan de Fuca, Cocos, Nazca, Juhoamerická, Scotia, Africká, Arabská a Indická. Litosférické platne sa voči sebe neustále pohybujú. Pre vznik zemetrasení je dôležité, aký je kontakt dvoch litosférických platní. Troma najdôležitejšími typmi sú divergentné rozhranie (napr. stredoatlantický chrbát), kde vzniká nová zemská kôra a platne sa od seba odsúvajú. Na divergentnom rozhraní vznikajú slabšie zemetrasenia a je ich menej ako na dvoch ostatných typoch. Viac a silnejších zemetrasení vzniká na transformných rozhraniach, pozdĺž ktorých sa platne vzájomne posúvajú. Typickými príkladmi sú zlomy San Andreas v Kalifornii a Severoanatolský zlom v Turecku. K vzniku najsilnejších zemetrasení dochádza na rozhraní tretieho typu – konvergentnom. Jedna platňa sa podsúva pod druhú a elastický materiál litosféry sa tak dostáva do hĺbok až 700 km. V podsúvajúcom sa bloku litosferickej platne vznikajú najhlbšie zemetrasenia. Zóna podsúvania sa nazýva zónou

subdukcie alebo Wadati-Benioffovou zónou. K zónam subdukcie sa najčastejšie viaže aj vznik zemetrasní, ktoré vyvolávajú tsunami. Z tohto hľadiska predstavujú subdukčné zemetrasenia aj sekundárne ohrozenie v dôsledku tsunami.

Vznik tektonického zemetrasenia možno najľahšie vysvetliť v prípade transformného rozhrania. Platne ako celky sa vzájomne pohybujú, avšak ich kontakt môže byť v pokoji, ak vzájomného posuvu pozdĺž kontaktu bráni statické trenie. Dôsledkom toho sa postupne na kontakte kumuluje deformácia a napätie. Tento proces trvá dovtedy, kým v určitom mieste (hypocentre) nedosiahne tangenciálne napätie medzi pevnosti kontaktu určenú statickým trením. Prekročeniu tejto medze zabráni vznik trhliny. Dva susediace body blokov platní od seba odskočia. Trhlina sa šíri po zlomovej ploche a generuje kmitavý pohyb, ktorý sa šíri vo forme seizmických vln vnútom Zeme.

Keď dosiahnu seizmické vlny zemský povrch, rozkmitajú ho. Šírenie seizmických vln je určené prostredím medzi zlomom a povrchom Zeme. Toto šírenie a následne i kmitavý pohyb povrchu Zeme môžu byť výrazne a niekedy dominantne ovplyvnené lokálnou povrchovou štruktúrou. Lokálna povrchová štruktúra môže pôsobiť ako frekvenčne selektívny zosilňovač seizmického pohybu v dôsledku difrakčných, interferenčných a rezonančných procesov v štruktúre. Ak je lokálnou štruktúrou zosilnený seizmický pohyb práve na takej frekvencii, na ktorej „rada“ kmitá budova alebo stavebná štruktúra, môže dôjsť aj k vzájomnej rezonancii podlažia a budovy a následnej deštrukcii budovy.

Seizmické vlny sú generované celou porušenou časťou zlomu. Poznáme tieto typy seizmických vln: priestorové pozdĺžne P vlny, priestorové priečne S vlny, povrchové Loveove vlny a povrchové Rayleighove vlny. Seizmické vlny majú relatívne krátke vlnové dĺžky a ich seizmický signál po prechode zemským telesom je relatívne málo skreslený. Šírenie seizmických vln je závislé len od súčasného stavu vnútra Zeme. Amplitúdy seizmických vln sú malo tlmené. Seizmické vlny sa šíria telesom Zeme, a ak dosiahnu povrch Zeme, spôsobia jeho kmitavý pohyb. Tento kmitavý pohyb je determinovaný procesom šírenia trhliny na zlome, ako aj vlastnosťami prostredia (rozhraniami materiálových štruktúr, elasticitou materiálu) medzi zlomom a miestom na povrchu.

Často je kmitavý pohyb povrchu Zeme dominantne určený vlastnosťami štruktúry pod miestom na povrchu Zeme, čiže tzv. lokálnou geologickou štruktúrou. Rozhodujúcimi faktormi sú najčastejšie geometria rozhrania medzi sedimentmi a skalným podložím a veľkosť kontrastu rýchlostí v skalnom podloží a sedimentoch. V závislosti od týchto faktorov sú charakteristiky seizmického pohybu na povrchu viac alebo menej určené smerom šírenia seizmických vln k lokálnej štruktúre. Miera vplyvu smeru šírenia (t.j. azimutu a uhla dopadu)

klesá v prípade laterálne ohraničených sedimentárnych telies s tzv. tvarovým pomerom (pomer maximálnej mocnosti sedimentov k laterálnemu rozmeru sedimentov s mocnosťou väčšou ako polovica maximálnej mocnosti) a veľkosťou kontrastu rýchlostí. Rôzne typy lokálnych štruktúr spôsobujú rôzne lokálne anomálie v seizmickom pohybe - dochádza v nich k tzv. lokálnym efektom.

Pod lokálnym efektom vo všeobecnosti rozumieme anomáliu v časopriestorovej distribúcii jednej alebo viacerých charakteristík seizmického pohybu alebo anomáliu v distribúcii makroseizmických účinkov zemetrasenia. K dôležitým charakteristikám seizmického pohybu patria maximálne amplitúdy translačného i diferenciálneho pohybu v časovej i frekvenčnej oblasti, časovo-frekvenčná štruktúra pohybu, vhodne definované trvanie silného pohybu, Arias intenzita, kumulatívna absolútna rýchlosť. Anomálne hodnoty jednotlivých charakteristík seizmického pohybu sú v lineárnych efektoch spôsobené procesmi konverzie dopadajúcich vln, difrakcie a interferencie, ktoré môžu viesť k vzniku lokálnych povrchových vln v sedimentoch alebo globálnej rezonancie sedimentárneho telesa. Zjednodušene možno povedať, že lokálna povrchová štruktúra pôsobí na dopadajúce seizmické vlny ako frekvenčne selektívny zosilňovač.

Fyziku lokálnych efektov je nutné skúmať špecificky konfigurovanými meraniami a numerickým modelovaním jednak zemetrasného pohybu jednak seizmického a environmentálneho šumu.

Ak seizmické vlny zasiahnu zastavané územie, najväčšie škody sú najčastejšie spôsobené najmä lokálnymi efektmi. Dramatickými príkladmi zemetrasení s extrémnymi škodami zapríčinenými lokálnymi efektmi sú zemetrasenia v Mexiku v roku 1985, Loma Prieta (Kalifornia) v roku 1989, Northridge (Kalifornia) v roku 1994 a Kobe (Japonsko) v roku 1995.

19. septembra 1985 zemetrasenie v Michoacán ($M_s = 8,1$) spôsobilo len mierne škody v najbližšom okolí jeho epicentra, ale spôsobilo rozsiahle škody asi 350 km od epicentra v hlavnom meste Mexika. Územie hlavného mesta Mexika možno približne rozdeliť na tri zóny. V prvej zóne, zapadne od centra mesta, sa nachádzajú plytké kompaktné sedimenty väčšinou zrnitej pôdy, čadiču alebo sopečného tufu. V druhej zóne, tzv. jazernej zóne, sa nachádzajú vrstvy nekonsolidovaných jazerných sedimentov a umelých navážok, ktoré boli používané v procese vysušovania pôvodného jazera v súvislosti s osídľovaním územia hlavného mesta. Ide o ťažké mäkké sedimenty s vysokou hladinou spodnej vody. Medzi týmito dvomi zónami sa nachádza prechodová zóna, v ktorej sú mäkké sedimenty riedko a nepravidelne kombinované s alúviom.

Pred rokom 1985 bolo v hlavnom meste Mexika umiestnených niekoľko prístrojov na meranie silných pohybov zemského povrchu. Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) sa nachádza v prvej zóne na 3-5 m čadičovej skale podloženej mäkkším súvrstvom neznámej hrúbky. Secretaría of Communications and Transportation (SCT) sa nachádza na mäkkých sedimentoch v jazernej zóne. Hoci zemetrasenie Michoacán nepatrilo k energeticky najväčším, jeho veľká vzdialenosť od hlavného mesta Mexika spojená s vlastnosťami podložia spôsobila zrýchlenie na UNAME (skala) len z 0,03g do 0,04g. V zóne prechodu bolo najväčšie dosiahnuté zrýchlenie trochu väčšie ako to v UNAME predsa však celkom nízke. V jazernej zóne bolo maximálne zrýchlenie na SCT až trikrát väčšie ako na UNAME. Frekvencia závisí od pohybu SCT, ktorý bol odlišný ako pohyb UNAMu. Hlavná perióda na SCT bola okolo dvoch sekúnd. Silné úrovne otrasov pretrvávali počas dlhého časového intervalu na polohe SCT. V perióde približne dve sekundy bolo spektrálne zrýchlenie na pôde SCT okolo desaťkrát väčšie, ako to isté v UNAME. Územie SCT je podložené od 35 do 40 m mäkkého ílu s priemernou rýchlosťou S- vln okolo 75 m/sekundu.

Štrukturálne poškodenie bolo vysoko selektívne. Veľké časti mesta neboli poškodené, zatiaľ čo iné oblasti utrpeli výrazné poškodenie. Škody boli zanedbateľné v prvej zóne a minimálne v zóne prechodu. Najväčšie poškodenie zaznamenali v jazernej zóne, kde bolo podložie tvorené mäkkou zeminou, ktorej charakteristická perióda bola odhadovaná medzi 1,9 a 2,8 sekundy. Väčšina poškodených budov mala vlastné periódny rovnaké alebo trochu menšie charakteristická lokálna perióda. Zodpovedný za dobu predĺženia efektu, interakcie pôdnej štruktúry a tendencie vlastnej periódny štruktúry, je nárast počas silného zemetrasenia (kvôli zníženiu tuhosti spôsobenej kumulovaným architektonickým a štruktúrnym poškodením). Zdá sa byť pravdepodobné, že poškodenie štruktúr bolo vystavené mnohým cyklom veľkých dynamických síl v perióde blízkej vlastným periódam stavebných štruktúr. Táto podmienka „dvojitej rezonancie“ (zosilňovanie základného pohybu pôdných sedimentov a zosilnenie pôdneho pohybu štruktúrou) kombinovaná s návrhom štruktúry a stavebnými chybami spôsobili lokálne ničivé škody.

19 októbra 1989 bolo zaznamenané blízko Mt. Loma Prieta zemetrasenie ($M_s = 7,1$), lokalizované 100 km južne od San Francisca a Oaklandu, Kalifornia. Zemetrasenie v Loma Prieta spôsobilo MMI VIII otras v regióne epicentra, ale intenzita bola oveľa vyššia, MMI IX, v oblasti San Francisca a Oaklandu. Fakt, že zemetrasenie spôsobilo rozsiahle škody v určitej oblasti a relatívne malé škody v ostatných naznačuje, že lokálne efekty sú veľmi dôležité.

Miskovitý tvar zálivu San Francisco je zväčša vyplnený aluviálnymi sedimentmi z ílu a naplaveným až pieskovitým ílom s vrstvami piesčitej a štrkovitej zeminy. Tento materiál známy ako blato zálivu San Francisco je normálne konsolidovaný naplavený íl. To je ťažko stlačiteľné a jeho sila sa stupňuje z mäkkého blízko povrchu do stredne tvrdého v hĺbkach. Pre účely seizmického zónovania môže byť záliv rozdelený do troch zón. Konsolidovaný naplavený íl nachádzame hlavne na okrajoch zálivu, kde sa hrúbka pohybuje od 0 do niekoľkých desiatok stôp.

Obe, región epicentra aj zálivu San Francisco, boli dobre pokryté seizmografmi a akcelerometrami. Zrýchlenie bolo vysoké blízko epicentra, ale zoslabovalo sa so vzdialenosťou.

Záznamy dvoch prístrojov, ktoré sú položené na ostrove Yerba Buena a Treasure v strede zálivu San Francisco, boli významné. Ostrov Yerba Buena je odkrytá skala a ostrov Treasure je 400 akrov náplavového násypu vytvoreného človekom, ktorý je umiestnený čiastočne na piesčine Yerba Buena. Piesčina je na severozápade Yerba Buena. Ostrov Treasure má podložie z rôznej hrúbky z naplaveného ílu. Tu bol seizmograf v hĺbke 13,7 m sypkej piesčitej pôdy (náplavový násyp a pôvodná zemina). Seizmograf na ostrove Yerba Buena je umiestnený priamo na skale. Aj keď oba prístroje sú virtuálne v rovnakej vzdialenosti od povrchu, ich záznamy pohybu povrchu sú dramaticky odlišné. Maximálne zrýchlenie na ostrove Yerba Buena bolo 0,06 g vo východo-západnom smere a 0,03 g v severo-južnom smere. Zodpovedajúce hodnoty z ostrova Treasure boli 0,16 g a 0,11 g. Jasne je zrejmé, že mäkká pôda na ostrove Treasure spôsobila významné zosilnenie pohybu podložia.

Zosilnenie povrchového pohybu mäkkými pôdnymi usadeninami v rôznych miestach prispieva významne k škodám v rôznych častiach zálivu San Francisco. Severná časť I- 880 Cypress Viaduct, ktorá bola zničená pri zemetrasení mala podložie zložené z naplaveného ílu a južná časť zostala bez poškodenia.

Inými presvedčivými príkladmi anomálneho seizmického pohybu sú namerané zrýchlenia pohybu pôdy: 1.74 g počas zemetrasenia 15.10.1979 v Imperial Valley (USA) a 1.8 g v Tarzana, Kalifornia, počas zemetrasenia 17.1.1994 v Northridge.

Je dôležité si uvedomiť, že k lokálnym efektom seizmického pohybu a následným poškodeniam stavebných objektov môže dôjsť aj v prípade stredne veľkých zemetrasení a v krajinách, v ktorých je seizmická aktivita nižšia ako v USA, Japonsku, Mexiku, Taliansku, Turecku, Grécku a v iných veľmi aktívnych oblastiach.

K lokálnym efektom, ktoré spravidla spôsobujú najväčšie škody, dochádza v súčasnosti takmer pri každom dostatočne silnom zemetrasení, ktoré zasiahne obývané územie. Je to preto, lebo najviac sú osídlené práve tie územia, na ktorých môže dôjsť k lokálnym efektom zemetrasení.

Vo väčšine prípadov je kmitavý pohyb povrchu Zeme dominantne určený vlastnosťami lokálnej geologickej či topografickej štruktúry. Lokálna geologická štruktúra je tá časť geologického podložia, ktorá ovplyvní seizmický pohyb pôdy na danom mieste v záujmovom intervale frekvencií. Záujmovým intervalom je najmä interval frekvencií na ktorých môžu kmitať budovy, stavebné objekty a ich súčasti, t.j. približne 0.1 až 20 Hz. Keďže typické rýchlosti šírenia seizmických vln v povrchových horninách sú 100 až 3000 m/s, zodpovedajúce vlnové dĺžky a súčasne hrubý odhad rozmerov lokálnej geologickej štruktúry bez špecifikácie typu lokálnej štruktúry je rádovo 10^1 až 10^3 m.

K základným vlnovým javom a nimi spôsobeným lokálnym anomáliám seizmického pohybu pôdy patrí: zosilnenie na rovinnom voľnom povrchu pri dopade S vlny polarizovanej vo vertikálnej rovine pod uhlom blízkym kritickému, zosilnenie na vrchole topografickej štruktúry (napr. na hrebeni) v dôsledku fokusácie, diferenciálny pohyb na svahu topografickej štruktúry v dôsledku laterálnej difrakcie a interferencie s dopadajúcou vlnou, zosilnenie v dôsledku prechodu vln z tvrdšej do mäkšej horniny, zosilnenie v dôsledku jednorozmernej vertikálnej rezonancie v horizontálnej vrstve sedimentov, silný diferenciálny pohyb v blízkosti silnej laterálnej nehomogenity v dôsledku laterálnej difrakcie, zosilnenie a diferenciálny pohyb v dôsledku indukcie a šírenia lokálnych povrchových vln v plytkých sedimentárnych bazénoch, zosilnenie a diferenciálny pohyb v dôsledku rezonancie celého hlbokého sedimentmi vyplneného údolia, zosilnenie v dôsledku smerových rezonancií.

Analýza lokálnych geologických podmienok a uváženie možných lokálnych efektov zemetrasenia je nutnou súčasťou každého seizmického zónovania (vyčlenenie zón rôznej miery seizmickej mobility na záujmovom území) a určenia seizmického ohrozenia záujmovej lokality či oblasti.

Aj keď zatiaľ nevieme predpovedať zemetrasenia, je veľmi dôležité určiť, kde a k akým lokálnym efektom môže dôjsť. Hlavné dôležité je, aby sme určili lokálne efekty v oblastiach, ktoré sú relatívne blízko pri okrajoch litosferických dosiek, kde je veľká pravdepodobnosť, že nastane zemetrasenie. Keďže aj zemetrasenie, ktorého epicentrum je vo väčšej vzdialenosti môže spôsobiť veľké škody aj vo vzdialených oblastiach práve vďaka lokálnym efektom, je potrebné zaoberať sa aj vzdialenosťami, ktoré sa nejavia na prvý pohľad, ako rizikové.

Preto je veľmi dôležité pochopiť fyziku lokálnych efektov, ako aj naučiť sa rozpoznávať, kde a aké lokálne efekty môžu v nami zvolenej lokalite nastať. Potom môžeme ovplyvniť výstavu budov, alebo ochranné prvky, ktoré by mali predísť škodám spôsobeným zemetrasením, či už na ľudských životoch alebo budovách a majetku. K tomu je potrebné poznať a popísať fyziku viacerých druhov lokálnych efektov napríklad v sedimentárnych a topografických lokálnych štruktúrach. Dôležitý je tiež rozdiel lineárnych a nelineárnych lokálnych efektov.

V uplynulých dvoch desaťročiach čoraz viac seizmológov prikladá väčšiu dôležitosť nelineárnym lokálnym efektom.

3. EFEKTOCH NELINEÁRNE JAVY V LOKÁLNYCH

Lokálne efekty sú najčastejšou príčinou veľkých škôd pri zemetraseniach. Pre odhady ich účinku v záujmových oblastiach, predpovedanie možných škôd a niekedy v budúcnosti možno aj pre predpoveď zemetrasení ich musíme vedieť popísať. Pre popísanie lokálnych efektov musíme popísať, aký vplyv **má pôda, čiže podložie** na otrasy spôsobené zemetrasením. Preto je potrebné charakterizovať a plne popísať lineárne ale hlavne nelineárne javy.

Lineárna prenosová funkcia charakterizuje linearitu prostredia. Lineárnu prenosovú funkciu alebo aj lineárnu lokálnu odozvu môžeme získať z parametrov pôdy. Pseudo-prenosová funkcia alebo nelineárna lokálna odozva je funkcia amplitúdy vstupného podnetu spodnej vrstvy pôdy. Seizmológovia uvažovali, že linearita je dobrou aproximáciou na situáciu iba v určitej oblasti veľkosti pôsobenia napätia. Niektorí seizmológovia si myslia, že analýza linearity nám ukáže cestu, ako vypočítať nelineárnu odozvu. Tento prístup používa lineárnu teóriu s iteračnou schémou tak, že modul pružnosti a faktor tlmenia získaný laboratórnymi pokusmi sú kompatibilné s vypočítanou námahou v **pôdnej vrstve**.

Empirické poznatky nám zabezpečili geotechnickí inžinieri, ktorí testovali vlastnosti **pôdy**, na ktorú pôsobili **rôznymi úrovňami otrasov**, pozorovali redukcii modulu pružnosti a nárast útlmu pre nárast úrovne napätia. Je pozorované, že podložie má silný vplyv na frekvenciu a amplitúdu pohybu povrchu spôsobenú seizmickými vlnami. Reakcia sedimentov na seizmické vlny je veľmi citlivá na veľkosť seizmického pohybu s odozvami v rozsahu od lineárne elastickej až ku kompletnej strate pevnosti.

V súčasnosti máme veľa pozorovaní nelinearity zo záznamov zemetrasení (špeciálne údaje z vrtov). Lepšie laboratórne pozorovania a výpočty modulu pružnosti a faktoru útlmu, ako aj lepšie porozumenie nelinearity zemských materiálov viedli k vývoju reologických modelov pre veľkú deformáciu pôdy, na ktorú je cyklicky aplikované napätie. Vďaka početným experimentom cyklickej aplikácie napätia na vzorky pôdy je potvrdené, že pôda má nelineárne vlastnosti.

Krivka deformácie a napätia pre nelineárne javy má vlastnosti hysterézy, ktoré produkujú redukcii modulu pružnosti ako aj nárast faktora útlmu. Bolo veľa pokusov ako matematicky popísať tvar tejto krivky z pomedzi, ktorých najjednoduchší pre svoju formu ako

aj počet parametrov nutných na popísanie je

$$\tau = \frac{G_0 \gamma}{1 + \frac{G_0}{\tau_0} |\gamma|},$$

kde G_0 je pôvodný modul pružnosti a τ_0 je maximálne napätie, ktoré môže materiál dosiahnuť. Vlastnosti hysterézy produkujú zmenu parametrov pôdy. Hysteréza vykazuje stratu energie v každom cykle. Energia je úmerná oblastiam hysteréznej slučky.

Nelinearita ako taká sa prejaví v prenosovej funkcii zmenšením rezonančných frekvencií a zoslabením odpovede lokality. Tento nelineárny jav by mal byť riešený integrovaním vlnovej funkcie krok po kroku, ale výhodnejšie je aplikovať zjednodušený postup, ktorý vezme do úvahy príslušné zmeny modulu pružnosti a faktoru útlmu materiálu.

Na medzinárodnom sympóziu ESG 2006 v Grenobli (Francúzsko) zaoberajúcim sa efektmi geológie povrchu na seizmický pohyb, mali nelineárne javy svoje významné miesto. Mnoho popredných seizmológov tam prezentovalo výsledky svojich výskumov ohľadom nelineárnych javov.

Kuo-Liang Wen, Tao-Ming Chang, Che-Min Lin a Hsien-Jen Chiang sa vo svojej štúdií použitím horizontálno-vertikálneho spektrálneho pomeru pokúsili identifikovať nelineárne lokálne efekty počas zemetrasenia Chi-Chi (Taiwan) z roku 1999. Výsledky ukázali nelineárne lokálne efekty vo väčšine centrálnej oblasti Taiwanu. Niektoré neskoršie otrasy spôsobili tiež nelineárnu odpoveď lokality, ale nelinearita, ktorá sa vyskytla počas hlavného otasu bola silnejšia. Zo spektrálnych pomerov v rôznych stanoviskách sa ukázalo, že oslabenie nelineárnej odpovede sa nevyskytlo v celom frekvenčnom pásme, čo zmení pomer zosilnenia v určitom špecifickom frekvenčnom pásme. Teda úzky spektrálny pomer ukáže jasnejšie nelineárnu odpoveď pôdy.

Aktuálne sú dve základné metódy zaoberajúce sa analýzou nelinearity z SFSI („soil-foundation-structure interaction“): metóda konečných prvkov a subštruktúrna metóda. Daniel Rebstock, Holger Wienbroer, Gerhard Huber a Michael Buhler predstavili model, ktorý umožňuje skvapalňovanie a cyklický pohyb pre saturované pôdy. Bežne používané parametre ako modul pružnosti, útlm a rýchlosť vlny sú hodnoty závislé na stave pôdy, teda tieto parametre sú požadované ako vstupné údaje. Nelineárne efekty počas tranzitného šírenia vln z pôvodne rovnírodého materiálu pre podmienky voľného poľa vrátane skvapalňovania boli považované ako jednorozmerný problém. V parametrickej štúdií krátkodobých vlastností

nasýteného materiálu sa pod sínusovou excitáciou ukazuje zosilnenie a redukcia povrchových kmitov v závislosti na excitácii amplitúdy, frekvencie, počtu cyklov a hustoty materiálu. Môžu teda dávať odporúčania pre dizajn základov a budov na základe preskúmania profilu.

A. Ansal a G. Tonuk sa venovali zemetraseniam Erzincan 1992, Dinar 1995, Kocaeli 1999 a Duzce 1999 v Turecku a zaznamenaným vysokým zrýchleniam. Počas vyšetovania zemetrasení boli vykonané vrty blízko záznamových staníc s meraniami strižných rýchlostí vln. Nelineárna odpoveď lokality je založená na týchto geologických, geotechnických a seizmologických údajoch. Maximálne horizontálne a spektrálne zrýchlenia zaznamenané na pôde a na blízkom skalnom podloží porovnali počas hlavného aj doznievajúcich otrasov. Analýzy lokálnej odozvy môžu byť vykonané použitím ekvivalentného lineárneho modelu (Shake91) rovnako dobre ako nelineárnym elastoplastickým modelom (Cyclic 1D). Získané výsledky boli prediskutované vzhľadom na nelinearitu pôdy a úroveň intenzity otrasov zeme, v ktorej bola nelinearita indukovaná.

Shigeru Miwa, Haruko Sekighuchi, Takaaki Ikeda, Katsuhiko Kamae a Kojiro Irikura sa venovali objasneniu, prečo pri zemetrasení Tottoriken-Seibu z 6.10.2000 došlo k nielen pri hlavnom otrase ale tiež pre následné dotrasy, k veľkému poškodeniu infraštruktúry. Bolo získaných mnoho záznamov silného pohybu na mnohých stanicach vrátane oblasti, ktorá sa nachádzala blízko zdroja. Zdroj mal vlastnosti, ktoré spôsobili problémy pri určení predpovede pohybu povrchu. Zistenia ich práce viedli k niekoľkým výsledným bodom:

- aktívna porucha zodpovedná tomuto M7 zemetraseniu bola predtým ťažko identifikovateľná,
- povrchové posunutie bolo veľmi malé napriek veľkým sklzom v plytšej oblasti niekoľko kilometrov pod povrchovým zlomom,
- úroveň pohybu základu bola blízko zdroju v zhode s empirickou hladinou a zistený potenciál povrchového podnetu spôsobil poškodenia následkom lokálnych efektov v ohraničených oblastiach, pretože oblasť zdroja bola väčšinou hornatá,
- bolo pozorovaných množstvo záznamov silných pohybov zemského povrchu v malej plochej oblasti v meste Sakai-Minato. Odlišné silné pohyby boli v zhode s rozsahom škôd pozorovaných v každej oblasti,
- zistil sa rozdiel profilov pôdy nad základom, čo v technickej praxi ovplyvňuje charakteristiky podpovrchovej pôdy vo veľkom rozsahu a následkom toho sú ovplyvnené pohyby povrchu a skvapalňovanie dokonca aj v úzkej oblasti.

Kunikazu Yoshida a Tsutomu Sasatani vo svojej práci navrhli metódu seizmického fázového rozpadu používajúcu záznamy vertikálnych polí. Táto metóda rozloží povrchové

komplexné seizmogramy. Predpokladali, že záznamy vertikálnych polí sú sumou náhodných plochých P a S vln a laterálne náhodných povrchových vln (Love a Rayleigh). Každá fáza na povrchu mala súvislosť s fázou v hĺbke pri prenosovej funkcii v doméne frekvencie. Uskutočnili testy tejto metódy na umelo vytvorené záznamy vertikálneho poľa, ktoré ukázali primerané výsledky. Aplikovali túto metódu k reálnym záznamom vertikálneho poľa v údolí Ashigara a stredne-rozmerového sedimentárneho územia. Používali záznamy polí blízke strednej hĺbke zemetrasenia. Na povrchu sú indukované povrchové vlny dobre rozložené pomocou tejto metódy.

Hirosho Kawase a Yusuke Nejime sa venovali predikcii silných povrchových podnetov pre budúci scenár zemetrasení v širokopásmovom rozsahu frekvencií, na čo potrebovali charakterizovať tri faktory (spektrá zdroja, útlm na prenosovej dráhe a lokálne zosilnenie). V tejto štúdii sa pokúšajú deliť spektrá zdroja, činiteľ útlmu a lokálne zosilňovacie faktory z K-sieti, KiK- sieti a JMA záznamov pozorovaných v celom Japonsku. Ako náhle získajú lokálne zosilňovacie faktory pre slabé až mierne podnety, porovnávajú tieto lineárne lokálne faktory s individuálnymi lokálnymi zosilňovaniami pre silné pohyby, čo sú nelineárne lokálne faktory. Potom použili lineárne lokálne faktory zosilnenia k obráteniu jednorozmernej rýchlosti štruktúry S- vlny pre každú lokalitu za účelom použitia v realistickej simulácii.

On-Lei Annie Kwok, Jonathan P. Stewart, Youssef M.A. Hashash, Neven Matasovic, Robert Pyke, Zhiliang Wang a Zhaohui Yang sa vo svojej štúdii snažili o predpovede pohybov zeme použitím série analytických kódov nelineárnych odpovedí. Predpoveď bola štruktúrovaná v dvoch fázach, aby formálne považovala viacero zdrojov. Prvá fáza zahŕňa analýzy lokálnej odozvy s ohľadom na rôzne zdroje materiállovej a modelovej premenlivosti. Druhá fáza zahŕňa porovnania výsledkov získaných nezávislými analytickými tímami pre základný súbor vlastností materiálu. Porovnaním príspevkov zo všetkých zdrojov variability a identifikuje najviac kritických zdrojov pre lokalitu tureckých plošín.

4. REOLOGICKÉ MODELY

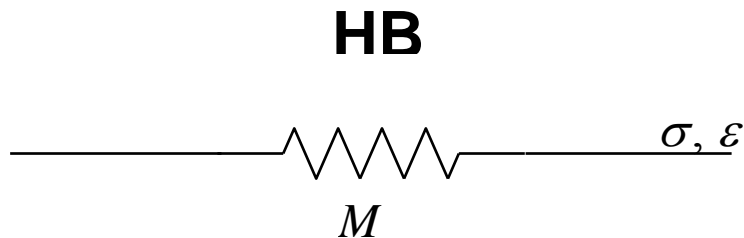
4.1. HOOKOVE TELESO

Hookove teleso, H , Obr. 1., reprezentuje vlastnosti dokonale elastického telesa. Pri aplikácii napätia sa pružinka okamžite deformuje a vzťah medzi napätím a deformáciou môžeme zapísať v tvare

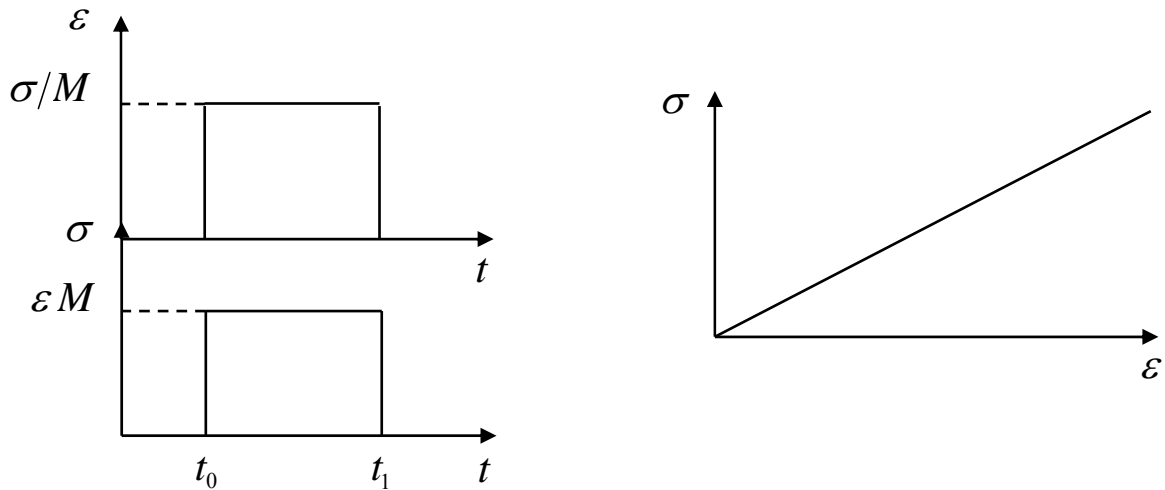
$$\sigma(t) = M \varepsilon(t) . \quad (0.1)$$

Napätie $\sigma(t)$ a deformácia $\varepsilon(t)$ sú funkciami času a M je časovo nezávislý modul. Po odstránení napätia sa pružinka okamžite vráti do stavu pred aplikáciou napätia. Správanie Hookovho telesa je ilustrované na Obr. 2. a Obr. 3. Aplikáciou Fourierovej transformácie na (0.1) dostaneme

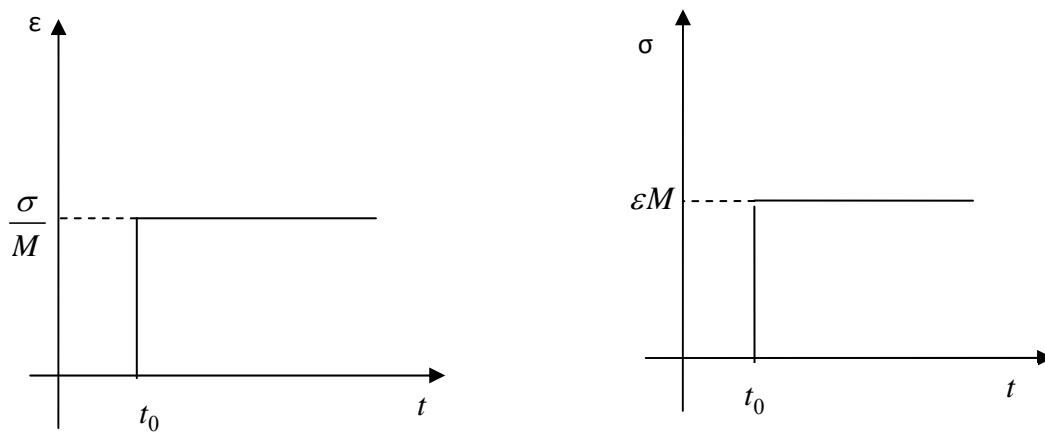
$$\sigma(\omega) = M \varepsilon(\omega) . \quad (0.2)$$



Obr. 1. Hookove teleso.



Obr. 2. Vľavo: Graf závislosti deformácie od času, ak aplikujeme konštantné napätie v čase t_0 a odstránime v čase t_1 . Vpravo: Graf závislosti napätia od deformácie.



Obr. 3. Graf závislosti napätia od času, ak sa deformácia od času t_0 nemení.

4.2. SAINT-VENANTOVE TELESO

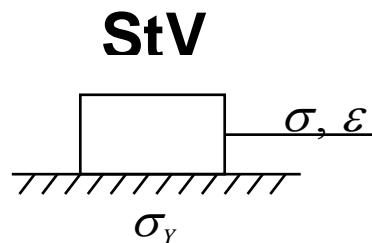
Saint-Venantove teleso, *StV*, Obr. 4., reprezentuje vlastnosti ideálneho alebo absolútne plastického telesa. Aplikujeme napätie na Saint-Venantove teleso. Pokiaľ je napätie menšie ako medzné napätie σ_Y , žiadna deformácia nenastane (teda kváder zostane na pôvodnom mieste). σ_Y , medzné napätie, je dané statickým trením medzi kvádom a podložkou. Potom, ako napätie dosiahne hodnotu medzného napätia, sa kváder začne posúvať a za krátky čas klesne napätie na úroveň dynamického trenia. Kvôli jednoduchosti sa predpokladá, že medzné

napätie je určené dynamickým trením. Potom, ako sa začne teleso pohybovať, pri konštantnom napätí, závisí hodnota deformácie len od doby pôsobenia napätia. Správanie Saint-Venantovho telesa je ilustrované na Obr. 5. a Obr. 6. Napätie je dané vzťahom

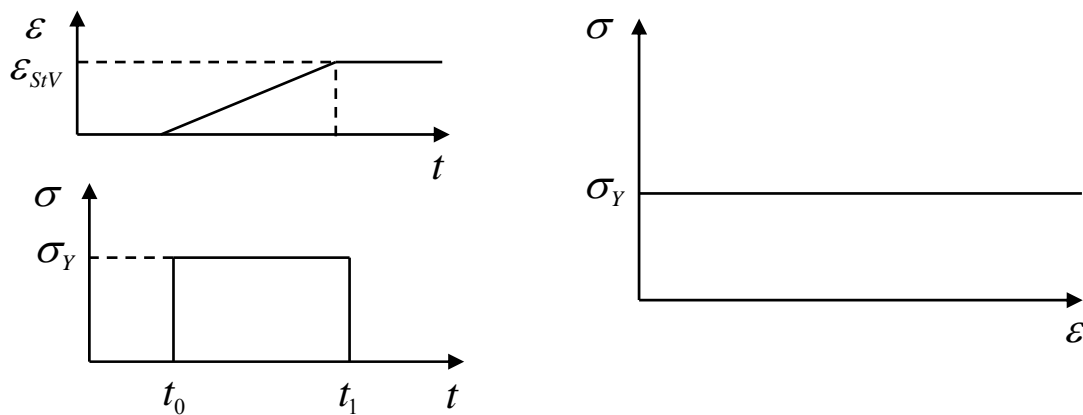
$$\sigma(t) = \sigma_y H(t - t_0) , \quad (0.3)$$

kde $H(t)$ je Heavisidova jednotková funkcia a t_0 je čas, v ktorom napätie dosiahne medzné napätie. Aplikáciou Fourierovej transformácie na (0.3) dostaneme

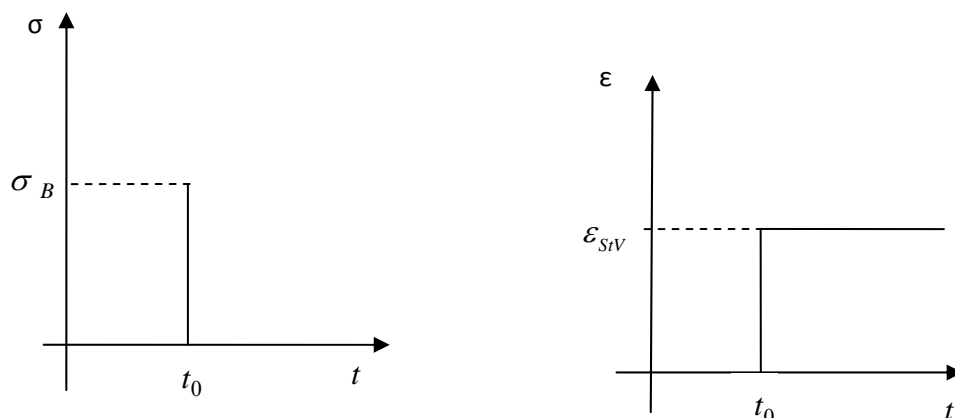
$$\sigma(\omega) = \sigma_y \delta(\omega) \exp(-i\omega t_0) . \quad (0.4)$$



Obr. 4. Saint-Venantove teleso.



Obr. 5. Vľavo: Graf závislosti deformácie od času pri aplikovaní konštantného napätia v čase t_0 a odstránení v čase t_1 . Vpravo: Graf závislosti napätia od deformácie.



Obr. 6. Graf závislosti napätia od času, ak sa deformácia nemení od času t_0 .

4.3. SÉRIOVÉ ZAPOJENIE HOOKOVHO A SAINT-VENANTOVHO TELESA

Jednoduché elastoplastické teleso je reprezentované sériovým zapojením Hookovho a Saint-Venantovho telesa, $H-s-StV$, Obr. 7. Správanie sa modelu je ilustrované na Obr. 10. a v Tab. 1. Pri aplikácii napätia na tento model sa Hookove teleso začne okamžite deformovať. V čase t_0 , keď napätie dosiahne medzné napätie, má deformácia hodnotu

$\varepsilon_1 = \frac{\sigma_y}{M}$, ktorá je daná elastickou deformáciou Hookovho telesa. Pri medznom napätí sa

začne deformovať aj Saint-Venantove teleso. Pri stálom napätí σ_y sa bude zväčšovať deformácia celého telesa, lebo deformácia na Saint-Venantovom telese závisí len od času pôsobenia napätia, čo je graficky zobrazené na Obr. 8. Potom, ako začneme znižovať napätie, začne klesať aj deformácia. Najprv klesá deformácia elastickej časti, kým dosiahne hodnotu $\varepsilon_1 + \varepsilon_2$, čo je iba deformácia plastickej časti. Napätie ďalej znižujeme na hodnotu $-\sigma_y$, na ktorej sa začne zmenšovať plastickej deformácia. Napätie a deformáciu môžeme popísať vzťahom

$$\sigma(t) = \begin{cases} M\varepsilon(t) & t \leq t_0 \\ \sigma_y H(t-t_0) & t > t_0 \end{cases} \quad (0.5)$$

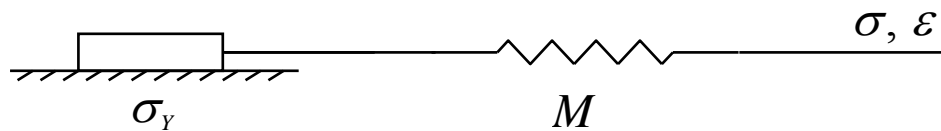
Tento vzťah môžeme prepísať v tvare

$$\sigma(t) = M \varepsilon(t) [1 - H(t - t_0)] + \sigma_y H(t - t_0) \quad (0.6)$$

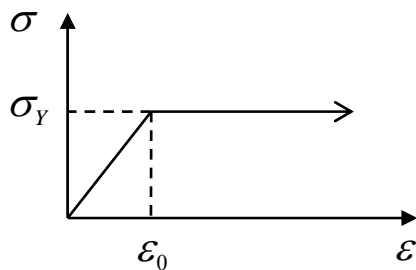
alebo

$$\sigma(t) = M \varepsilon(t) H(t_0 - t) + \sigma_y H(t - t_0) . \quad (0.7)$$

Prvá časť rovníc (0.6) a (0.7) reprezentuje Hookove teleso a druhá Saint-Venantove teleso. Správanie sa jednotlivých telies v sériovom zapojení je ilustrované na Obr. 9.



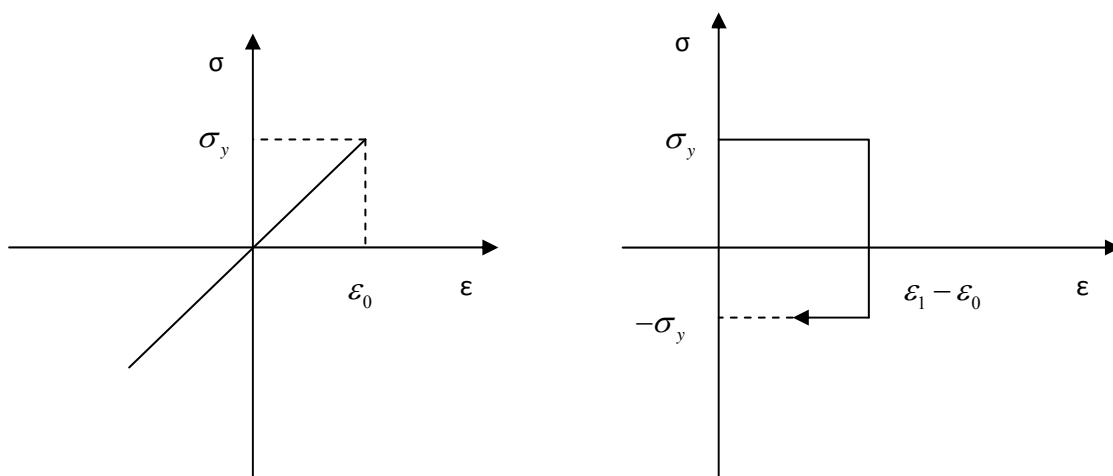
Obr. 7. Sériové zapojenie Hookovho a Saint-Venantovho telesa – $H - s - StV$.



Obr. 8. Graf závislosti napätia od deformácie pre $H - s - StV$ pri aplikácii napätia.

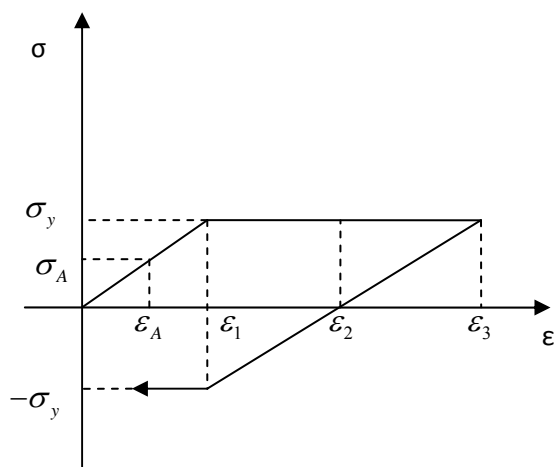
t	t_{0^+}		t_A		t_{y1}		t_{y2}		t_{y3}		t_{0^-}		t_{y^-}	
	σ	ε	σ	ε	σ	ε	σ	ε	σ	ε	σ	ε	σ	ε
H	0	0	σ_A	ε_A	σ_y	ε_1	σ_y	ε_1	σ_y	ε_1	0	0	$-\sigma_y$	$-\varepsilon_2$
StV	0	0	σ_A	0	σ_y	0	σ_y	ε_2	σ_y	ε_3	0	ε_3	$-\sigma_y$	$\varepsilon_1 + \varepsilon_2$
H-s-StV	0	0	σ_A	ε_A	σ_y	ε_1	σ_y	$\varepsilon_1 + \varepsilon_2$	σ_y	$\varepsilon_1 + \varepsilon_3$	0	ε_3	$-\sigma_y$	ε_1

Tab. 1. Napätie a deformácia v $H - s - StV$ v časových okamihoch zodpovedajúcich Obr. 10.



Obr. 9. Vľavo: Graf závislosti napätia od deformácie pre H teleso v zapojení $H - s - StV$.

Vpravo: Graf závislosti napätia od deformácie pre StV v zapojení $H - s - StV$.



Obr. 10. Graf závislosti napätia od deformácie pre $H - s - StV$ pri náraste aj poklese napätia.

4.4. PARALELNÉ ZAPOJENIE HOOKOVHO A SAINT-VENANTOVHO TELESA

Alternatívnym jednoduchým elastoplastickým modelom je paralelné zapojenie Hookovho a Saint-Venantovho telesa, $H - p - StV$, Obr. 11. Správanie sa modelu je ilustrované na Obr. 14. a v Tab. 2. Uvažujme aplikáciu napätia. Pokiaľ pôsobíme napätím menším ako

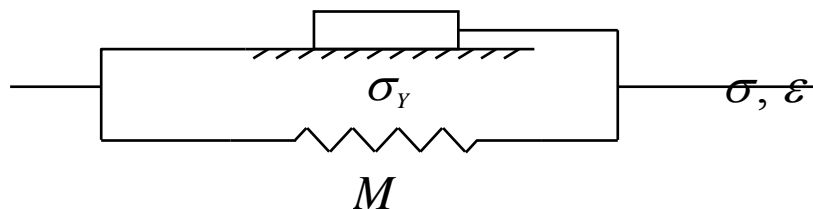
medzné napätie σ_y , deformácia nenastáva. Ak je napätie väčšie ako σ_y , teleso sa začne deformovať a deformácia je určená len Hookovým telesom

$$\varepsilon(t) = \frac{\sigma(t) - \sigma_y}{M} . \quad (0.8)$$

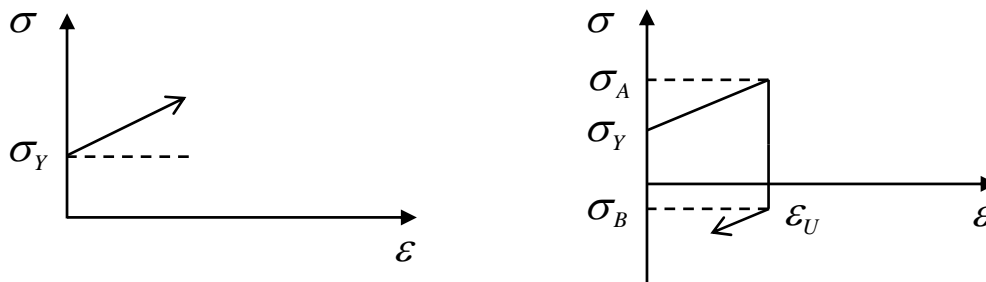
Keď deformácia dosiahne hodnotu ε_u , začneme znižovať napätie. Pritom sa deformácia nemení, keďže Saint-Venantove teleso nemení svoju deformáciu, pokiaľ nedosiahne medzné napätie (teraz v opačnom smere vzhľadom k pôvodnému namáhaniu). Keď napätie klesne o hodnotu $2\sigma_y$, začne sa znižovať deformácia, pokiaľ budeme znižovať napätie. Správanie deformácie a napätia je ilustrované na Obr. 12. a môžeme ho vyjadriť vzťahom

$$\sigma(t) = M\varepsilon(t) + \sigma_y . \quad (0.9)$$

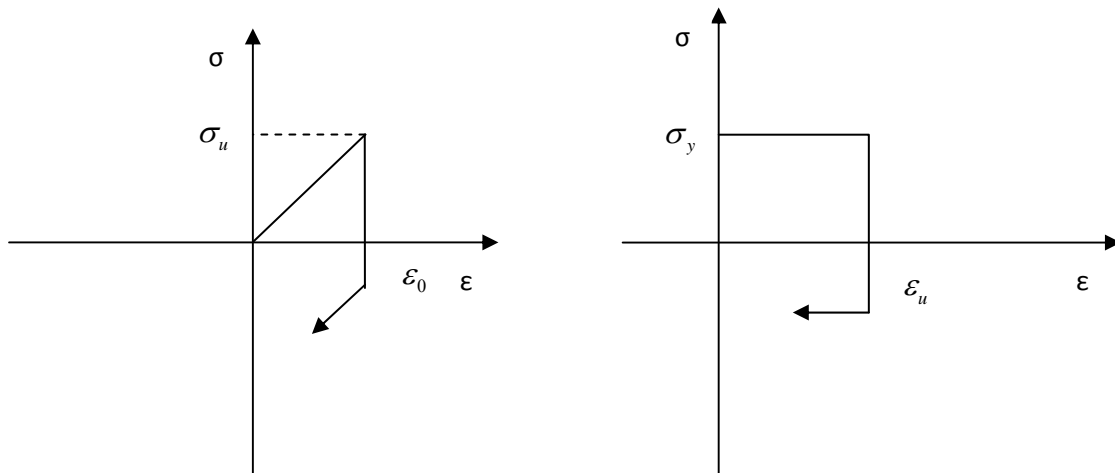
Ak potom začneme napätie opäť zvyšovať, deformácia sa nezmení, pokiaľ napätie nevzrastie o $2\sigma_y$. Správanie sa jednotlivých telies v paralelnom zapojení je ilustrované na Obr. 13.



Obr. 11. Paralelné zapojenie Hookovho a Saint-Venantovho telesa – $H - p - StV$.



Obr. 12. Graf závislosti napätia od deformácie pre $H - p - StV$.

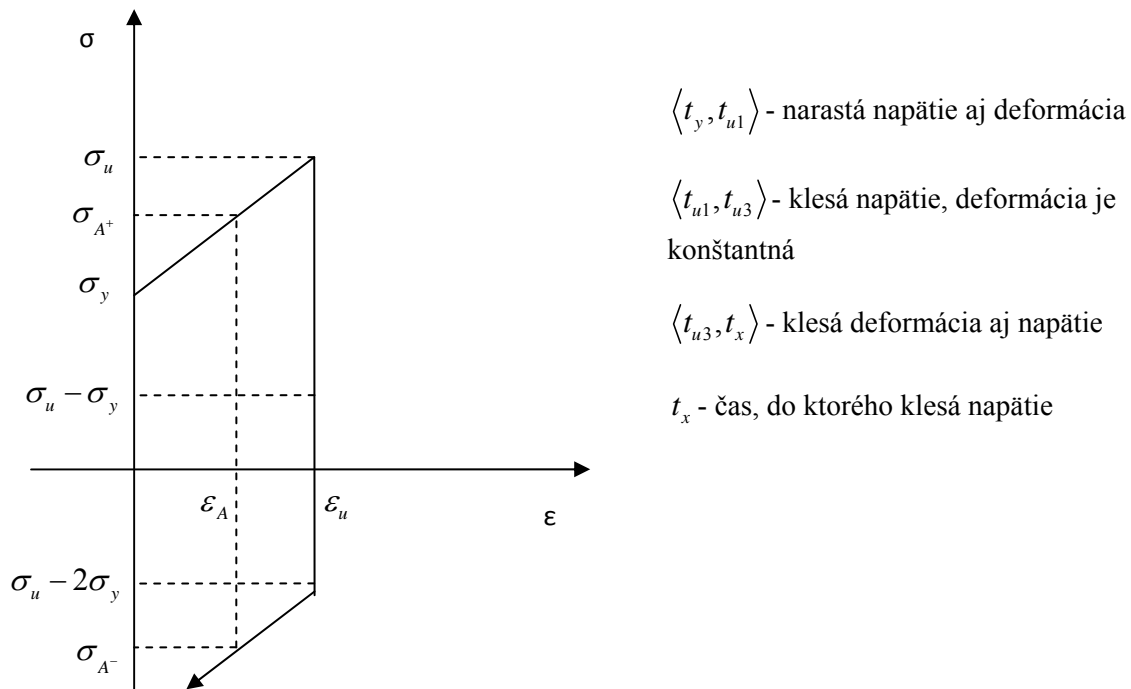


Obr. 13. Vľavo: Graf závislosti napätia od deformácie pre H teleso v zapojení $H - s - StV$.

Vpravo: Graf závislosti napätia od deformácie pre StV v zapojení $H - s - StV$.

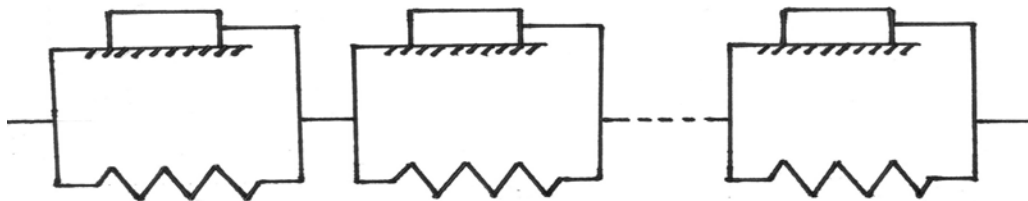
t	t_y		t_{A^+}		t_{u1}		t_{u2}		t_{u3}		t_{A^-}	
	σ	ϵ	σ	ϵ	σ	ϵ	σ	ϵ	σ	ϵ	σ	ϵ
H	0	0	$\sigma_y - \sigma_{A^+}$	ϵ_A	$\sigma_y - \sigma_u$	ϵ_u	$\sigma_u - \sigma_y$	ϵ_u	$\sigma_u - \sigma_y$	ϵ_u	$\sigma_y + \sigma_{A^-}$	ϵ_A
StV	σ_y	0	σ_y	ϵ_A	σ_y	ϵ_u	0	ϵ_u	$-\sigma_y$	ϵ_u	$-\sigma_y$	ϵ_A
H- p- StV	σ_y	0	σ_{A^+}	ϵ_A	σ_u	ϵ_u	$\sigma_u - \sigma_y$	ϵ_u	$\sigma_u - 2\sigma_y$	ϵ_u	σ_{A^-}	ϵ_A

Tab. 2. Napätie a deformácia v $H - p - StV$ v časových okamihoch zodpovedajúcich Obr. 14.



Obr. 14. Graf závislosti napätia od deformácie pre $H - p - StV$ pri náraste aj poklese napätia.

4.5. SÉRIOVÉ ZAPOJENIE n -TELIES TVORENÝCH PARALELNÝM ZAPOJENÍM HOOKOVHO A SAINT-VENANTOVHO TELESA



Obr. 15. Sériové zapojenie n -telies tvorených paralelným spojením H a StV telesa - $n_s - H - p - StV$.

Predpokladá sa, že pre medzné napätia platí $\sigma_{yi} < \sigma_{y(i+1)}$, $i = 1, 2, 3, \dots, n-1$. Keď aplikujeme napätie na $n_s - H - p - StV$, nič sa nestane, pokiaľ napätie nedosiahne medzné napätie σ_{y1} . Po dosiahnutí σ_{y1} začne rásť deformácia prvého telesa, a teda celková deformácia. Napätie stále zvyšujeme. Keď dosiahne hodnotu σ_{y2} , začne sa deformovať druhé teleso, a takto to postupuje až po n -té teleso, kým zvyšujeme napätie. Uvažujme, že po deformácii n -tého telesa dosiahne napätie hodnotu σ_u . Keď začneme napätie znižovať z hodnoty σ_u ,

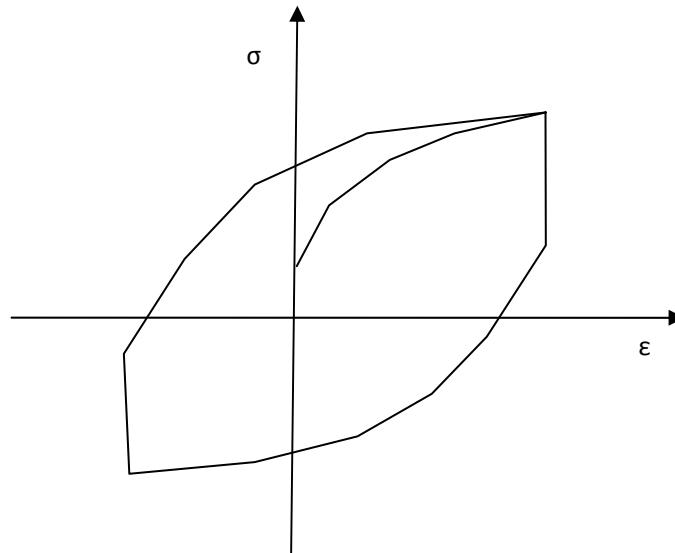
deformácia zostane rovnaká, pokiaľ napätie neklesne o $2\sigma_{y1}$, t.j. na hodnotu $\sigma_u - 2\sigma_{y1}$. Po tomto poklese začne deformácia prvého telesa ako aj celková deformácia klesať. Keď napätie klesne na hodnotu $\sigma_u - 2\sigma_{y2}$, začne sa znižovať deformácia druhého telesa, a takto to pokračuje, kým znižujeme napätie. Deformácia je daná vzťahom

$$\varepsilon(t) = \sum_{i=1}^n \frac{\sigma(t) - \sigma_{yi}}{M_i}, \quad (0.10)$$

z ktorého môžeme vyjadriť napätie nasledovne:

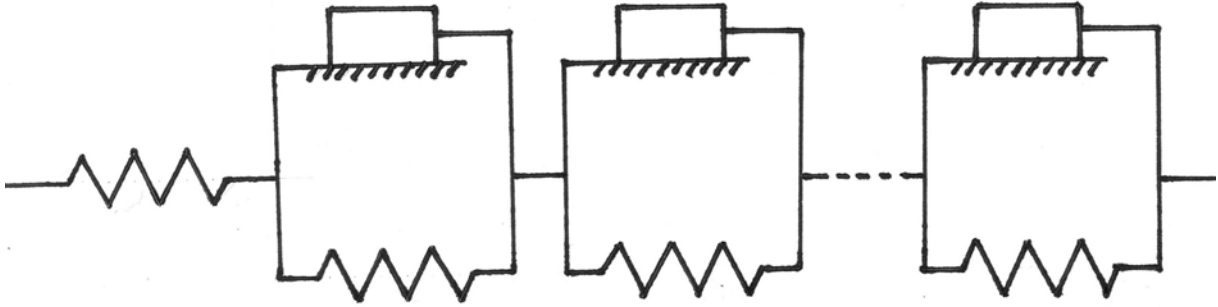
$$\sigma(t) = \left(\varepsilon(t) + \sum_{i=1}^n \frac{\sigma_{yi}}{M_i} \right) \left(\sum_{i=1}^n \frac{1}{M_i} \right)^{-1}. \quad (0.11)$$

Ak začneme napätie opäť zvyšovať, môžeme sa vrátiť naspäť do bodu, v ktorom sme začali znižovať napätie a vytvoríme tak cyklicky uzavretú krivku, podobnú krivke hysterézy. Krivku, podobnú krivke hysterézy, dostaneme aj vtedy, ak budeme napätie najprv znižovať a potom zvyšovať.



Obr. 16 . Graf závislosti napätia od deformácie v rôznych časových okamihoch pri náraste i poklese napätia.

**4.6. SÉRIOVÉ ZAPOJENIE HOOKOVHO TELESA A N-TELIES
TVORENÝCH PARALELNÝM ZAPOJENÍM HOOKOVHO A SAINT-
VENANTOVHO TELESA**



Obr. 17. Sériové zapojenie H telesa a n -telies $H - p - StV - H - n_s - H - p - StV$.

Po aplikácii napätia sa H teleso (pružinka) okamžite zdeformuje. Veľkosť deformácie zodpovedá vzťahu

$$\varepsilon(t) = \frac{\sigma(t)}{M_0} ; \quad \sigma(t) < \sigma_{y1}. \quad (0.12)$$

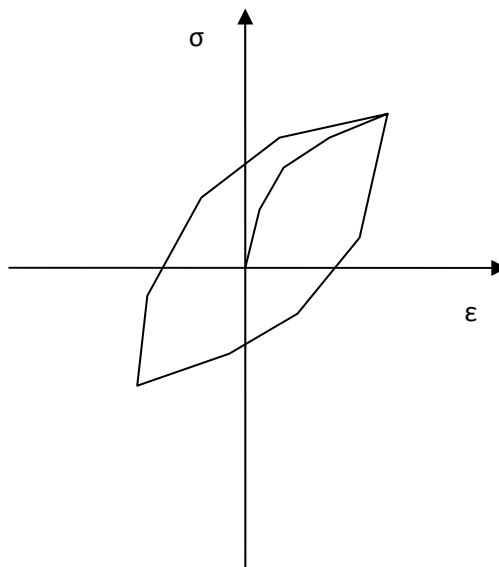
Prvé teleso $H - p - StV$ sa začne deformovať až po dosiahnutí σ_{y1} , pre σ_y platí $\sigma_{yi} < \sigma_{y(i+1)}$, $i = 1, 2, 3, \dots, n-1$. Napätie ďalej zvyšujeme. Keď napätie dosiahne hodnotu σ_{y2} , začne sa deformovať druhé $H - p - StV$ teleso. Takto to bude pokračovať, pokiaľ budeme zvyšovať napätie. Keď prestaneme zvyšovať napätie a začneme ho znižovať, začne sa znižovať deformácia najprv len na H telese. Keď klesne napätie o hodnotu $2\sigma_{y1}$, začne sa znižovať deformácia aj na prvom $H - p - StV$ telese. Ďalej znižujeme napätie. Keď napätie dosiahne hodnotu σ_{y2} , začne sa znižovať deformácia aj na druhom $H - p - StV$ telese. Deformácia sa takto znižuje, pokiaľ znižujeme napätie. Deformácia celého telesa spĺňa vzťah

$$\varepsilon(t) = \frac{\sigma(t)}{M_0} + \sum_{i=1}^n \frac{\sigma(t) - \sigma_{yi}}{M_i} ; \quad \sigma_{yi} \leq \sigma(t) < \sigma_{y(i+1)}, \quad (0.13)$$

z ktorého môžeme vyjadriť napätie

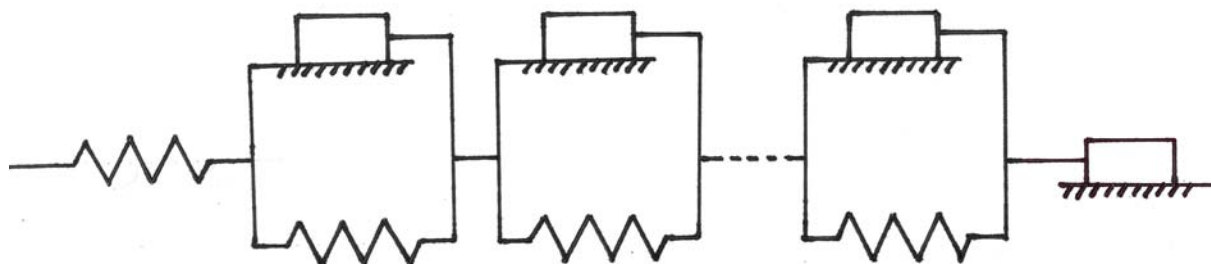
$$\sigma(t) = \left(\varepsilon(t) - \sum_{i=0}^n \frac{\sigma_{yi}}{M_i} \right) \left(\sum_{i=0}^n \frac{1}{M_i} \right)^{-1}, \quad (0.14)$$

ak $\sigma_{y0} = 0$. Keď začneme opäť zvyšovať napätie, začne narastať deformácia a môžeme sa vrátiť do bodu, v ktorom sme začali znižovať napätie a vytvoríme tak krivku, podobnú krivke hysterézy. Krivku, podobnú krivke hysterézy, dostaneme aj vtedy, ak budeme napätie najprv znižovať a potom zvyšovať. H teleso spôsobí plynulý nárast deformácie s napätím od nulovej hodnoty napätie, čiže celková deformácia narastá hneď, ako začneme pôsobiť napätím na model.



Obr. 18 . Graf závislosti napätia od deformácie v rôznych časových okamihoch pri náraste i poklese napätia.

**4.7. SERIOVÉ ZAPOJENIE HOOKOVHO TELESA, N-TELIES
TVORENÝCH PARALELNÝM ZAPOJENÍM HOOKOVHO A SAINT-
VENANTOVHO TELESA A SAINT-VENANTOVÝM TELESOM**



Obr. 19. Sériové zapojenie H telesa, $n_s - H - p - StV$ telies a StV telesa -
 $H - s - (n_s - H - p - StV) - s - StV$.

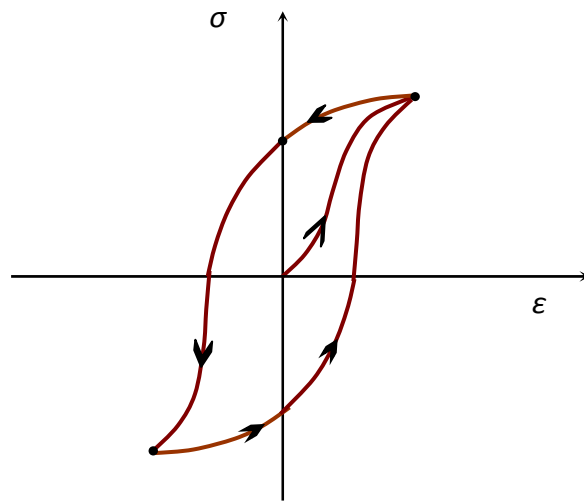
Predpokladáme, že platí $\sigma_{yi} < \sigma_{y(i+1)}$, $i = 1, 2, 3, \dots, n-1$ a $\sigma_{yn} < \sigma_{yS}$, kde σ_{yS} je medzné napätie samostatného Saint-Venantovho telesa. Po aplikácii napätia na $H - s - (n_s - H - p - StV) - s - StV$ sa okamžite začne deformať H teleso, zatiaľ čo ostatné telesá v zapojení zostanú bez zmeny. Veľkosť deformácie celého telesa zodpovedá deformácii H telesa, pokiaľ napätie nepresiahne hodnotu σ_{y1} . Deformácia je daná vzťahom

$$\varepsilon(t) = \frac{\sigma(t)}{M_0} ; \quad \sigma(t) < \sigma_{y1}. \quad (0.15)$$

Ďalej zvyšujeme napätie. Keď napätie dosiahne hodnotu σ_{y1} , začne sa deformať aj prvé $H - p - StV$ teleso. Keď potom narastie napätie na σ_{y2} , začne sa deformať aj druhé $H - p - StV$ teleso. Takto to pokračuje až po hodnotu napätia σ_{yn} . Správanie deformácie telesa môžeme teda zapísať vzťahom

$$\varepsilon(t) = \frac{\sigma(t)}{M_0} + \sum_{i=1}^n \frac{\sigma(t) - \sigma_{yi}}{M_i} ; \quad \sigma_i < \sigma_{i-1}. \quad (0.16)$$

Keď napätie dosiahne hodnotu σ_{yS} , začne sa deformovať aj posledné teleso v zapojení, čiže *StV* teleso. Deformácia *StV* telesa po dosiahnutí jeho medzného napätia σ_{yS} závisí iba od doby pôsobenia medzného napätia. Ak by sme ďalej pôsobili medzným napätím σ_{yS} , deformácia celého telesa by sa zvyšovala zvyšovaním deformácie na poslednom *StV* telese. Ak by sme však napätie zvyšovali, bude sa zväčšovať deformácia všetkých jednotlivých telies tvoriacich $H - s - (n_s - H - p - StV) - s - StV$.



Obr. 20 . Graf závislosti napätia od deformácie v rôznych časových okamihoch pri náraste i poklese napätia.

5. NUMERICKÉ MODELOVANIE NELINEÁRNYCH JAVOV

Na skúmanie a analýzu seizmického pohybu sa využíva najmä numerické modelovanie. Metódy numerického modelovania sú pomerne pokročilo rozpracované v prípade lineárnej závislosti napätia od deformácie. Menej pokročilý je vývoj metód v prípade nelineárneho správania sa mäkkých sedimentov. Je to najmä kvôli relatívnej metodologickej zložitosti a nárokov na výpočtový čas a pamäť v porovnaní s modelovaním lineárneho správania sa. Jeden i druhý aspekt spôsobili, že v nedávnej minulosti a do určitej miery aj v súčasnosti je používaný tzv. ekvivalentný lineárny model. V súčasnosti sa však viac používajú dva elastoplastické reologické modely, ktoré pomerne dobre aproximujú nelineárne správanie.

Ekvivalentný lineárny algoritmus môžeme charakterizovať niekoľkými bodmi:

- výpočet strižnej deformácie v čase uprostred vrstvy a získanie maximálnej hodnoty deformácie,
- určenie nového modulu pružnosti z hodnôt deformácie a jej krivky,
- určenie novej hodnoty faktora útlmu,
- výpočet nových lineárnych prenosových funkcií,
- výpočet seizmického pohybu na voľnom povrchu,
- opakovanie procesu dovedy, kým sa neprestanú meniť moduly pružnosti.

Yoshida a Iai (1998) vylepšili ekvivalentnú lineárnu metódu tým, že odstránili dva jej nedostatky. V nelineárnom ekvivalentnom modeli je útlm nezávislý od frekvencie. V laboratórnych meraniach však útlm frekvenčne závislý je. Útlm klesá s rastúcou frekvenciou. Energia disipovaná v každom záťažovom je úmerná oblasti uzatvorenej hysteréznymi slučkami. Preto by mali byť amplitúdy vysokofrekvenčných zložiek deformácie omnoho menej tlmené. V súčasnosti sa formuluje ekvivalentná lineárna metóda s útlmom závislým od frekvencie. Druhým zásadným nedostatkom ekvivalentnej lineárnej metódy je, že môže dôjsť k nadhodnoteniu rezonančnej frekvencie a strižného napätia. V nelineárnom správaní sa sedimentov sa modul tuhosti s časom mení (klesá), a preto je menej pravdepodobné, že dôjde k rezonančnému zosilneniu kmitavého pohybu v takej miere, v akej k nemu dochádza v prípade sedimentov v lineárnom režime.

Ekvivalentná lineárna metóda s frekvenčne závislým modulom si vyžaduje len vyjadrenie dvoch parametrov (redukciu modulu pružnosti a tlmenie ako funkciu strižnej

deformácie). Oba parametre je možné jednoducho zmerať laboratórnymi štúdiami pôd. V niektorých prípadoch sú však výsledky ekvivalentnej lineárnej metódy numericky stacionárnejšie ako výpočet nelineárnych javov.

Iwanov model (1967) je tvorený sériovým zapojením pružinky, n telesami tvorenými paralelným zapojením pružinky a Saint-Venantovho telesa a Saint-Venantovým telesom. Odpor telies má rôzne hodnoty. Veľkosť odporu narastá ($R_1 < R_2 < \dots < R_n$). Vďaka rastúcej tendencii odporov telies v zapojení dostávame pri aplikácii napätia krivku hysterézy. Napätie, ktorým pôsobíme na model, cyklicky zvyšujeme a znižujeme, čím dosiahneme vytvorenie cyklicky uzavretej krivky hysterézy. Pomocou hysterézy môžeme popísať nelineárne vlastnosti pôdy.

Model Towhata a Ishiharu (1985; strain space multishear mechanism model) zahŕňa aj efekt variácie tlaku tekutiny v póroch piesočných hornín pri cyklickom zaťažovaní horniny a za tzv. „undrained“ podmienok. Túto metódu môžeme charakterizovať nasledovnými bodmi:

- je relatívne ľahká na implementáciu. Parametre môžu byť získané z jednoduchých laboratórných testov, v ktorých zahrňujeme aj tlak v póroch,
- tento model reprezentuje efekt rotácie napätia počas cyklického správania anizotropných konsolidovaných piesočných hornín,
- z teórie je daná podmienka rovinatej deformácie, čo môže byť použité na štúdium problémov v dvoch rozmeroch, ako napríklad pri hrádzach alebo stenách prístaviska.

Towhata a Ishihara (1985) zistili, pomocou laboratórných údajov, že výstrednosť vnútorného tlaku je korelačná s kumulovanou strižnou prácou vyrobenou počas cyklického zaťaženia. Postupne bol vyvinutý matematický model, ktorý potrebuje päť parametrov, nazývaných aj parametre dilatácie, ktoré vezmú do úvahy koreláciu. Tieto parametre reprezentujú počiatočnú a konečnú fázu dilatácie.

Ak porovnáme vyššie spomenuté modely, ekvivalentný lineárny model je vo vysokej frekvenčnej oblasti nepoužiteľný. Jeho nedostatkom je tiež , že tlmenie odhaduje kompatibilne s najsilnejšou námahou. Naproti tomu vylepšená ekvivalentná metóda má lepšie výsledky vo vysokej frekvenčnej oblasti a zoslabovanie frekvenčnej energie nie je také výrazné ako pri prvej metóde. Ak je prítomná degradácia krivky je najlepšie použiť Iwanov model, ako naozaj nelineárny model, skôr ako jednoduché alebo prepracované priblíženia ekvivalentného lineárneho modelu. Na druhej strane v Iwanovom modeli sa neuvažuje vnútorný tlak. Oproti tomu model Towhata a Ishiharu je zameraný na pozorovanie správania sa vnútorného tlaku.

Je zřejmé, že současné modely mají ešte mnohé nedostatky, ale dajú sa dobre využiť pri zvolení správnych okolností.

6. ZÁVER

Lokálne efekty sú jednou z hlavných príčin vysokých škôd pri zemetraseniach. Pod lokálnym efektom vo všeobecnosti rozumieme anomáliu v časo-priestorovej distribúcii jednej alebo viacerých charakteristík seizmického pohybu alebo anomáliu v distribúcii makroseizmických účinkov zemetrasenia. V súčasnosti je v popredí potreba popísať najmä nelineárne javy lokálnych efektov, keďže lineárne javy sú celkom dobre charakterizované prenosovou funkciou. Prejavom nelineárnych javov je redukcia modulu pružnosti a nárast útlmu. Tieto vlastnosti môžeme dobre charakterizovať pomocou krivky hysterézy. Krivka hysterézy nám umožňuje aj cyklické pôsobenie napätia na materiál. Hysterézu sme charakterizovali ako elastoplastický model, pomocou sériového zapojenia Hookovho telesa, paralelného zapojenia Hookovho a Saint-Venantovho telesa a Saint-Venantovho telesa, nazývaného tiež Iwanov model. Následne vďaka zjednodušeniu je možná implementácia do programov numerického modelovania a lepšej predikcii efektov zemetrasení v záujmových oblastiach.

Použitá literatura

Ansal A. a Tonuk G., 2006, Nonlinearity of Site Response Based on Ground Motion Records, In: Bard, P.-Y. et al. (eds.), ESG 2006, *Third Intl. Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion*

Bard P. a Riepl-Thomas J., 2000, Wave Propagation in Complex Geological Structure and their Effects on Strong Ground Motion, In: *Wave motion in earthquake engineering*, E. Kausel, G. Manolis, Eds., WIT Press 2000

Bonilla F., 2008, Analyse des Effets de Site, Estimation des Mouvements Forts et Calcul Probabiliste de L'Aléa Sismique, *l'Habilitation a Diriger des recherches, a l'Université Joseph Fourier - Grenoble I*

Iwan W. D., 1967, On a Class of Models for the Yielding Behavior of Continuous and Composite Systems, *Journal of Applied Mechanics*, 612-617

Joyner W. B., 1975, A Method for Calculating Nonlinear Seismic Response in 2D, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65, 1337-1357

Joyner W. B. a Chen A. T. F., 1975, Calculation of Nonlinear Ground Response in Earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65, 1315-1336

Kawase H. a Nejime Y., 2006, Separation of Observed Ground Motion Spectra to get Site Amplification Factors : Linearity and Nonlinearity, In: Bard, P.-Y. et al. (eds.), ESG 2006, *Third Intl. Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, 265-275

Kramer S. L., 1996, Geotechnical Earthquake Engineering, *Prentice-Hall International Series in Civil Engineering and Engineering Mechanics*

Kwok O. A., Stewart J. P., Hashash Y. M. A., Matasovic N., Pyke R., Wang Z. a Yang Z., 2006, Utilizing Nonlinear Seismic Ground Response Analysis Procedures for Turkey Flat Blind Prediction, In: Bard, P.-Y. et al. (eds.), ESG 2006, *Third Intl. Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, 255-265

Miwa S., Sekiguchi H., Ikeda T., Kamae K. a Irikura K., 2006, Strong Ground Motion and Nonlinear Site Response of the 2000 Tottoriken-Seibu Earthquake, In: Bard, P.-Y. et al. (eds.), ESG 2006, *Third Intl. Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, 275-287

Moczo P., Kristek J. a Franek P., 2008, Lecture Notes on Rheological Models, *DAPEM FMPI CU 2006*

Moczo P. a Labák P., 2000, Zemetrasenia a Seizmické Ohrozenie, *Geofyzikálny ústav SAV Bratislava*

Moczo P. a Bard P., 1993, Wave Diffraction, Amplification and Differential Motion near Strong Lateral Discontinuities, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 83, 85-106

Moczo P., Rovelli A., Labák P. a Malagnini L., 1995, Seismic Response of the Geologic Structure Underlying the Roman Colosseum and a 2D Resonance of a Sediment Valley, *Annali di Geofisica*, 38, 939-956

Moczo P., Labák P., Kristek J. a Hron F., 1996, Amplification and Differential Motion due to an Antiplane 2D Resonance in the Sediment Valleys Embedded in a Layer over the Half-Space, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, 1434-1446

Moczo, P., J. Kristek, M. Galis, P. Pazak, and M. Balazovjeh, 2007, The Finite-Difference and Finite-Element Modeling of Seismic Wave Propagation and Earthquake Motion, *Acta Physica Slovaca*, 57(2), 211-241

Rebstock D., Wienbroer H., Huber G. a Buhler M., 2006, Fundamental Mechanisms and Requirements for Seismic Soil-Foundation-Structure Interaction Approach, In: Bard, P.-Y. et al. (eds.), ESG 2006, *Third Intl. Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, 233-243

Wen K., Chang T., Lin Ch., a Chiang H., 2006, Identification of Nonlinear Site Response during the 1999 Chi-Chi, Taiwan Earthquake from the H/V Spectral Ratio, In: Bard, P.-Y. et

al. (eds.), ESG 2006, *Third Intl. Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, 225-233

Yoshida K. a Sasatani T., 2006, A Seismic Phase Decomposition Method Using Vertical Array Records, In: Bard, P.-Y. et al. (eds.), ESG 2006, *Third Intl. Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, 243-255