

Tielaitos

Kauko Kujala

Routanousun mallintaminen

Kirjallisuusselvitys

Tielaitoksen
tutkimuksia

2/1994

Oulu 1994

Geokeskus
Oulun kehitysyksikkö

Tielaitoksen tutkimuksia
2/1994

Kauko Kujala

Routanousun mallintaminen

Kirjallisuusselvitys

Tielaitos
Geokeskus, Oulun kehitysyksikkö

Oulu 1994

ISSN 0788-3706
ISBN 951-47-9385-4
TIEL 3100013

Painatuskeskus Oy
Helsinki 1994

Julkaisun kustannus ja myynti:
Tielaitos, hallinnon palvelukeskus,
painotuotepalvelut
Telefax (90) 1487 2652

Tielaitos

Opastinsilta 12 A
PL 33
00521 HELSINKI
Puh. vaihde (90) 148 721

Geokeskus
Oulun kehitysyksikkö
Kansankatu 47
PL 261
90101 OULU
Puh. (981) 310 9383

TIIVISTELMÄ

Tämän kirjallisuustutkimuksen tarkoituksena on ollut selvittää maapohjan routanousun laskentamalleja ja niissä käytettyjä routimista kuvaavia fysikaalisia prosesseja. Tavoitteena on ollut myös arvioida mallien sopivuutta tierakenteen routanousuerojen sekä routimisen aikaisen ja jälkeisen lämpö- ja kosteustilan arvioimiseen.

Maapohjan jäätyessä sen sisältämä vesi ei jäädy kokonaan samassa lämpötilassa. Tämän johdosta jäätyneet maa sisältää aina jäätymätöntä vettä. Sen määrän on todettu riippuvan lämpötilasta sekä monista maan fysikaalis-kemiallisista ominaisuuksista. Muutosvyöhyke, jossa veden olomuoto muuttuu (frozen fringe), aiheuttaa lämmön ja veden siirtymistä säätelevien parametrien voimakkaan epälineaarisuuden. Osittain jäätyneet maakerros toimii veden kulkua jäänlinssiin vaimentavana ja säätelevänä kerroksena. Osittain jäätyneen maan vedenjohtavuus onkin routanousun suuruuteen merkittävimmin vaikuttava muuttuja.

Routanousun laskentamalleja on rakennettu useilla eri periaatteilla. Yksinkertaisimmissa malleissa routanousua voidaan arvioida tunnuslukujen avulla, jotka on laadittu kokeellisen mittausaineiston perusteella käyttäen hyväksi routanousun ja eri ominaisuuksien välisiä korrelaatioita. Routanousu voidaan laskea myös jäänlinssiin virtaavan veden ja osittain jäätyneen kerroksen lämpötilagradientin vuorosuhdetta kuvaavan tunnusluvun eli segregatiopotentiaalin avulla. Segregatiopotentiaalia käytetään myös maapohjan routivuuden luokitukseen. Valtaosa routanousun laskentamalleista perustuu lämmön siirtymisen ja veden virtauksen yhtäaikaiseen ratkaisemiseen. Näiden mallien periaatteena on aine- ja energiataseen muodostaminen eri olomuodoissa olevien maakerrosten välille. Lämmön oletetaan siirtyvän johtumalla Fourierin lain mukaisesti ja veden virtauksen oletetaan noudattavan Darcyn lakia. Taseyhtälöt on ratkaistu numeerisesti joko elementti- tai differenssimenetelmän avulla. Taseyhtälöitä täydennetään apuyhtälöillä, jotka määrittelevät routimisen alkamishetken tai ottavat huomioon jäätymistasossa vaikuttavan jännitystilän ja olomuotojen välisen tasapainon.

Yhdistettyjen massan ja lämmön siirtymisen mallien avulla voidaan laskea yleensä lämpö-, kosteus- ja siirtymätila yksidimensionaalisessa tapauksessa. Kaksidimensionaalisessa tapauksessa routanousujen laskeminen edellyttää samanaikaisesti jäätyneen ja osittain jäätyneen maakerroksen lujuus- ja muodonmuutosominaisuuksien huomioonottamisen. Mallit, joissa siirtymätilan kaksidimensionaalisuus voidaan ottaa huomioon, ovat ns. termomekaanisia malleja, joissa aine- ja energiataseen lisäksi otetaan huomioon liikemäärän säilymlaki. Mallien avulla voidaan tarkastella lämpö- ja kosteustilan lisäksi routimisen aiheuttamaa jännitysmuodonmuutostilaa esim. päällysrakennekerroksissa.

Key words: frost, model, calculation, road

ABSTRACT

The aim of this literature survey is to define models for the calculation of frost heave in road subgrades, the physical processes used to describe freezing in the models and to evaluate the suitability of the models for determining variations in frost heave in road structures and the temperature and water content in them during and after freezing.

Freezing of the subgrade does not mean that the water contained in it will freeze entirely at the same temperature. A frozen soil always contains some unfrozen water, the amount of which is dependent on the temperature and a number of physico-chemical properties of the soil. The transition zone in which the change of state occurs, the frozen fringe, gives rise to a pronounced non-linearity in the parameters regulating the transfer of heat and water. A partly frozen soil layer acts as an element which attenuates and regulates the flow of water into the ice lens, and the hydraulic conductivity of this soil is in fact the major variable governing the magnitude of frost heave.

Frost heave calculation models have been formulated on a number of principles. The simplest models employ parameters compiled from experimental data, exploiting certain correlations between frost heave and soil properties. Frost heave can also be calculated from the segregation potential, an index which describes the interactive relation between the temperature gradient in the water flowing into the ice lens and that of the partly frozen layer. The segregation potential can also be used to classify the freezing susceptibility of a subgrade. Most frost heave calculation models set out from the simultaneous determination of heat transfer and water flow and are based on a calculation of the material and energy balance between the soil layers existing in different dissimilar states. Heat is assumed to be transferred by conduction in accordance with Fourier's law, while the flow of water is assumed to be governed by Darcy's law. The balance equations are solved numerically by means of either the finite element or the differential method and are supplemented with auxiliary equations which can be used to determine the moment of initiation of freezing or to take the stress state at the freezing and the balance between the water and ice into consideration.

Coupled mass and heat flow models usually enable temperature, water content and transition states to be calculated in a unidimensional case, whereas two-dimensional states require simultaneous consideration of the strength and deformation properties of the frozen and partly frozen soil layers. The models which take two-dimensionality into account are thermomechanical models which employ not only the material and energy balance but also the law of inertia. In addition to temperature and water content, the models can be used to examine freezing-induced stress deformation, e.g. in road pavement layers.

ALKUSANAT

Tielaitoksen Oulun tuotantoteknisessä kehitysyksikössä (nyk. Geokeskus, Oulun kehitysyksikkö) käynnistyi vuonna 1990 tien routavaurioita käsittelevä tutkimusprojekti. Projektin edetessä todettiin selkeä tarve selvittää roudan mallintamiseen käytettävissä olevat teoriat ja laskentamallit.

Tämä käsillä oleva raportti on tulos kirjallisuustutkimuksesta, jonka painopiste suunnattiin koskemaan routaantumisvaihetta ja siihen liittyviä ilmiöitä. Roudan sulamisvaiheeseen liittyvät mallit ja teoriat rajattiin tämän tutkimuksen ulkopuolelle, koska samaan aikaan oli käynnistynyt roudan sulamisilmiöitä selvittävä tutkimus toisen työryhmän toimesta.

Tutkimuksen on tehnyt TkT Kauko Kujala. Tielaitoksen puolelta työtä on valvonut dipl.ins. Seppo Salmenkaita.

Tutkimushankkeen tilaaja oli työn käynnistys- ja toteutusvaiheessa tielaitoksen kehitysyksikköorganisaatio. Organisaatiomuutosten jälkeen rahoittajana on työn viimeistelyvaiheessa ollut tielaitoksen keskushallinnosta tienpidon suunnittelu.

Oulussa toukokuussa 1994

Geokeskus
Oulun kehitysyksikkö

SISÄLTÖ

| | |
|---|-----------|
| 1 JOHDANTO | 9 |
| 2 VEDEN MERKITYS MAAPERÄSSÄ | 11 |
| 2.1 Veden sitoutuminen maapartikkeleihin | 11 |
| 2.2 Veden potentiaalit | 12 |
| 2.3 Jäätymättömän veden määrä jäätyneessä maassa | 16 |
| 2.4 Vedenjohtavuus | 18 |
| 2.4.1 Osittain kyllästyneen maan vedenjohtavuus | 18 |
| 2.4.2 Osittain jäätyneen maan vedenjohtavuus | 19 |
| 3 LÄMPÖTEKNISET OMINAISUUDET | 21 |
| 3.1 Lämpökapasiteetti | 21 |
| 3.2 Olomuodonmuutoslämpö | 22 |
| 3.3 Lämmönjohtavuus | 22 |
| 3.4 Diffusiviteetti | 23 |
| 4 MAAN JÄÄTYMISEN TERMODYNAAMINEN TARKASTELU | 24 |
| 4.1 Gibbsin vapaa energia | 24 |
| 4.2 Clausius-Clapeyronin yhtälö | 25 |
| 5 LÄMMÖN JA MASSAN SIIRTYMINEN | 29 |
| 5.1 Taseyhtälöt | 29 |
| 5.1.1 Taseperiaate | 29 |
| 5.1.2 Energiatase | 30 |
| 5.1.3 Ainetase | 32 |
| 5.2 Lämmönsiirtymismuodot | 34 |
| 5.2.1 Lämmön siirtyminen johtumalla | 34 |
| 5.2.2 Lämmön siirtyminen konvektion avulla | 35 |
| 5.2.3 Lämmön siirtyminen säteilyn avulla | 35 |
| 5.3 Lämmönsiirtymisyhtälö | 35 |
| 5.4 Veden virtausyhtälö | 37 |
| 5.5 Lämmön ja massan siirtymisen yhtälön yhdistäminen | 38 |
| 6 ROUTIMISTEORIAM | 39 |
| 6.1 Routimisen edellytykset | 39 |
| 6.2 Kapillaariteoria | 39 |
| 6.3 Sekundaarisen routanousun teoria | 42 |
| 6.4 Adsorptiovoimateoria | 44 |
| 6.5 Osmositeoria | 44 |
| 6.6 Segregaatiopotentiaali | 46 |

| | |
|---|------------|
| 7 ROUDAN SYVYYDEN LASKENTAMENETELMÄT | 49 |
| 7.1 Empiiriset laskentamenetelmät | 49 |
| 7.2 Analyttiset laskentamenetelmät | 49 |
| 7.3 Numeeriset roudan syvyyden laskentamenetelmät | 54 |
| 8 ROUTANOUSUN LASKENTAMALLIT | 55 |
| 8.1 Tilastolliset mallit | 55 |
| 8.2 Kokeelliset mallit | 56 |
| 8.3 Numeeriset mallit | 68 |
| 8.3.1 Hydrodynaamiset mallit | 68 |
| 8.3.1.1 Siirtymä- ja lämpötilan huomioivat mallit | 68 |
| 8.3.1.2 Siirtymä- ja lämpötilan sekä kuormituksen huomioon ottavat mallit | 82 |
| 8.3.2 Sekundaarisen routanousun mallit | 84 |
| 8.3.3 Termomekaaniset mallit | 112 |
| 9 MALLIEN ARVIOINTI | 115 |
| 9.1 Mallien edellyttämät lähtötiedot | 115 |
| 9.2 Mallien luotettavuus | 116 |
| 9.3 Routimiskriteerit | 117 |
| 9.4 Mallien vertailu | 117 |
| 9.5 Mallille asetettavat tavoitteet | 121 |
| 10 YHTEENVETO JA JOHTOPÄÄTÖKSET | 123 |
| 11 KIRJALLISUUS | 126 |

1 JOHDANTO

Maapohjan routaantuminen ja routiminen vaikuttaa useiden insinööriakenteiden toimintaan ja kestävyYTEEN. Tierakenteissa roudan haittavaikutukset ilmenevät pohjamaan routiessa pääasiassa epätasaisten routanousujen aiheuttamina halkeiluna sekä roudan sulamisen jälkeen tien kantavuuden alentumisena. Roudan haittavaikutusten eliminoimiseksi tierakenteet routamitoitetaan. Routamitoituksen tavoitteena on rakenteellisin toimenpitein rajoittaa roudan vaikutukset määrällisesti ja laadullisesti sallitulle tasolle ennalta määritetyksi ajaksi. Roudan osalta tämä edellyttää mm. routivuuden määrän huomioon ottamista mitoituksessa. Nykyisen mitoituuskäytännön mukaan routamitoitus suoritetaan ottamalla huomioon routivuus materiaaliteknisenä ja olosuhdetekijöistä riippuvana ominaisuutena.

Routimisilmion laadullista ja määrällistä mallintamista on suoritettu useiden vuosikymmenien ajan. Tällöin on pyritty arvioimaan mm. routivuutta maalajiominaisuutena sekä laskennallisesti määrittämään roudan syvyys. Vaikeimmin mallinnettavissa on ollut routanousun kehittyminen ajan funktiona, jota yleensä on käsitelty yhdistettyjen massan ja lämmön siirtymisen yhtälöiden avulla. Pisimmälle kehitetyissä malleissa voidaan lämpö- ja siirtymätilan lisäksi kuvata myös jäälinsin muodostumisaikaa ja -paikkaa, huokosvedenpaineen muutoksia sekä routimisen aikana maapohjan lujus- ja muodonmuutosominaisuudet huomioonottavaa siirtymä- ja jännitystilaa.

Maan routimisilmiötä käsittelevät mallit voidaan jakaa useiden periaatteiden mukaisesti. Fysikaalisen lähestymistavan mukaisesti mallit voidaan jakaa deterministisiin ja stokastisiin malleihin. Deterministiset mallit pyrkivät kuvaamaan routimistapahtumaa eksaktien fysiikan peruslakien avulla. Maalajien ja maaperän ominaisuuksia kuvaavina muuttujina malleissa on käytetty yleisesti hyväksytyjä matemaattisia vuorosuhteita. Deterministisistä malleista osa on ollut puhtaasti mekaanisia malleja, jotka käsittelevät routimista mekaniikan ja termodynamiikan mukaisesti, kun taas ei-mekaanisissa malleissa tehdään runsaasti kokeellisiin mittauksiin perustuvia yksinkertaistuksia.

Routimista on käsitelty myös stokastisena prosessina. Myös determinististen ja stokastisten mallien yhdistelmiä on käytetty. Maaperän ominaisuuksia on käsitelty myös tilastollisina suureina arvioimalla parametrien vaihtelua ja niiden herkkyyttä routanousun suuruuteen.

Luonnossa energiaerot pyrkivät tasoittumaan. Fysikaalisesti maan jäätymistä voidaan tällöin tarkastella sekä epästationäärisenä että stationäärisenä lämmön siirtymisprobleemana. Epästationääritilassa tapahtuu routarajan siirtymistä huokosjäänä maarakeiden välisessä tilassa. Epästationäärisuutta aiheuttaa myös lämpötilan vaihtelu. Lämpötila muuttuu vuosijaksolla periodisesti ja toisaalta lämpötilassa tapahtuu jäätymiskauden aikana jatkuvaa vaihtelua.

Maa on kolmessa olomuodossa olevan aineen seos, jonka vuoksi lämpö siirtyy maaperän raerakenteessa fysikaalisesti useiden prosessien avulla. Mikroskooppisen eli raetasolla tapahtuvan tarkastelun sijasta systeemiä tarkastellaan yleensä makroskooppisella, keskimääräisiä ominaisuuksia

kuvaavalla tasolla. Makroskooppisissa malleissa ei käsitellä esim. jäälinsin muodostumisaikaa ja paikkaa, vaan routivuutta kuvataan ajan funktiona tapahtuvan routanousun avulla.

Kausittaisen roudan routiva maapohja muodostaa tyypillisen avoimen termodynaamisen systeemin. Maan jäätyminen osalta tämä tarkoittaa sitä, että vesi ja lämpö virtaavat pienenevän potentiaalin suuntaan. Maan jääty-misen ja sulamisen mallintaminen vaatii energian ja aineen säilymistä, lämmön ja veden siirtymistä sekä maaperän ominaisuuksia kuvaavien muuttujien välisten vuorosuhteiden ratkaisemista. Keskeistä mallintami- sessä on ollut massan ja lämmön siirtymisen yhtälöiden samanaikainen ratkaiseminen, jonka tuloksena saadaan mallin teoriataustasta riippuen routimisen aikainen ja jälkeinen siirtymätila, lämpötila, kosteustila ja jänni- tystila ajan ja paikan funktiona.

Maaperän routivuuden arvioinnissa olosuhdetekijät kuten jäätyminenopeus, kuormitus ja pohjaveden asema säätelevät voimakkaasti routimista. Viime vuosikymmenen aikana on tapahtunut voimakasta edistymistä maan jäätyminen aikaisen lämmön ja massan siirtymisen ymmärtämisessä. Tähän on ollut merkittävänä syynä routaan liittyvän tutkimuksen lisäänty- minen mm. maapohjan keinotekoisessa jäädyttämisessä sekä roudan fysi- kaaliseen käsittelyyn liittyvien parametrien entistä tarkempi määrittämi- nen. Mallintamisen kannalta kausittainen routa poikkeaa oleellisesti esim. keinotekoisesta jäädytyksen aikaisesta routailmiöstä. Tyypillistä kausittaisen roudan vedenjohtumiselle ovat mm. olosuhteet, joissa maa on routarajan ja pohjaveden pinnan välillä osittain kyllästyneessä ja osittain jäätyneessä ti- lassa. Kausittaisen roudan osalta hydraulisten ominaisuuksien tulisi kattaa täten osittain kyllästyneen maan vedenjohtavuus sulassa ja osittain jääty- neessä tilassa.

Yleensä mallit kuvaavat jäätymisprosessia yksidimensionaalisenä. Kaksidi- mensionaalisenä tapauksena yhdistettyä massan ja lämmön siirtymistä on toistaiseksi käsitelty muutamissa routamalleissa (Shen & Ladanyi 1987, Li et al. 1988, Blanchard & Fremond 1985). Kolmidimensionaaliseen mallinta- miseen liittyviä tekijöitä on käsitellyt Holden (1991), mutta varsinaisesti kolmidimensionaalisia routamalleja ei ole toistaiseksi esitetty. Keinotekoi- sessa jäädytyksessä jäätyminen on usein kolmidimensionaalinen.

Tämän kirjallisuustutkimuksen tavoitteena on ollut selvittää routimisilmi- öön liittyviä fysikaalisia prosesseja sekä selvittää routimista kuvaavia mal- leja, joiden avulla voidaan arvioida samanaikaisesti roudan syvyyttä ja routanousun suuruutta sekä selvittää fysikaalista ympäristöä ja tekijöitä, joissa mallintaminen suoritetaan ja jotka mallintamisella tulisi ottaa huomi- oon. Pelkästään roudan syvyyttä käsittelevät mallit on jätetty vähemmälle huomiolle tässä selvityksessä.

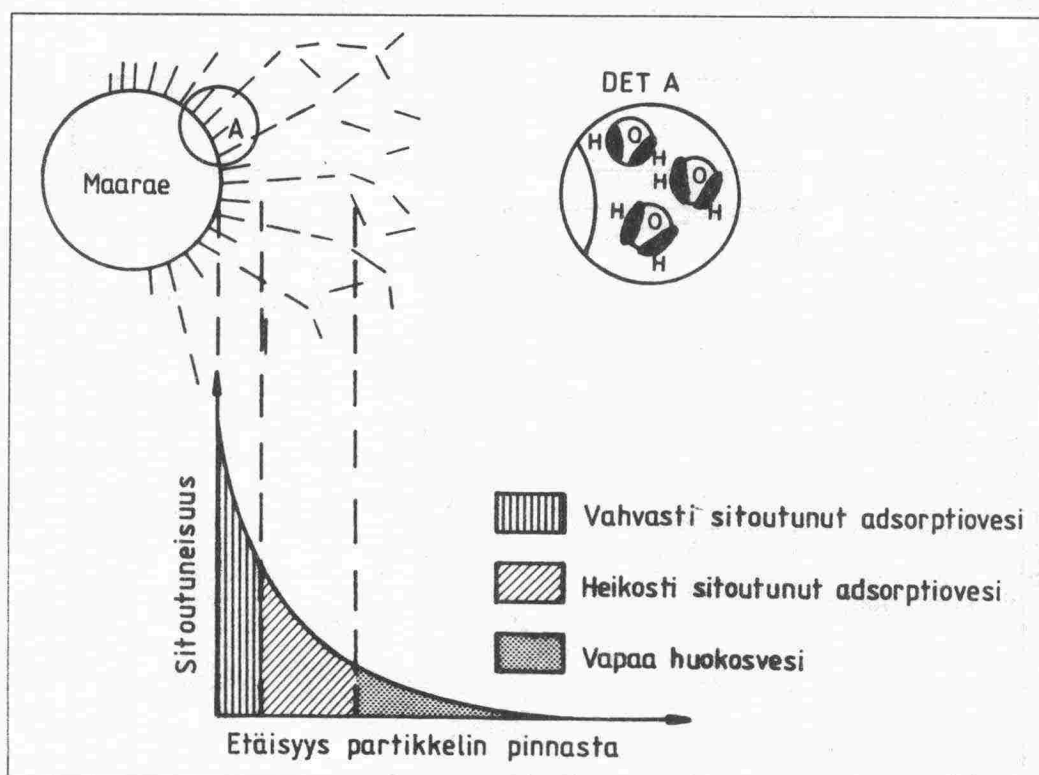
Tässä raportissa kaavamerkinnot ovat alkuperäislähteiden mukaiset. Tä- män vuoksi samaa asiaa kuvaavat merkinnät vaihtelevat ja vastaavasti sa- ma merkintä voi poiketa merkitykseltään eri lähteissä.

2 VEDEN MERKITYS MAAPERÄSSÄ

2.1 Veden sitoutuminen maapartikkeleihin

Veden liikkuminen ja jäätyminen maaperässä määräävät routaantumisen ja routimisen. Jäätynyt maa on kiinteässä, nestemäisessä ja kaasumaisessa olomuodossa olevien aineiden seos. Maaperäsysteemin käyttäytyminen riippuu eri olomuotojen laadusta ja määräsuhteista sekä ulkoisten tekijöiden vaikutuksesta eri olomuotoihin. Keskeisen tekijän muodostaa maapartikkeli ja siihen kiinnittyvä adsorptiovesi. Savimineraaleille on ominaista negatiivinen pintavaraus, jonka johdosta savimineraalit adsorboivat pinnalleen huokosveden liuenneita kationeja varaustasapainon saavuttamiseksi. Koska vedessä olevat kationit ovat aina hydratoituneina, partikkelien pintaan kiinnittyneet vaihtokykyiset kationit sitovat vesimolekyyliä. Tästä syystä savimineraaleja ympäröi aina adsorptiovesivaippa. Negatiivisesti varautuneen mineraalin ja siihen huokosvedestä adsorboituneiden kationien muodostamaa varauskenttää kutsutaan sähköiseksi kaksoiskerrokseksi.

Vesimolekyylit ovat dipolaarisia molekyylejä, joiden happiatomien puoleinen pää on varautunut negatiivisesti ja vetyatomien puoleinen pää positiivisesti. Tästä syystä vesimolekyylien oletetaan kiinnittyvän vetysidosten avulla suoraan partikkelin pintaan tai pintaan kiinnittyneisiin ioneihin. Osa sidoksista on luonteeltaan myös sähköstaattisia. Ensimmäinen vesimolekyylikerros sitoutuu voimakkaimmin partikkelin pintaan. Sidosvoimakkuus pienenee etäännyttäessä partikkelin pinnasta ja muuttuu nopeasti vapaaksi vedeksi (kuva 1).



Kuva 1: Veden sitoutuminen maapartikkelin pintaan.

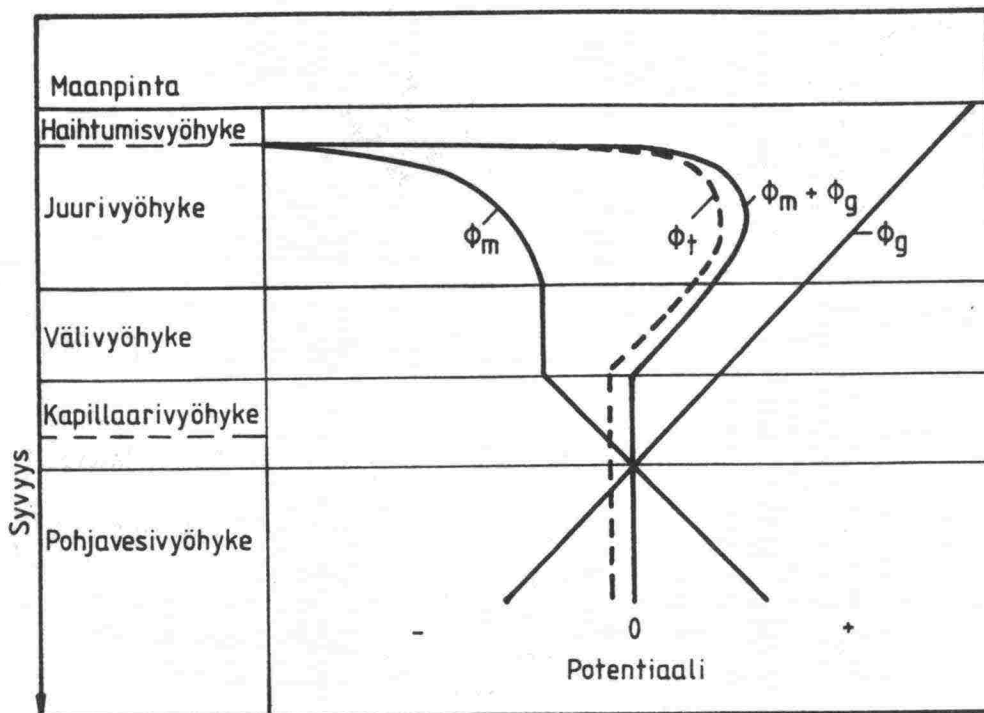
Sitoutuneen veden ominaisuudet poikkeavat huomattavasti vapaan veden ominaisuuksista. Tiheys kasvaa etäisyyden funktiona partikkelin pinnasta, viskositeetti ja dielektrisyysvakio puolestaan pienenevät. Oleellista vesimolekyylien kiinnittymiselle on sitoutumisen heikkeneminen etäisyyden kasvaessa partikkelin pinnasta, jolloin selvää rajakohtaa adsorptioveden ja vapaan veden välillä ei ole havaittavissa.

Etenkin hienorakeisissa maalajeissa sitoutuneella vedellä on merkittävä vaikutus maan lämpötilasta riippuvaan käyttäytymiseen. Koska adsorptoituneen veden monet fysikaalis-kemialliset ominaisuudet (esim. jäätymispisteen alenema) poikkeavat vapaasta vedestä, aiheuttaa lämpötilariippuvuus monien ominaisuuksien (lämmönjohtavuus, lämpökapasiteetti, vedenjohtavuus) voimakkaan epälineaarisuuden.

2.2 Veden potentiaalit

Maaveden potentiaalilla tarkoitetaan ajasta ja paikasta riippuvaa energiamäärää. Kokonaisenergia muodostuu liike-energiasta ja potentiaalienergiasta. Koska veden virtaus on maaperäsystemissä hidasta, ei kineettistä energiaa yleensä oteta huomioon. Maaveden energian katsotaan näin ollen muodostuvan pelkästään potentiaalienergiasta. Määritelmän mukaan potentiaalienergialla tarkoitetaan työtä, joka tarvitaan massayksikön suuruisen vesimäärän siirtämiseen perustasolta tarkasteltavaan kohtaan. Tällöin ei ole tarpeellista tuntea absoluuttisia potentiaaliarvoja, vaan ainoastaan potentiaalierot eri pisteiden välillä. Vertailutasona pidetään yleensä pohjaveden pintaa.

Maaveden kokonaispotentiaali on niiden potentiaalien summa, jotka aiheuttavat veden virtausta maavesivyöhykkeessä (kuva 2).



Kuva 2: Veden sitoutumiseen vaikuttavat osapotentiaalit, kun pohjaveden pinta on vertailutasona.

Kokonaispotentiaali muodostuu useista osapotentiaaleista, joista merkittävimmät ovat:

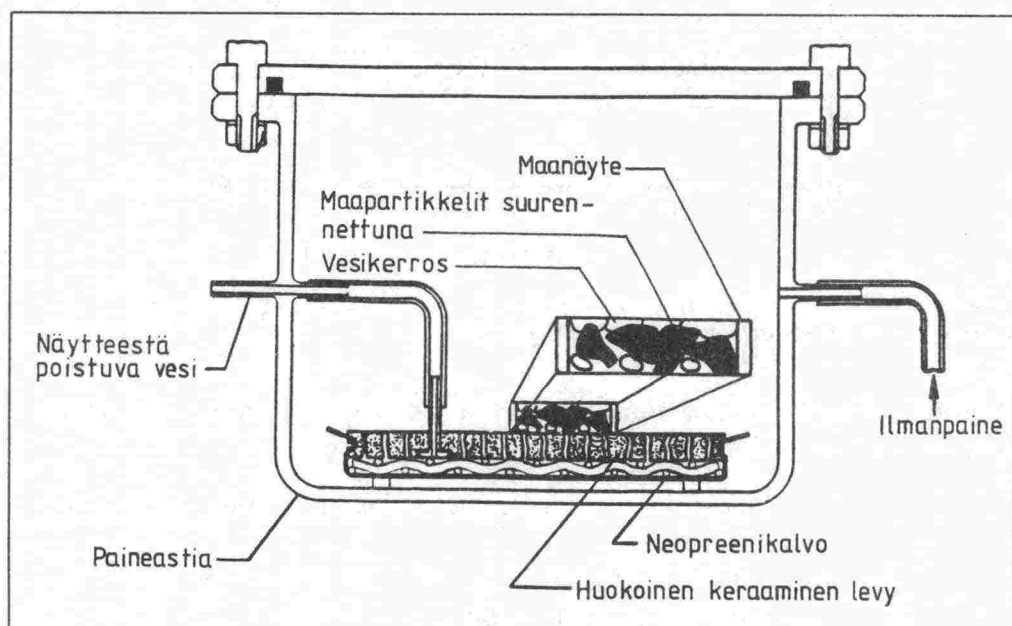
- painovoimapotentiaali (Φ_g)
- paine- eli matriisipotentiaali (Φ_m)
- osmoottinen potentiaali (Φ_o).

Painovoimapotentiaali aiheutuu maan vetovoiman massalle aiheuttamasta kiihtyvyydestä ja riippuu pelkästään kappaleen sijainnista painovoimakentässä.

Pohjaveden pinnan alapuolella vallitsee hydrostaattisen paineen suuruisen ylipaine, kun taas pohjavedenpinnan yläpuolella maan imua aiheuttavat voimat aikaansaavat veteen alipaineen. Pohjaveden pinnassa paine on ilmanpaineen suuruisen. Kun ilmanpaine yleensä otetaan vertailutasoksi, on painepotentiaali pohjavedenpinnan alapuolella positiivinen ja yläpuolella negatiivinen. Negatiivista painepotentiaalia kutsutaan yleensä matriisipotentiaaliksi. Matriisipotentiaali aiheutuu kapillaarivoimista, vesimolekyylien adsorptiosta maarakeiden pintoihin sekä ionien ja maarakeiden pintojen vuorovaikutuksesta. Maan vedenpidätyskäyrä kuvaa matriisipotentialin ja maan kosteuden välistä yhteyttä.

Osmoottinen potentiaali aiheutuu maaveden konsentraatioeroista. Liuoksen potentiaali on pienempi kuin puhtaan veden. Osmoottinen potentiaali on aina negatiivinen. Painovoima- ja matriisipotentiaali määräävät käytännössä maaveden energiatilan. Niiden summaa kutsutaan hydrauliseksi korkeudeksi (hydraulic head).

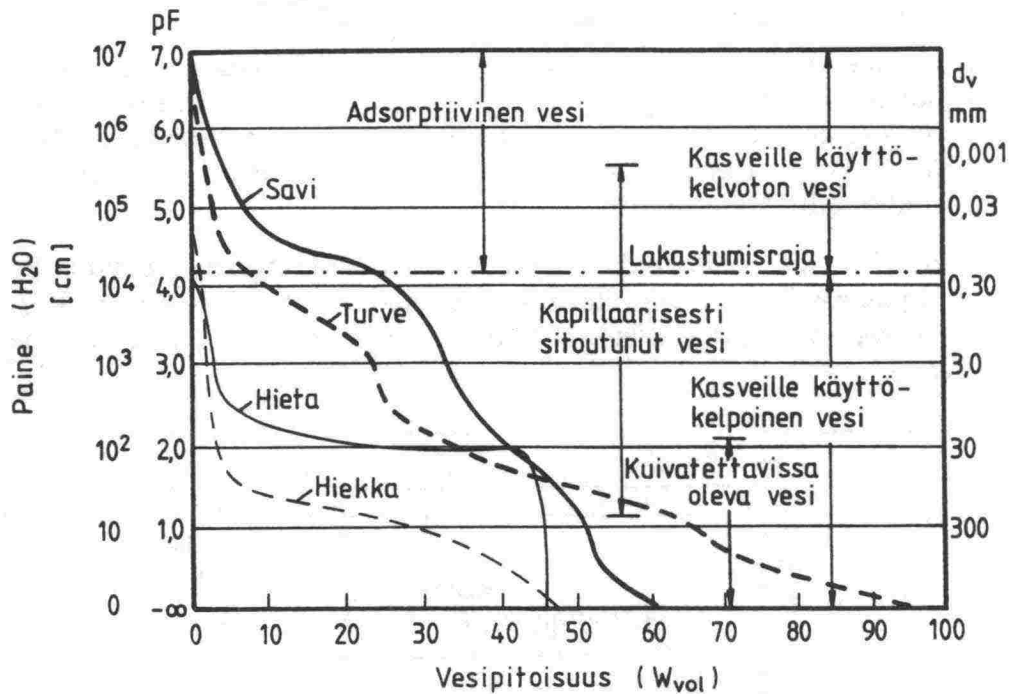
Maan kykyä sitoa vettä voidaan tarkastella vedenpidätyskäyrän avulla. Se kuvaa paineen ja maan vesipitoisuuden vuorosuhdetta. Vedenpidätyskäyrä määritetään kohdistamalla kyllästettyyn maanäytteeseen yli- tai alipaine (kuva 3).



Kuva 3: Vedenpidätyskäyrän määrittäminen pF-laitteistolla.

Painetta kasvatettaessa maanäytteestä poistuu vettä. Kun painetta kasvatetaan ns. ilman sisääntulopisteeseen (air intrusion value), suurimmat huokokset tyhjenevät. Painetta edelleen lisättäessä yhä pienemmät huokokset luovuttavat vettä. Vedenpidätyskäyrä piirretään yleensä koordinaatistoon, jonka vaaka-akselina on tilavuusvesipitoisuus ja pystyakselina paine (ali- tai ylipaine), jonka suuruus ilmoitetaan vesipatsaan korkeutena (cm). Kun imu on ilmaistu kymmenkantaisena logaritmina vesipatsaan korkeudesta (cm), saadaan ns. pF-luku. Esim. $pF = 3$ tarkoittaa imua, jonka suuruus vesipatsaan korkeutena ilmaistuna on 1000 cm (10^3 cm). Tilavuusvesipitoisuus, jonka maa pidättää tällä alipaineella, saadaan vedenpidätyskäyrän avulla. Kuvassa 4 on esitetty eräiden maalajien vedenpidätyskäyriä sekä veden sitoutumiseen liittyviä eräitä keskeisiä kosteusrajoja. Veden potentiaali esitetään usein myös SI-järjestelmän yksiköissä J/kg.

Kuvaan 4 on piirretty myös huokosputken halkaisijaa kuvaava asteikko olettaen, että kapillaarivoimat ovat tasapainossa imuvoiman kanssa ja kapillaarisen nousukorkeuden huokoshalkaisijan välillä vallitsee yhteys $h_c = 30/d_v$. Vedenpidätyskäyrän avulla voidaan näin ollen arvioida myös maan huokoskokojakaumaa.



Kuva 4: Eräiden maalajien vedenpidätyskäyriä.

Routatutkimuksessa vedenpidätyskäyrää on käytetty mm. seuraavien ominaisuuksien arvioimiseen:

- vesipitoisuuden ja painepotentiaalin välinen matemaattinen riippuvuus
- sulan veden määrä osittain jäätyneessä maassa
- osittain kyllästyneen maan vedenjohtavuus
- osittain jäätyneen maan vedenjohtavuus

- osittain jäätyneen maan sulan vesipitoisuuden ja huokospaineen välinen riippuvuus.

Tilavuusvesipitoisuuden ja matriisipotentialin välistä riippuvuutta on hydrodynaamisissa malleissa kuvattu useilla empiirisillä yhtälöillä.

Ruotsalaisessa Janssonin ja Haldinin (1979) kehittämässä Soil-mallissa käytetään Brooks & Coreyn (1964) esittämää seuraavaa yhtälöä:

$$S_e = (\psi/\psi_a)^{-\lambda} \quad (1)$$

| | | |
|-------|-----------|--|
| missä | S_e | on tehokas kyllästyminen |
| | ψ | matriisipotentiali |
| | ψ_a | ilman sisääntulopistettä vastaava potentiali |
| | λ | huokoskokojakaumaindeksi |

Tehokas kyllästyminen lasketaan yhtälön (2) avulla.

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{p - \theta_r} \quad (2)$$

| | | |
|-------|------------|--------------------------|
| missä | θ | on tilavuusvesipitoisuus |
| | p | huokoisuus |
| | θ_r | jäännöskosteus |

Probe-mallissa (Probe manual 1984) käytetään seuraavaa vuorosuhdetta:

$$M(\theta) = M_{sat}(\theta/\theta_k)^{-b} \quad (3)$$

| | | |
|-------|------------|-------------------------------------|
| missä | θ | tilavuusvesipitoisuus |
| | θ_k | kyllästyskosteus (til. %) |
| | M_{sat} | matriisipotentiali kyllästystilassa |
| | b | maalajista riippuva soviteparametri |

Guymon et al. (1980) käyttää routamallissa Gardnerin (1958) esittämää yhtälöä tilavuusvesipitoisuuden ja veden potentialin välillä (hydraulic head, pore water tension)

$$\theta = \frac{\theta_o}{A|u|^n + 1} \quad (4)$$

| | | |
|-------|------------|--|
| missä | θ | tilavuusvesipitoisuus |
| | u | huokosvedenpaine (hydraulic head, pore water pressure, pore water tension) |
| | θ_0 | huokoisuus |
| | A ja n | kertoimia |

Yhtälön kertoimet määritetään laboratoriokokeiden avulla.

Veden diffuusiokerroin tarkoittaa yhteyttä vedenjohtavuuden ja potentiaalilin välillä joko vesipitoisuuden tai lämpötilan funktiona. Veden diffuusio-kerrointa on käytetty useissa malleissa (mm. Taylor & Luthin 1978, Fukuda et al. 1985, Probe-malli).

2.3 Jäätymättömän veden määrä jäätyneessä maassa

Kun lämpötila laskee maaperässä 0-asteen alapuolella, alkaa osa vedestä jäätyä ja muodostaa jäätä. Koko vesimäärä ei kuitenkaan jäädy kokonaan samassa lämpötilassa, vaan jäätyminen riippuu voimakkaasti lämpötilasta. Osa vedestä on lisäksi niin voimakkaasti sitoutunutta, ettei siinä tapahdu lämpötilan laskiessa olomuodonmuutosta eikä myöskään vapaudu lämpöä. Routimisilmiossa jäätymätön vesikerros toimii vettäjohtavana kerroksena, jonka kautta vesi virtaa kasvavaan jäälinssiin. Tämän vesikerroksen olemassaolo on edellytys routimiselle. Jäätymättömänä pysyvän vesikerroksen merkitys routimistapahtuman keskeisimpänä tekijänä onkin yleisesti hyväksytty. Tämän vuoksi jäätymättömän veden määrään liittyvä perustutkimus on ollut runsasta etenkin 1980-luvulla.

Jäätymättömän veden määrä jäätyneessä maassa riippuu voimakkaasti olosuhdetekijöistä kuten lämpötilasta ja paineesta sekä useista maan fysikaalis-kemiallisista ominaisuuksista. Lämpötila on kuitenkin merkittävin tekijä jäätymättömänä pysyvän veden määrässä. Neresovan ja Tsytovinin (1963) mukaan maalajiominaisuuksista merkittävimmin vaikuttavat jäätymättömän veden määrään ominaispinta-ala, kemiallinen ja mineraloginen koostumus, vaihtuvien kationien määrä ja liuenneet yhdisteet. Sen sijaan Andersonin ja Ticen (1972) mukaan merkittävimmät tekijät ovat ominaispinta-ala, lämpötila, kuormitus ja liuoksen osmoottinen potentiaali. Muita vaikuttavia tekijöitä ovat mm. huokosrakenne, pintavaraustiheys ja vaihtokykyisten ionien laatu. Myös huokosveden suolapitoisuus (Tice et al. 1984) ja kokonaisvesipitoisuus vaikuttavat jäätymättömän veden määrään (Tice et al. 1978).

Jäätymättömän veden määrää jäätyneessä maassa on määritetty useilla eri menetelmillä. Sitä on mitattu erilaisilla kalorimetrisillä menetelmillä kuten adiabaattisella kalorimetrillä (Neresova & Tsytovin 1963), isoteremisellä kalorimetrillä (Anderson & Tice 1972 ja 1973) sekä differentiaalisella scanning kalorimetrillä (Oliphant & Tice 1982, Horiguchi 1985). Ydinmagneettisen resonanssimenetelmän (Nuclear Magnetic Resonance NMR) avulla jäätymättömän veden määrää ovat mitanneet mm. Tice et al. (1978, 1982, 1984), Kvlividze et al. (1978), Kujala (1989), dielektrisyysvakion määrittämiseen perustuvalla TDR-menetelmällä (Time Domain Reflectometry) Paterson et al. (1980), Hayhoe et al. (1983), Smith & Patteron (1980), Stein

(1985), dilatometrillä Bouyoucos (1917), DTA-menetelmällä (low temperature differential thermal analysis) Anderson ja Tice (1971), röntgendiffraktioanalyysin avulla Anderson ja Hoekstra (1965) sekä vedenpidätyskäyrän avulla Williams (1964). Nykyisin yleisimmin käytettyjä menetelmiä ovat NMR- ja TDR-menetelmät. Jäätymättömän veden määrittäminen TDR-menetelmällä perustuu dielektrisyysvakion eroihin jään ja veden välillä. TDR-menetelmällä voidaan määrittää jäätymättömän veden määrä myös in situ. Eri menetelmiin liittyviä etuja ja rajoituksia ovat käsitelleet mm. Anderson ja Morgenstern (1973), Anderson ja Tice (1973) sekä Anderson et al. (1978).

Jäätymättömän veden määrän laskemiseksi on esitetty useita kokeellisia lämpötilasta riippuvia yhtälöitä. Dillion ja Andersland (1966) mukaan jäätymättömän veden määrä lämpötilan funktiona voidaan laskea ominaispinta-alan, aktiivisuusluvun (activity ratio) ja paisuvien savimineraalien määrän perusteella. Anderson ja Tice (1972) esittivät empiirisen yhtälön (5) jäätymättömän veden määrän laskemiseksi ominaispinta-alan avulla lämpötilan funktiona. Yhtälössä esitetty ominaispinta-ala kuvaa sekä ulkoista että sisäistä ominaispinta-alaa.

$$\ln \theta_u = 0.2618 + 0.5519 * \ln S - 1,449 * S^{-2.264} * \ln T \quad (5)$$

| | | |
|-------|------------|--------------------------------------|
| missä | θ_u | on jäätymättömän veden määrä |
| | S | ominaispinta-ala (m ² /g) |
| | T | lämpötila |

Horiguchi (1985) esitti kokeellisen ominaispinta-alaan perustuvan eksponenttifunktion jäätymättömän vesimäärän laskemiseksi. Jäätymättömän veden määrää lämpötilan funktiona voidaan approksimoida myös Weibullin eloonjäämiskäyrän avulla (Kujala 1989).

Jäätymättömän veden määrää lämpötilan funktiona on arvioitu myös pF-käyrän avulla (esim. Karvonen 1986). Jäätymispisteen alenema voidaan laskea Clausius-Clapeyronin yhtälön avulla, kun jäänpaineen oletetaan olevan nolla. Tällöin saadaan Clausius-Clapeyronin yhtälöstä suoraan jäätymispisteen alenema huokosveden paineen funktiona, kun huokosveden paine ilmoitetaan maaperän vesipotentiaalina (matriisipotentiaalina) määritettynä pF-käyrän avulla. Kun maan vedenpidätyskäyrä tunnetaan, jäätymättömän veden määrän ja maaperän negatiivisen lämpötilan välinen riippuvuus saadaan yhtälön (6) avulla, kun matriisipotentiaali on ilmoitettu senttimetreinä.

$$T = \psi/12200 \quad (6)$$

| | | |
|-------|--------|--------------------------|
| missä | T | on lämpötila (°C) |
| | ψ | matriisipotentiaali (cm) |

Jäätymättömän veden määrä lämpötilan funktiona voidaan laskea myös Soil-mallissa esitetyn energiatarkastelun avulla.

2.4 Vedenjohtavuus

2.4.1 Osittain kyllästyneen maan vedenjohtavuus

Kyllästetyn maan vedenjohtavuus (vedenläpäisevyys) määritetään geotekniikassa joko vakiopaine- tai muuttuvapainemenetelmällä. Kun maa on osittain vedellä kyllästetty, pienenee vedenjohtavuus merkittävästi. Koska maan routiminen kausittaisen roudan osalta tapahtuu yleensä osittain kyllästetyssä tilassa, tulee myös kyllästystila ottaa huomioon vedenjohtavuuden määrittämisessä. Osittain kyllästyneen maan vedenjohtavuutta on routamalleissa arvioitu yleensä kyllästyneen maan vedenläpäisevyyden ja vedenpidätyskäyrän avulla.

Kyllästymättömän maan veden johtavuus lasketaan Soil-mallissa Mualemmin (1976) yhtälön (7) avulla

$$k_w = k_{sat} * S_e^{n+2+2/\lambda} \quad (7)$$

| | | |
|-------|-----------|-------------------------------------|
| missä | k_{sat} | on kyllästyneen maan vedenjohtavuus |
| | S_e | tehokas kyllästymisen |
| | λ | huokoskokojakaumaindeksi |
| | n | parametri |

Probe-mallissa vedenjohtavuus määritetään vesipitoisuuden funktiona yhtälön (8) mukaisesti.

$$K(\theta) = K_S(\theta/\theta_S)^{2b+3} \quad (8)$$

| | | |
|-------|------------|--|
| missä | θ | tilavuusvesipitoisuus |
| | θ_S | kyllästyskosteus (til. %) |
| | K_S | hydraulinen johtavuus kyllästystilassa |
| | b | maan koostumuksesta riippuva parametri |

Veden johtavuuden ja huokospaineen välinen suhde lasketaan Guymonin et al. (1984) mukaan CRREL:in routamallissa seuraavan yhtälön avulla

$$K_H(u) = \frac{K_0}{A_k |u|^m + 1} \quad (9)$$

| | | |
|-------|--------------|--|
| missä | K_0 | on vedenjohtavuus kyllästyneessä tilassa |
| | u | huokospaine (hydraulic head, pore water tension) |
| | A_k ja m | maalajikertoimia |

Fukuda (1982) on määrittänyt kokeellisesti veden johtavuuden ja negatiivisen huokospaineen välisen vuorosuhteen. Pitkäaikaisten mittausten perusteella em. vuorosuhde voidaan esittää yhtälön (10) mukaisessa muodossa.

$$-\log(K) = A + B/\psi \quad (10)$$

| | | |
|-------|------------|---|
| missä | K | on vedenjohtavuus |
| | ψ | pF-käyrän mukainen negatiivinen huokosveden paine |
| | A ja B | vakioita |

Geotekniikassa osittain kyllästyneen maan vedenjohtavuus lasketaan yleensä Green ja Coreyn (1971) esittämällä vedenpidätyskäyrään perustuvalla yhtälöllä.

2.4.2 Osittain jäätyneen maan vedenjohtavuus

Koska osa vedestä pysyy sulana jäätyneessä maassa, johtaa se myös vettä. Täten osittain jäätnyt maakerros (frozen fringe) säätelee tehokkaasti veden virtausta jäälinsiiin. Routivilla maalajeilla on havaittu olevan merkittävää veden johtavuutta nolla-asteen alapuolissa lämpötiloissa. Jäätyneen maan vedenläpäisevyyttä on arvioitu sekä kokeellisesti että laskennallisesti. Kokeellisesti ensimmäisen kerran osittain jäätyneen maan veden läpäisevyyden määrittivät Burt ja Williams (1976) isotermisissä olosuhteissa. Lämpötilavälillä 0...-0,6 °C saven ja siltin vedenläpäisevyys pieneni eksponentiaalisesti (10^{-7} ... 10^{-11} m/s).

Horiguchin ja Millerin (1983) mukaan vedenläpäisevyys pieneni sulan maan arvosta 10^{-8} m/s arvoon 10^{-12} ... 10^{-13} m/s lämpötilassa -0,3 °C. Tällöin vedenläpäisevyyttä voidaan arvioida yhtälön (11) avulla.

$$k = \begin{cases} 3,072 * 10^{-11} e^{13,438T} & -0,3^{\circ}\text{C} < T < T_f & (11a) \\ 5,453 * 10^{-13} & T < -0,3^{\circ}\text{C} & (11b) \end{cases}$$

Kokeellisesti jäätyneen maan vedenläpäisevyyttä on mitattu myös useissa muissa tutkimuksissa (Loch & Kay 1978, Kane & Stein 1983, Nakano et al. 1982, Yoneyama et al. 1983 ja Smith 1985).

Guymon et al. (1980) käyttää mallissa yhtälön (12) mukaista vuorosuhdetta osittain jäätyneen maan vedenläpäisevyyden laskemiseksi.

$$K = K_H * 10^{-E\theta_i} \quad (12)$$

missä K_H on sulan maan vedenjohtavuus
 E kalibrointikerroin
 θ_i jään tilavuusosuus

E voidaan määrittää sovittamalla lasketut arvot mitattuihin arvoihin.

Myös Soil-mallissa (Jansson & Halldin 1979) käytetään vastaavaa yhtälöä osittain jäätyneen maan veden johtavuuden laskemiseksi.

Ishizaki ja Nishio (1988) esittivät osittain jäätyneen maan vedenjohtavuuden riippuvan jäätymättömän veden määrästä yhtälön (13) mukaisesti

$$k(N_u) = k_o(N_u/N)^5 \quad (13)$$

missä N_u on lämpötilasta riippuva jäätymättömän veden määrä
 N huokoisuus
 k_o kyllästyneen maan vedenjohtavuus

Padilla ja Villeneuve (1992) käyttävät routamallissa jäätyneen maan vedenläpäisevyytenä vastaavan vesipitoisuuden omaavan sulan maan vedenläpäisevyyttä.

Laskennallisesti Ohrai ja Yamamoto (1985) havaitsivat saven vedenjohtavuuden vaihtelevan $2 \cdot 10^{-13}$:sta $1,5 \cdot 10^{-14}$:een m/s lämpötilan muuttuessa $-1,5$:sta $-2,2$:een °C. Ishizakin (1985) mukaan siltin vedenjohtavuus pieneni 10^{-11} :sta 10^{-15} :een m/s lämpötilavälillä $-0,5 \dots -10$ °C.

Nixon (1987) esitti yhteenvetona kirjallisuudessa esitetyistä jäätyneen maan vedenjohtavuuksista, että hienorakeisilla maalajeilla vedenjohtavuus on lämpötilassa $-0,1$ °C suuruusluokaltaan $10^{-10} \dots 10^{-11}$ m/s ja lämpötilassa -1 °C suuruusluokaltaan $10^{-15} \dots 10^{-16}$ m/s.

3 LÄMPÖTEKNISET OMINAISUUDET

3.1 Lämpökapasiteetti

Routaan liittyvissä laskelmissa yleisimmät lämpötekniset ominaisuudet ovat lämpökapasiteetti, lämmönjohtavuus, lämmön diffusiviteetti ja olomuodonmuutoslämpö. Lämpökapasiteetilla tarkoitetaan energiamäärää, joka tarvitaan nostamaan maan yksikkötilavuuden lämpötilaa yhden asteen (Celsius tai Kelvin) verran. Ominaislämpökapasiteetilla tarkoitetaan lämpökapasiteettia jaettuna materiaalin tiheydellä. Tilavuuslämpökapasiteetin ja ominaislämpökapasiteetin välillä vallitsee vuorosuhde

$$C = \rho * c \quad (14)$$

missä C on tilavuuslämpökapasiteetti
 ρ tiheys
 c ominaislämpökapasiteetti

Koska maa koostuu useista eri olomuodoissa olevista fraktioista, voidaan tilavuuslämpökapasiteetti laskea ottamalla huomioon eri olomuotojen osuudet joko paino- tai tilavuusosina.

Tilavuusosuuksia käytettäessä sulan maan lämpökapasiteetti lasketaan yleensä De Vriesin (1952) yhtälön (15) mukaisesti

$$C = 0,84 * 10^3 V_m + 1,88 * 10^3 V_o + 4,186 * 10^3 V_w \quad (15)$$

missä V_m on mineraaliaineksen tilavuusosuus
 V_o orgaanisen aineksen tilavuusosuus
 V_w veden tilavuusosuus

Osittain jäätyneessä maassa lämpökapasiteetti muuttuu jääpitoisuuden kasvaessa ja on täten voimakkaasti lämpötilariippuva. Lämpökapasiteetti voidaan tällöin laskea yhtälön (16) avulla.

$$C = C_s + C_{is}(w - w_u) + C_u w_u + (1/\Delta T) * \int_{T_1}^{T_2} L \frac{\partial w_u}{\partial T} dT \quad (16)$$

missä C on jäätyneen maan lämpökapasiteetti
 C_s maa-aineksen lämpökapasiteetti
 C_{is} jään lämpökapasiteetti
 C_u jäätymättömän veden lämpökapasiteetti

| | |
|-------|---------------------------|
| w | kokonaisvesipitoisuus |
| w_u | jäätymättömän veden määrä |
| T | lämpötila |
| L | olomuodonmuutoslämpö |

3.2 Olomuodonmuutoslämpö

Olomuodonmuutoslämmöllä tarkoitetaan olomuodonmuutoksessa vapautuvaa tai sitoutuvaa tilavuusyksikköä kohden laskettua lämpömäärää. Olomuodonmuutoslämpö lasketaan yhtälön (17) avulla

$$L_s = (w_t - w_u)\rho_d * I_w \quad (17)$$

| | | |
|-------|-------|---------------------------|
| missä | L_s | on olomuodonmuutoslämpö |
| | I_w | veden jäätymislämpö |
| | w_t | kokonaisvesipitoisuus |
| | w_u | jäätymättömän veden määrä |

3.3 Lämmönjohtavuus

Aineen lämmönjohtavuus on fysikaalinen ominaisuus, joka kuvaa aineen kykyä johtaa lämpöä. Lämmönjohtavuudella tarkoitetaan yksikkölämpötilagradientin johdosta yksikköpinta-alan kautta kulkevaa lämpövirran suuruutta. Lämmönjohtavuus on lämpötilan ja paikan funktio ja vaihtelee täten systeemin eri osissa lämpötilan muuttuessa. Lämmönjohtavuus termillä viittaa johtumalla tapahtuvaan lämmönsiirtymiseen. Maan lämmönjohtavuus riippuu useista eri ominaisuuksista, joista tärkeimpiä ovat lämpötila, kosteuspitoisuus, tiiviys, raekoostumus, mineraloginen koostumus ja kyllästystila.

Lämmönjohtavuuden määrittämiseksi on esitetty useita empiirisiä yhtälöitä. Yleisimmin käytettyjä yhtälöitä ovat Kerstenin (1949), De Vriesin (1963) ja Johansenin (1975) esittämät menetelmät. Kerstenin sulan ja jäätyneen maan lämmönjohtavuusyhtälöissä otetaan huomioon raekoon lisäksi kuivairtitiheys, vesipitoisuus ja kyllästysaste. Kerstenin yhtälöt on esitetty myös graafisessa muodossa. De Vriesin yhtälöissä otetaan huomioon maan eri olomuotojen tilavuusosuudet ja niiden lämmönjohtavuudet. Johansenin esittämät yhtälöt perustuvat pääasiassa Kerstenin yhtälöihin.

Muita lämmönjohtavuuden määrittämissyhtälöitä ovat esittäneet mm. Mickley (1951), Kunnii ja Smith (1960), Woodside ja Messmer (1961) sekä Sanger (1968).

Lämmönjohtavuus voidaan määrittää myös kokeellisesti joko laboratorioissa tai maastossa. Maamateriaalin lämmönjohtavuuden määrittäminen voidaan suorittaa stationääritilassa lämpötilaerojen aiheuttaman lämpövirran avulla tai epästationääritilassa lämmönjohtosondin avulla. Tällöin erityisen

ongelmallista on lähellä 0-astetta olevan jäätyneen maan lämmönjohtavuuden tutkiminen, koska jään sulaessa lämpöä sitoutuu olomuodonmuutoksessa. Stationääritilaan perustuvissa lämmönjohtavuusmäärittämissä tapahtuu myös kosteuden siirtymistä. Ne ovat tämän vuoksi sopivia ainoastaan kuivien materiaalien tutkimiseen, joiden huokoisuus on pieni, sekä hienorakeisten maalajien lämmönjohtavuuden määrittämiseen alhaisissa lämpötiloissa, jolloin suurin osa kosteudesta on liikkumatonta jäätä. Kosteustilan muuttuminen voidaan eliminoida transientin tilan menetelmällä (lämmönjohtosondi), jolloin koeaika ei ole pitkä eikä lämpötilan nousu ole voimakas. Maksimilämpötilan nousu saisi olla enintään muutamia kymmenesosa-asteita (Fukuda 1988).

3.4 Diffusiviteetti

Epästationäärisessä tilanteessa lämpötilan muuttuminen ei riipu pelkästään lämmönjohtavuudesta vaan myös lämpökapasiteetista. Näiden suhteesta käytetään nimitystä lämmön diffusiviteetti

$$\alpha = k/c \quad (18)$$

Kun materiaalin diffusiviteetti on suuri, aiheuttaa lämpötilan muutos nopeasti muutoksen myös itse materiaalissa. Jäätyneen maan diffusiviteetti on suurempi kuin sulan maan, koska jäätyneen maan lämmönjohtavuus on suurempi kuin sulan maan ja jään lämpökapasiteetti on pienempi kuin veden. Jään diffusiviteetti on puolestaan noin 8-kertainen veden diffusiviteettiin nähden. Täten jäätyneessä maassa lämpötilamuutokset voivat tapahtua huomattavasti nopeammin kuin sulassa maassa. On huomattava, että materiaalilla saattaa olla kuitenkin lähes yhtäsuuri lämmön diffusiviteetti, vaikka lämmönjohtavuudet poikkeaisivat toisistaan.

4 MAAN JÄÄTYMISEN TERMODYNAAMINEN TARKASTELU

4.1 Gibbsin vapaa energia

Routimisilmiön yhteydessä maaperää voidaan tarkastella termodynaamisena systeeminä lämpötilan, paineen ja tilavuuden muutosten osalta. Kaksi eri olomuotoa ovat tasapainossa, kun niiden vapaa energia on yhtä suuri. Olomuodonmuutoksia voidaan tarkastella Gibbsin vapaan energian avulla.

Gibbsin vapaa energia määritellään yhtälön (19) avulla

$$G = H - T * S \quad (19)$$

missä H on entalpia eli lämpösisältö
 T lämpötila
 S entropia

Tätä funktiota kutsutaan myös vapaaksi entalpiaksi tai Gibbsin termodynaamiseksi potentiaaliksi. pVT-systeemissä on $H = E + pV$, joten yhtälö (20) saa muodon

$$G = E + p * V - T * S \quad (20)$$

missä E on vapaa energia
 p paine
 V tilavuus

Systeemin kutakin tilaa vastaa tietty energia (sisäenergia), joka riippuu tästä tilasta, mutta on riippumaton siitä, miten systeemi on ko. tilaan tullut. Sisäenergia on siis tilasuure.

Kun lämpötila ja paine on valittu riippumattomiksi muuttujiksi, voidaan Gibbsin vapaa energia esittää yhtälön (21) mukaisessa muodossa.

$$G = G(T, p) \quad (21a)$$

$$dG = (\partial G / \partial T)_p dT + (\partial G / \partial p)_T dp = -SdT + Vdp \quad (21b)$$

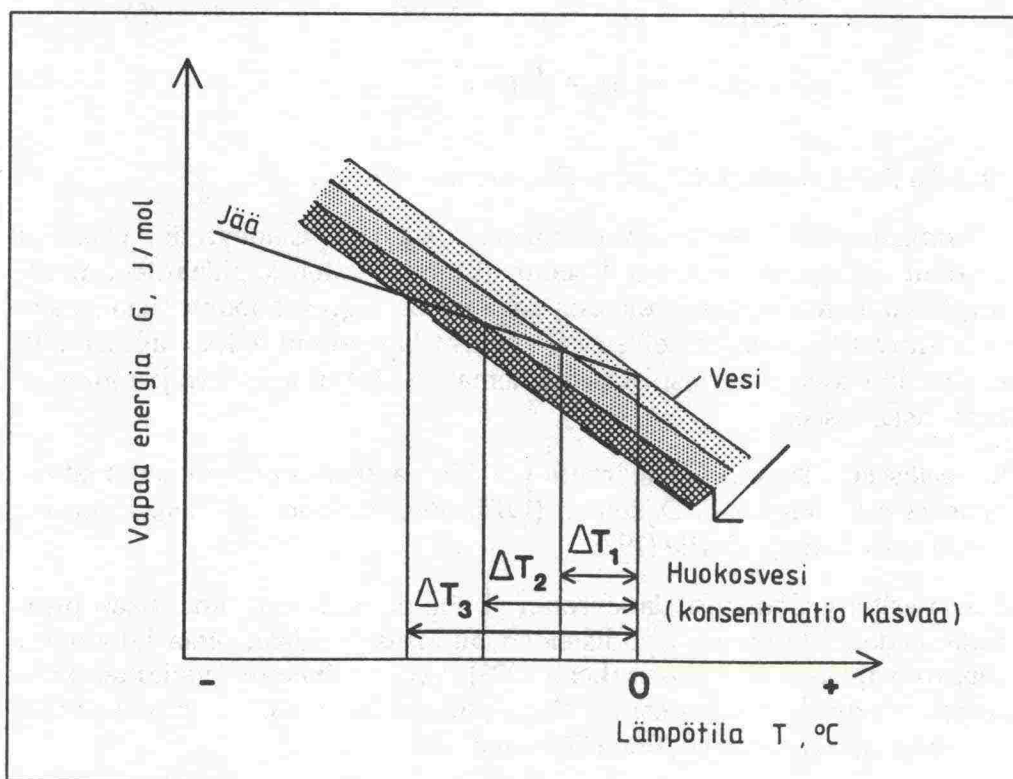
Tällöin $(\partial G / \partial T)_p = -S$ ja $(\partial G / \partial p)_T = V$

Faasinmuutoksessa entropiaero on yhtälön (22) mukainen

$$\Delta S = m * L/T \quad (22)$$

missä m on massa

Kun faasinmuutoslämpö poikkeaa nolasta ($L \neq 0$), faasinmuutokseen liittyy entropian muutos. Tämä merkitsee sitä, että $G(T)$ -käyrässä on taiteepiste faasinmuutuskohdassa (kuva 5).



Kuva 5: Veden vapaa energia lämpötilan funktiona.

4.2 Clausius-Clapeyronin yhtälö

Kaksi eri olomuotoa ovat tasapainossa silloin, kun niiden vapaa energia on yhtä suuri. Faasien välisessä tasapainossa veden vapaa energia on yhtä suuri kuin jään. Jää/vesi -systeemi voidaan esittää seuraavasti:

Jäätymispisteessä

$$\Delta G_i = \Delta G_w \quad (23a)$$

$$-S_i dT + V_i dp_i = -S_w dT + V_w dp_w \quad (23b)$$

$$V_w dp_w - V_i dp_i = -S_i dT + S_w dT = (S_w - S_i) dT \quad (23c)$$

Jos faasin muutoksen oletetaan tapahtuvan lämpötilassa T , olomuodonmuutoksessa vapautuva lämpö moolia kohti on yhtäsuuri kuin

$$L = (S_w - S_i) T \quad (24)$$

jäätymisessä $L > 0$

$$V_w dp_w - V_i dp_i = (S_w - S_i) dT \quad (25)$$

$$V_w dp_w - V_i dp_i = L dT / T \quad (26)$$

Yhtälöä (26) kutsutaan Clausius-Clapeyron yhtälöksi.

Routimisilmiöön liittyvissä tutkimuksissa Clausius-Clapeyronin yhtälöllä on ollut keskeinen merkitys. Useimmat teoriat kuten kapillaariteoria, adsorptiovoimateoria, osmoositeoria sekä myös segregatiopotentialikäsité pohjautuvat tai niitä on selitetty Clausius-Clapeyronin teorian avulla. Sitä käytetään veden jäätymispisteen aleneman, veden imupaineen ja routapaineen laskemiseen.

Kokeellisesti Clausius-Clapeyronin yhtälön paikkansa pitävyyden ovat todenneet mm. Vignes ja Dijkeman (1974), Biermans et al. (1978), Hoekstra (1969) sekä Radd ja Oertle (1973).

Edellä esitetty Clausius-Clapeyronin yhtälö on voimassa ainoastaan puhtaalle vedelle. Liukoisten yhdisteiden pitoisuus voidaan ottaa huomioon Gibbsin vapaassa energiassa (Loch 1979). Vedenpaineeseen vaikuttaa konsentraatioeroista johtuva osmoottinen paine. Clausius-Clapeyronin yhtälö esitetään tällöin myös yhtälön (27) muodossa

$$p_i / \rho_i - (p_w - \pi) / \rho_w = -L * (T - T_o) / T_o \quad (27)$$

Yleensä osmoottinen paine jätetään ottamatta huomioon.

Liukoisessa muodossa olevat ionit alentavat veden vapaan energian määrää. Maaperäsystemissä jään muodostuminen tapahtuu liukoisia yhdisteitä sisältävän veden jäätyessä. Koska liuennetta yhdisteitä sisältävällä vedellä on alempi vapaa energia kuin puhtaalla vedellä, on siitä muodostuneella jäällä myös erilainen vapaa energia kuin puhtaasta vedestä muodostuneella vedellä. Lämpötilan muuttuessa muuttuu myös vapaa energia ja jäällä se on täten alempi kuin liuoksella. Kuvan 5 mukaisesti nolla asteen alapuolella jään vapaa energia on alempi kuin liuoksen. Lämpötilaa, jossa neste jäätyy sanotaan jäätymispisteen alenemaksi. Jäätymispisteen alenema ei ole maaperäsystemissä kuitenkaan tietty vakiolämpötila, vaan jäätyminen tapahtuu laajalla lämpötilavälillä.

Lämpötilan laskiessa nolla asteen alapuolelle jäätyttömänä pysyvän veden vapaa energia on alempi kuin tavallisen veden. Vapaalla energialla on näin ollen gradientti jäätyneessä maassa. Keinosen (1974) mukaan routiminen aiheutuu jäätyneessä maassa vallitsevan energiagradientin seurauksena. Karkearakeinen maa ei roudi, koska siinä ei ole sellaista vettä, jonka vapaa energia poikkeaisi sanottavasti vapaan veden vapaasta energiasta. Tämän vuoksi ei synny routimista aiheuttavaa veden virtausta jäätyvään kerrokseen.

Clausius-Clapeyronin yhtälöä käytetään maaperäsystemissä yleisesti jään- ja vedenpaineen lämpötilariippuvuuden laskemiseen. Kun Clausius-Clapeyronin yhtälöön sijoitetaan arvot $\rho_w = 1000 \text{ kg/m}^3$, $\rho_i = 916,8 \text{ kg/m}^3$, $L = 3,336 \cdot 10^5 \text{ J/kg}$ ja $T_0 = 273,15 \text{ K}$ ja kun osmoottista painetta ei oteta huomioon, vedenpaine voidaan esittää muodossa:

$$dp_w = 1,091 * dp_i + 1,221 * dT \quad (28)$$

Tämä yhtälö kuvaa yleisessä muodossa huokosvedenpaineen riippuvuutta jäähän kohdistuvasta ulkoisesta paineesta ja lämpötilasta.

Jos oletetaan jään ja veden rajapinnassa olevan $dp_w = dp_i = dp$, yhtälö voidaan esittää muodossa

$$dT/dp = -0,0743 \quad [K/MPa] \quad (29)$$

Jos veden paine oletetaan $dp_w = 0$, saadaan

$$dT/dp_q = -0,89 \quad [K/MPa] \quad (30)$$

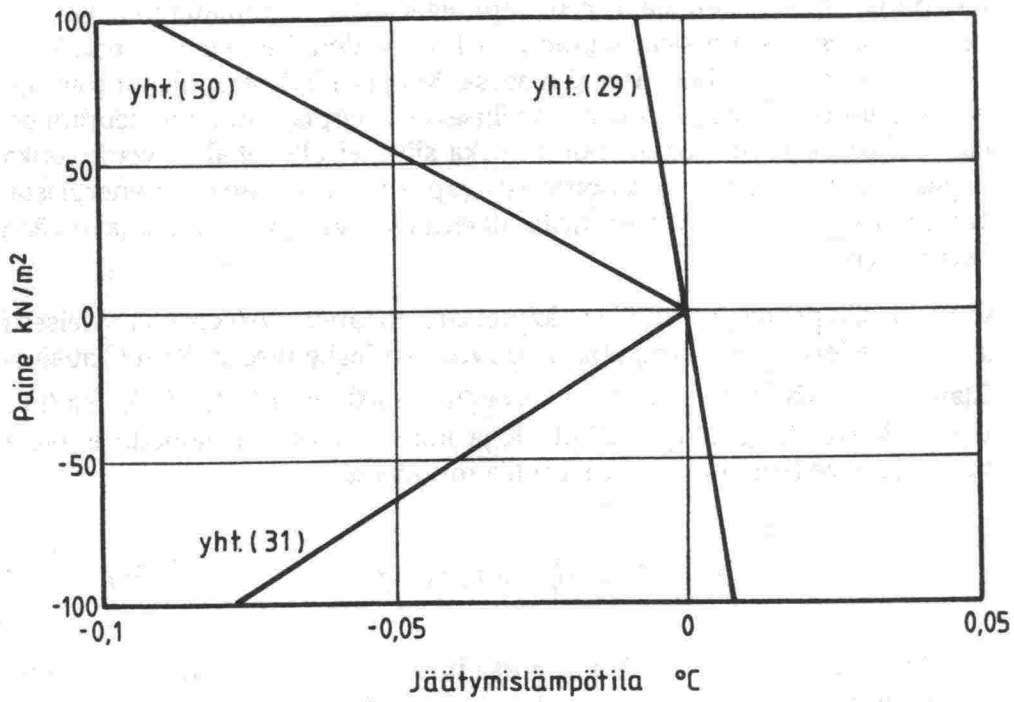
Jos jäänpaine on $dp_i = 0$, saadaan

$$dT/dp_w = 0,82 \quad [K/MPa] \quad (31)$$

Ja lopulta, jos $dT = 0$, yhtälö saa muodon

$$dp_w = 1,091 * dp_i \quad (32)$$

Kuvassa 6 on esitetty Clausius-Clapeyronin yhtälön mukaan lasketut jäänpaineen, vedenpaineen ja lämpötilan väliset riippuvuudet lämpötilan funktiona eri tapauksissa. Kuvan perusteella voidaan havaita, että jäänpaine ja veden alipaine muuttuvat voimakkaasti lämpötilan funktiona.



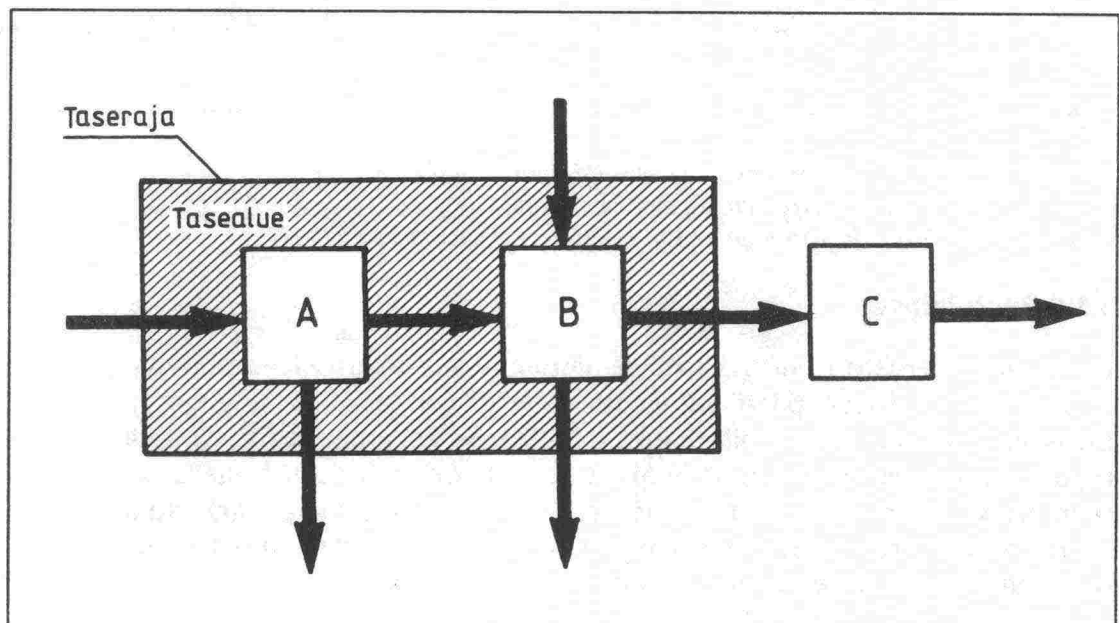
Kuva 6: Yhtälöiden 29, 30 ja 31 avulla laskettu paineen muutos lämpötilan funktiona.

5 LÄMMÖN JA MASSAN SIIRTYMINEN

5.1 Taseyhtälöt

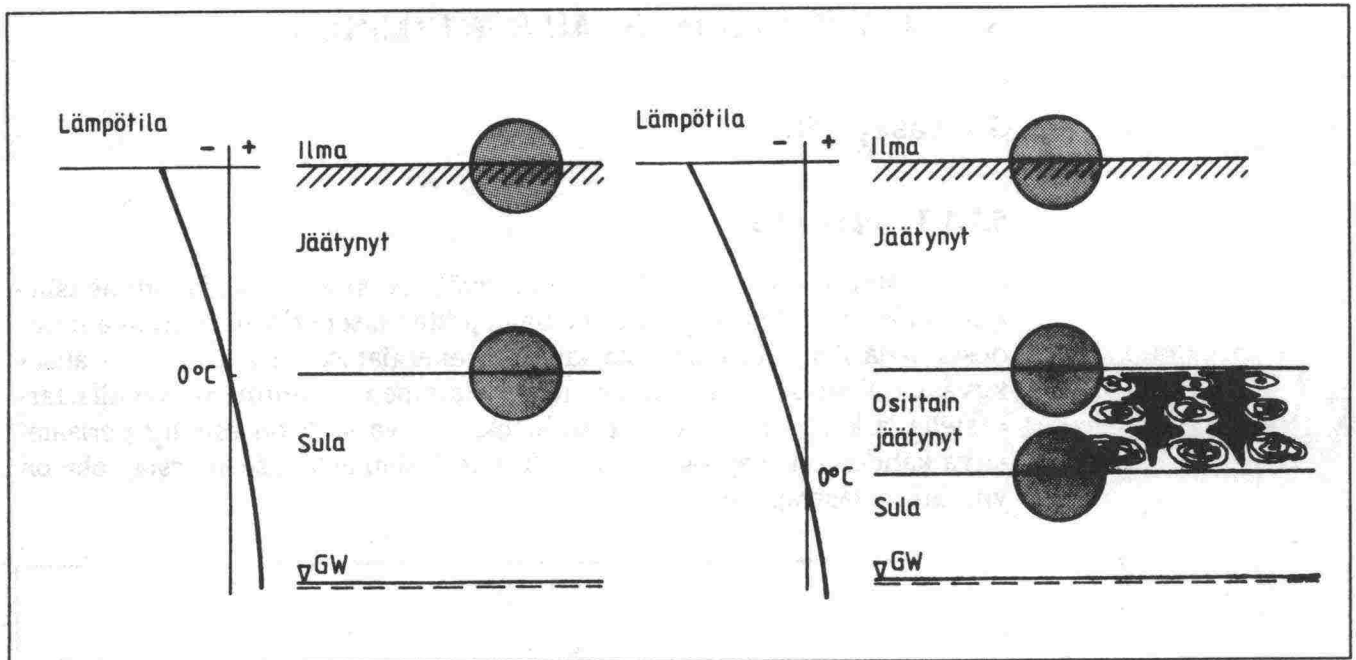
5.1.1 Taseperiaate

Maan jäätymis- ja routimisilmiöön liittyvät veden virtausta ja lämmönsiirtymistä kuvaavat perusyhtälöt voidaan johtaa taseperiaatteen avulla muodostamalla lämmönsiirtymistä kuvaava energiatase sekä veden virtausta kuvaava ainetase. Taseyhtälön muodostaminen tapahtuu rajaamalla tarkasteltava kohde taserajoilla tasealueeksi. Kuvassa 7 on esitetty periaatekuva kahden eri osaprosessin A ja B muodostamasta tasealueesta, joka on ympäröity taserajalla.



Kuva 7: Tasealueen rajaaminen.

Tasealue voi olla differentiaalisen pienen tilavuuden dV (kontrollitilavuus) tai esimerkiksi koko prosessi. Routimisilmiön yhteydessä käytetään yleensä yksidimensionaalista esitystapaa, jolloin käytettyjä taserajoja ovat jäätyneen ja sulan kerroksen välinen raja, osittain jäätyneen kerroksen ylä- ja alaraja sekä maan pinnan ja ilman välinen raja (kuva 8).



Kuva 8: Routivan maapohjan tasealueen rajaaminen.
a) Taseraja jäätyneen ja sulan maan välillä.
b) Taseraja jäätyneen, osittain jäätyneen ja sulan maan välillä.

5.1.2 Energiatase

Energiatase perustuu energian häviämättömyyden lakiin eli termodynamiikan ensimmäiseen pääsääntöön (the law of conservation of energy). Energiaa ei voida luoda tyhjästä eikä hävittää. Se voi ainoastaan muuttua muodosta toiseen. Energian säilymisen periaatetta voidaan tarkastella rajaamalla kohde taserajoilla tasealueeksi, jonka suhteen energiataarkastelu suoritetaan. Energian häviämättömyyden laki voidaan esittää kuvan 9a periaatteen mukaisesti seuraavassa muodossa:

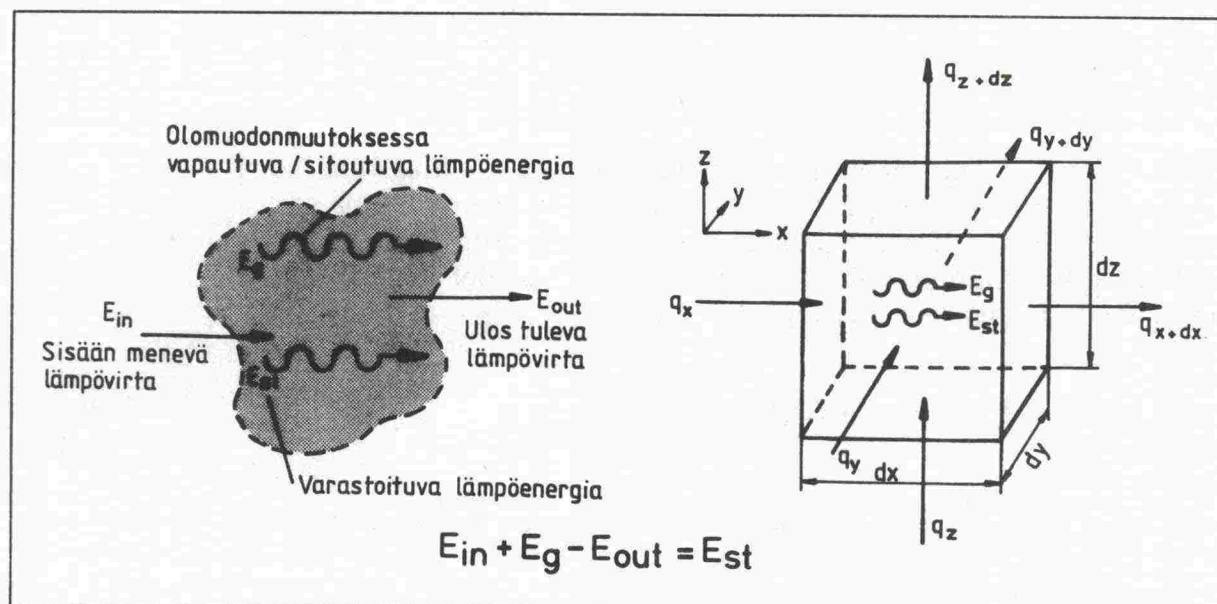
$$E_{in} + E_g - E_{out} = E_{st} \quad (33)$$

missä

| | |
|-----------|---|
| E_{in} | on tilavuusalkion sisään menevä energia |
| E_g | tilavuusalkion sisällä tapahtuva energian kehitys |
| E_{out} | tilavuusalkiosta ulostuleva energia |
| E_{st} | tilavuusalkioon varastoituva energia |

Kun tarkastelu suoritetaan yksikkötilavuusalkion avulla (kuva 9b), tilavuusalkion sisään menevä lämpövirta muodostuu tasoja vastaan kohtisuorista lämpövirtakomponenteista seuraavasti:

$$E_{in} = q_x + q_y + q_z \quad (34)$$



Kuva 9: Energian säilyminen tasealueessa.
a) Energiataseen muodostaminen.
b) Tasealueen yksikkötilavuus.

Tilavuusalkion sisällä tapahtuvan lämpövirran muutoksen johdosta tilavuusalkiosta ulostuleva lämpövirta voidaan esittää seuraavasti:

$$q_{x+dx} = q_x + \frac{\partial q_x}{\partial x} dx \quad (35a)$$

$$q_{y+dy} = q_y + \frac{\partial q_y}{\partial y} dy \quad (35b)$$

$$q_{z+dz} = q_z + \frac{\partial q_z}{\partial z} dz \quad (35c)$$

Edellä olevien yhtälöiden mukaisesti alkion sisällä differentiaalisessa tilavuusalkiossa tapahtuva lämpövirran muutos on yhtäsuuri kuin alkion sisään menevä lämpövirta lisättynä alkion sisällä tapahtuvalla differentiaalisella muutoksella. Alkiosta ulostuleva lämpövirta voidaan täten esittää muodossa:

$$E_{out} = q_{x+dx} + q_{y+dy} + q_{z+dz} \quad (36)$$

Tilavuusalkion sisällä tapahtuva sisäinen energia (faasinmuutos) kehitys voidaan esittää muodossa:

$$E_g = q dx dy dz \quad (37)$$

missä q on yksikkötilavuudessa tapahtuva energian kehitysnopeus.

Tilavuusalkion sisällä tapahtuu myös energian varastoitumista tai luovutusta. Tilavuusalkion lämpötilan noustessa energiaa varastoituu ja vastavasti lämpötilan laskiessa tapahtuu energian luovutusta. Energian varastoitumiskyky riippuu väliaineen lämpökapasiteetista. Energian varastoitumista voidaan kuvata seuraavan yhtälön avulla:

$$E_{st} = \rho * c * (\partial T / \partial t) * dx dy dz \quad (38)$$

missä $\rho * c * (\partial T / \partial t)$ on energian sisäinen varastoitumisnopeus.

Laskemalla yhtälöt (34), (36), (37) ja (38) yhteen saadaan lämmön siirtymistä kuvaava yleinen yhtälö (39).

$$-\frac{\partial q_x}{\partial x} dx - \frac{\partial q_y}{\partial y} dy - \frac{\partial q_z}{\partial z} dz + q dx dy dz = \rho c \frac{\partial T}{\partial t} dx dy dz \quad (39)$$

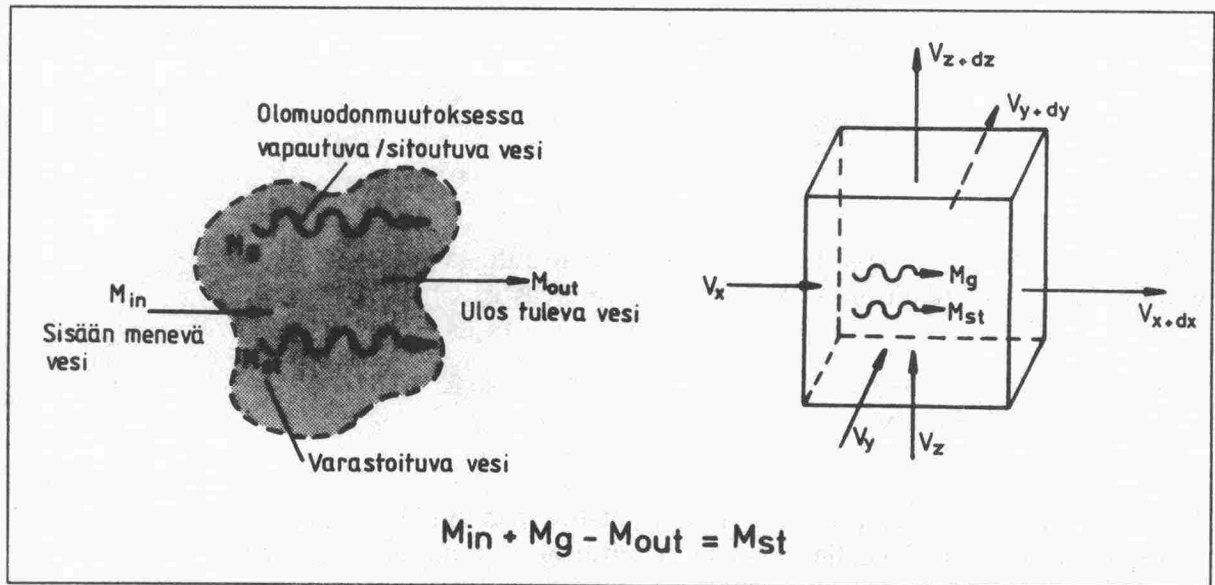
Yhtälön (39) mukaan rajapinnan kautta pois siirtyvä energia vähennettynä rajapinnan kautta sisään siirtyvällä energialla on yhtäsuuri kuin rajapinnan sisällä varastoituva energia. Jos rajapinnan kautta poistuu suurempi energiamäärä kuin menee sisään, energiatila pienenee. Jos energiatila tasealueessa muuttuu tarkasteluajana, on tila epästationääri eli muuttuva. Vastaavasti, jos energiamäärä tasealueessa ei muutu, tilaa kutsutaan stationääriksi eli pysyväksi (steady state). Tällöin rajapinnasta ulos tuleva energia on yhtä suuri kuin rajapinnan kautta sisään menevä energia.

5.1.3 Ainetase

Ainetase perustuu aineen häviämättömyyden lakiin, jonka mukaan ainetta ei voida luoda tyhjästä eikä hävittää. Routimisilmiössä ainetaseella voidaan tarkastella jäätyvään kerroksen virtaavaa vesisysteemiä. Ainetaseen muodostamiseksi tarkastellaan kuvan 10 mukaista systeemiä. Aineen säilyminen voidaan kirjoittaa kuten energiataseessakin yhtälön (40) muotoon.

$$M_{in} + M_g - M_{out} = M_{st} \quad (40)$$

missä M_{in} on sisään virrannut vesimäärä
 M_g häviötermi
 M_{out} ulosvirrannut vesimäärä
 M_{st} vesimäärän muutos ajan funktiona



Kuva 10: Massan säilyminen tasealueessa.
a) Massataseen muodostaminen.
b) Tasealueen yksikkötilavuus.

Tarkastelu voidaan suorittaa kuten energiataseessakin tilavuusalkion avulla. Tilavuusalkioon pinnan kautta tuleva virtaama on yhtälön (41) avulla esitettyinä

$$M_{in} = v_x + v_y + v_z \quad (41)$$

ja poistuvat virtaamat vastaavasti

$$M_{out} = v_{x+dx} + v_{y+dy} + v_{z+dz} \quad (42)$$

Yhtälössä (42) tilavuusalkion sisällä virtauskomponenteissa tapahtuvat muutokset ovat

$$v_{x+dx} = v_x + \frac{\partial v_x}{\partial x} dx \quad (43a)$$

$$v_{y+dy} = v_y + \frac{\partial v_y}{\partial y} dy \quad (43b)$$

$$v_{z+dz} = v_z + \frac{\partial v_z}{\partial z} dz \quad (43c)$$

Tilavuusalkion sisällä voi tapahtua veden määrän muuttumista (häviötermi) esim. veden olomuodonmuutoksen seurauksena. Veden jäätyksen seurauksena vesimäärä pienenee, jolloin muutosta voidaan kuvata

tilavuusyksikköä kohti yhtälön (44) avulla.

$$M_g = -\frac{\rho_i}{\rho_w} \frac{\partial \theta_i}{\partial t} \quad (44)$$

Tilavuusalkion sisällä tapahtuvaa vesimäärän muutosta voidaan kuvata yhtälön (45) avulla tilavuusyksikköä kohti seuraavasti:

$$M_{st} = \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (45)$$

Laskemalla massataseen mukaiset yhtälöt yhteen, saadaan yhtälö (46), jonka avulla voidaan tarkastella vesimäärän muutoksia maapohjan jäätyneen osalta.

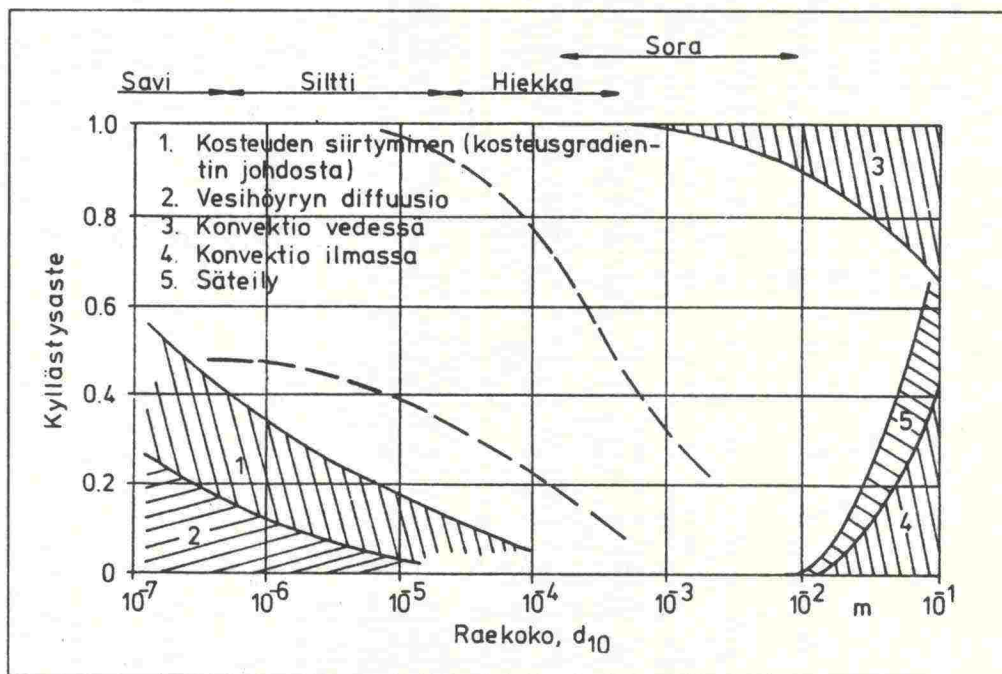
$$-\frac{\partial v_x}{\partial x} dx - \frac{\partial v_y}{\partial y} dy - \frac{\partial v_z}{\partial z} dz - \frac{\rho_i}{\rho_w} \frac{\partial \theta_i}{\partial t} = \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (46)$$

Yhtälön mukaisesti tilavuusalkioon tulevan ja poistuvan vedenvirtauksen erotus lisättynä (vähennettynä) tilavuusalkiossa tapahtuvalla vesimäärän muutoksella tulee olla yhtäsuuri kuin tilavuusalkion varastoima (luovuttama) vesimäärä.

5.2 Lämmönsiirtymismuodot

5.2.1 Lämmön siirtyminen johtumalla

Lämmön siirtyminen on lämpötilaeroista aiheutuvaa energian siirtymistä. Lämpö siirtyy maaperän huokosraakenteessa pääasiassa johtumalla, konvektiolla ja lämpösäteilynä. Lämmön siirtymismuodot ovat maaperässä yleensä yhdistyneinä. Lämmön siirtymisilmiöiden tarkastelu suoritetaan mikroskooppisen rae- ja huokosrakenteen mittakaavan sijasta makroskooppisina tapahtumina. Johtuminen on pääasiällisin muoto maaperäsystemissä. Johtuminen tapahtuu molekyylien keskinäisten törmäysten välityksellä liike-energian siirtyessä molekyylistä toiseen ilman aineen siirtoa. Lämmön johtuminen on täysin analogista sähkön johtumisen kanssa ja analogisia käsitteitä ja laskumenetelmiä voidaan käyttää. Siirtymisen vuoksi voidaan puhua myös lämmön virtauksesta. Jos maaperä routii, tapahtuu lämmön siirtymistä myös konvektiivisesti veden virtauksen mukana. Konvektiivisesti siirtyvän lämmön osuus routimisilmiössä on lähes merkityksetön ja se jätetään yleensä huomioon ottamatta. Taylorin ja Luthinin (1976) mukaan lämmön siirtyminen virtaavan veden mukana on ainostaan 1/1000 lämmönjohtumisesta. Kuvassa 11 on esitetty alueet rae-koon ja kyllästysasteen avulla, joissa muilla lämmönsiirtymismekanismeilla johtumisen lisäksi on merkitystä.



Kuva 11: Alueet, joilla muilla lämmön siirtymismuodoilla on johtumisen lisäksi merkitystä. (1. lämmön siirtyminen kosteuden mukana, 2. vesihöyryn diffuusio, 3. konvektio vedessä, 4. konvektio ilmassa, 5. lämpösäteily)

5.2.2 Lämmön siirtyminen konvektion avulla

Konvektiolla tarkoitetaan lämmön kulkeutumista joko nesteenä tai höyrynä liikkuvan veden sekä ilman välityksellä eri lämpötiloissa olevien alueiden välillä. Lämmön siirtyminen on sidoksissa tällöin massan liikkumiseen. Konvektiota sanotaan pakotetuksi, jos virtaus aiheutuu ulkoisista syistä ja vapaaksi, jos virtaus tapahtuu itsestään.

5.2.3 Lämmön siirtyminen säteilyn avulla

Lämpösäteily on lämmön siirtymistä sähkömagneettisina aaltoina. Jokainen kappale lähettää sähkömagneettista säteilyä lämpötilansa perusteella. Lämpösäteilyksi kutsutaan sitä osaa sähkömagneettisesta säteilystä, jonka aallonpituus on alueella $0,3 < \lambda < 50 \mu\text{m}$. Tämä lämmönsiirtymismuoto ei vaadi väliainetta siirtymiseensä. Kun säteily osuu kappaleeseen, osa energiasta absorboituu, osa heijastuu ja osa menee väliaineen läpi. Säteilystä energia siirtyy sähkömagneettisen aaltoliikkeen välityksellä valon nopeudella. Kaikki kappaleet, joiden lämpötila on absoluuttisen nollapisteen yläpuolella, lähettävät eli emittoivat säteilyä.

5.3 Lämmönsiirtymisyhtälö

Johtumalla tapahtuvaa lämmön siirtymistä kuvataan Fourierin lain avulla. Fourierin lain mukaan lämpövirta alenevan lämpötilan suuntaan on suoraan verrannollinen pinta-alaan A ja lämpötilagradienttiin dT/dx yhtälön (47) mukaisesti (kuva 12). Verrannollisuuskerroin λ_x on lämmönjohtavuus x -akselin suunnassa. Yhtälössä oleva miinusmerkki johtuu siitä, että lämpö

siirtyy alenevan lämpötilan suuntaan.

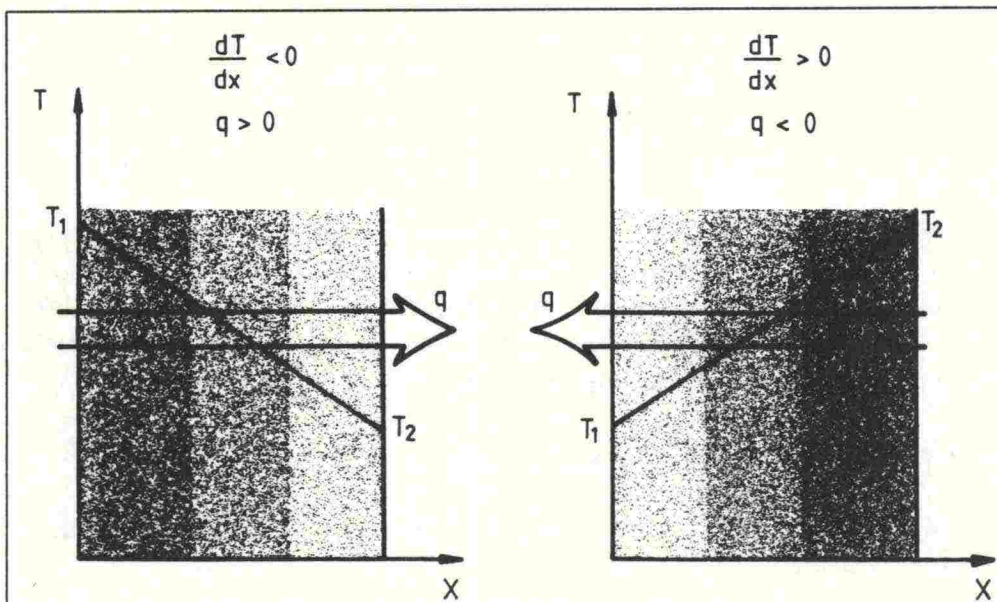
$$Q = -\lambda_x * A(dT/dx) \quad (47)$$

Lämpövirta on vektorisuure ja Fourierin laki voidaan kirjoittaa kolmiulotteisessa tapauksessa seuraavasti:

$$q = -\lambda \nabla T = -\lambda \left(i \frac{\partial T}{\partial x} + j \frac{\partial T}{\partial y} + k \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (48)$$

missä ∇ on nabra-operaattori
 T skalaarilämpötilakenttä.

Kuvassa 12 on esitetty lämpövirran suunta erilaisilla lämpötilagradienteilla.



Kuva 12: Lämpövirran suunta eri lämpötilaolosuhteissa.

Kun Fourierin lämmönjohtavuuden yhtälö (48) sijoitetaan energiataseen yhtälöön (39), voidaan energiatila esittää kolmidimensionaalisessa muodossa yhtälöllä (49).

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) + q = \rho c \frac{\partial T}{\partial t} \quad (49)$$

5.4 Veden virtausyhtälö

Massatasapainoyhtälö vaatii veden virtausnopeutta ja painepotentiaalia yhdistävän yhtälön mukaanottamisen. Koska energiaerot pyrkivät tasoittumaan, vesi virtaa alenevan potentiaalın suuntaan. Veden virtausnopeuden laskemiseen käytetään Darcyn lakia, jonka mukaan veden virtausnopeus on suoraan verrannollinen hydrauliseen gradienttiin yhtälön (50) mukaisesti.

$$q = K * J \quad (50)$$

missä K on vedenjohtavuus eli vedenläpäisevyys
 J hydraulinen gradientti

Hydraulinen johtavuus riippuu maan ja veden ominaisuuksista. Maan ominaisuuksista vaikuttavat mm. huokosten muoto, koko ja lukumäärä sekä veden ominaisuuksista etenkin lämpötilasta riippuva viskositeetti. Darcyn lakia käytetään myös osittain kyllästyneen maan vedenvirtausnopeuden laskemiseen. Hydraulinen johtavuus pienenee kyllästysasteen pienessä. Mitä kuivempaa maa on, sitä pienemmät huokokset ovat enää veden täyttämiä ja toimivat veden kuljettimina.

Osittain kyllästyneelle maalle Darcyn laki esitetään usein Richardsin (1931) esittämässä muodossa (51)

$$q_w = k_w \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + \rho_w g \right) \quad (51)$$

missä ψ on matriisipotentiali

Kun virtauksen oletetaan noudattavan Darcyn lakia, voidaan ainetaseyhtälössä veden virtauksen komponentit esittää muodossa

$$\begin{aligned} v_x &= -k dy dz \frac{\partial h}{\partial x} \\ v_y &= -k dx dz \frac{\partial h}{\partial y} \\ v_z &= -k dx dy \frac{\partial h}{\partial z} \end{aligned} \quad (52)$$

missä k on vedenjohtavuus (vedenläpäisevyys)
 h hydraulinen korkeus

Sijoittamalla Darcyn lain mukaiset vedenjohtavuuden yhtälöt ainetaseeseen saadaan tilavuusyksikköä kohti seuraava taseyhtälö (53) kolmidimensionaalisessa muodossa.

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(k \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial h}{\partial z} \right) - \frac{\rho_i}{\rho_w} \frac{\partial \theta_i}{\partial t} = \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (53)$$

5.5 Lämmön ja massan siirtymisen yhtälön yhdistäminen

Lämmön ja veden siirtymistä kuvaavat yhtälöt voidaan ratkaista yhtäaikaisesti seuraavilla menetelmillä:

- jäätymättömän veden määrää lämpötilan funktiona kuvaavan yhtälön avulla
- näennäisen lämpökapasiteetin avulla
- isotermisen menetelmän avulla
- kokonaisenergiatarkastelun avulla.

Lämmönsiirtymisen ja veden virtauksen yhtälöissä on yhteisenä tekijä veden määrä lämpötilan funktiona tai jääpitoisuuden muutos ajan funktiona. Jäätymättömän veden määrää lämpötilan funktiona kuvaavaa yhtälöä käytetään yleisimmin yhtälöiden yhdistämiseen.

Jäätymättömän veden määrä lämpötilan funktiona voidaan sisällyttää myös lämpökapasiteetin yhtälöön. Tätä menetelmää kutsutaan ns. näennäiseksi lämpökapasiteetiksi ja määritellään seuraavasti:

$$C_a = C_t + Ldw/dT \quad (54)$$

Näennäistä lämpökapasiteettia käyttämällä lämmön ja massan siirtymisen yhtälöt yhdistetään yhdeksi yhtälöksi lämpötilan ja vesipitoisuuden välisen yhtälön avulla. Tämän menetelmän etuna on yhtälön muodostamisen helppous, ongelmaksi saattaa muodostua numeerinen ratkaisu. Menettely saattaa johtaa lyhyeen aika-askeleeseen ja tiheään paikan diskretisointiin. Hromadka II et al. (1981) mukaan näennäistä lämpökapasiteettia käytettäessä jäätyneen maan mallintamisessa voi olla hankaluuksia etenkin alueilla, joissa lämpö- ja kosteustilagradienit ovat lineaarisia. Tästä syystä näennäistä lämpökapasiteettia käyttävissä malleissa käytetään yleensä hyvin lyhyttä aika-askelta, mikä puolestaan vaatii runsaasti tietokoneen laskentakapasiteettia.

Isotermisessä menetelmässä massan ja lämmön siirtymisen yhtälöt ratkaistaan erillisinä ja jäätyvän maan faasinmuutosta mallinnetaan muuttamalla jäätymislämpötila jäätymispisteeksi, jossa kaikki saatavissa oleva vesi on jäässä. Isotermistä menetelmää on käyttänyt työryhmä Guymon, Hromadka II ja Berg (1980).

Yhtälöiden yhdistäminen voidaan suorittaa myös energiatarkastelun avulla. Tätä menetelmää on käyttänyt mm. Jansson ja Halldin (1979) Soil-malissa sekä Karvonen (1986) yhdistetyssä maan ja lämmönsiirtymisen malissa.

6 ROUTIMISTEORIAM

6.1 Routimisen edellytykset

Jotta maa routisi, täytyy maassa olevan veden jäätyä ja jään täyttää huokostila. Routimisen alkamisen kriteereinä on ollut tietyn tilan ylittävä jääpitoisuus (Kay et al. 1977, Taylor & Luthin 1978), sekä jäälinssin aiheuttama jännitystila (O'Neill & Miller 1985). Veden saannin osalta maan jäätyminen voi olla joko suljettu tai avoin systeemi. Suljetussa systeemissä jäätyminen tapahtuu olosuhteissa, joissa veden poistuminen tai saanti ei ole mahdollista. Suljettua systeemiä on usein verrattu in situ veden jäätymiseen. Suljetussa systeemissä vedellä kyllästetyn maan jäätyminen aiheuttaa noin 9 % tilavuuden kasvun veden määrästä. Jäätyminen aiheuttamasta veden laajenemisesta on vähennettävä sulana pysyvä veden osuus. Systeemiä sanotaan avoimeksi, mikäli veden saanti tai poistuminen systeemistä on mahdollista.

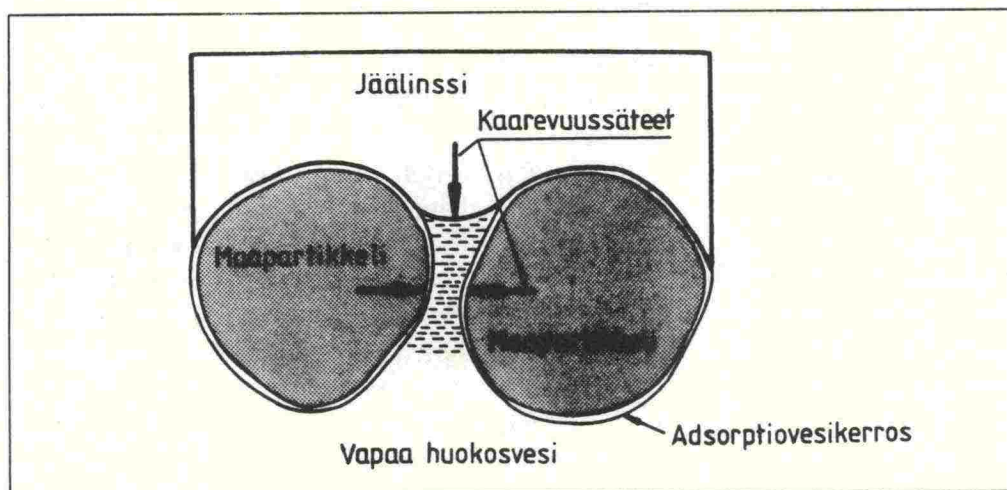
Mikäli routanousu on joko kokonaan tai osittain estetty, aiheuttaa sulan ja jäätyneen kerroksen rajapinnassa muodostuva vaakasuuntainen jäälinssi näytteen sisäisen paineen, jota kutsutaan routapaineeksi. Routimispainetta on tutkittu sekä teoreettisesti että kokeellisesti laboratorio- ja maastomittauksen avulla (Everett 1961, Young & Osler 1971, Radd & Oertle 1973, Penner 1969, Hoekstra et al. 1965 ja Kinoshita 1962). Routimispainetta arvioitiin etenkin 50- ja 60-luvuilla jää-vesi systeemin kaarevassa rajapinnassa vaikuttavan pintajännityksen kanssa analogisen kapillaarimallin avulla. Kapillaariteoria voidaan toisaalta johtaa myös termodynamiikan perusteella, joten nämä teoriat eivät ole toisistaan täysin riippumattomia. Kapillaariteorian avulla laskettu routimispaine saa tietyn arvon, joka on lämpötilasta riippumaton. Kapillaariteorian mukaisista lähtökohdista on peräisin myös käsite "the shut-off pressure" (Arvidson & Morgenstern 1974), jolla tarkoitetaan tehokasta jännitystä, jonka johdosta vesi ei voi virrata jäätymisrintamaan.

Routan vaikutusmekanismista ja jäälinssin muodostumisesta on esitetty useita eri teorioita. Useimmat teoriat liittyvät routanousua aikaansaavan prosessin kuvaamiseen. Tällä hetkellä keskeisimmät routateoriat ovat: kapillaariteoria, sekundaarisen routanousun teoria, adsorptiovoimateoria, osmoositeoria, hydrodynaaminen teoria ja segregaatiopotentiaalikäsite.

6.2 Kapillaariteoria

Kapillaariteoriaa, jota Miller (1972) kutsuu myös primäärisen routanousun teoriaksi, on käytetty kuvaamaan rakeisissa materiaaleissa tapahtuvaa jäälinssin muodostumista ja routimispainetta. Kapillaariteoria on hallinnut 60- ja 70-luvuilla sekä osin vielä 80-luvulla sekä kokeellista että teoreettista routatutkimusta. Kapillaariteorian teoreettiseen kehitystyötä ovat tehneet mm. Gold (1957), Everett (1961), Everett ja Haynes (1965), jotka ovat laatineet teoriaan perustuvia malleja ja yhtälön modifikaatioita. Kapillaariteoriaan perustuvia kokeellisia tutkimuksia ovat tehneet Penner (1959, 1967, 1977), Sutherland ja Gaskin (1973), Williams (1967), sekä Arvidson ja Morgenstern (1974).

Kapillaariteorian mukaan veden virtauksen jäätymisrintamaan aiheuttaa kiinteän ja nestemäisen faasin kaarevalla rajapinnalla vaikuttava paine-ero (kuva 13).



Kuva 13: Kaaviokuva kapillaariteorian mukaisesta jäälinsin muodostumisolosuhteista.

Tasapainotilassa paine-ero on pintajännityksestä johtuen eri suuri kaarevan pinnan eri puolilla. Paine-ero on Young-Laplacen yhtälön mukaisesti

$$p = \sigma c = \pm \sigma (1/r_1 + 1/r_2) \quad (55)$$

missä σ on pintajännitys
 r_1 ja r_2 pinnan pääkaarevuussäteet

Yhtälö saa plus-merkin, kun kaarevuussädettä r_1 vastaavan faasin puoleinen osa on kovera, ja miinus-merkin, kun se vastaavasti on kupera. Kun jään ja veden välinen rajapinta oletetaan pallomaiseksi, paine-eroksi saadaan (56)

$$p = p_i - p_w = 2\sigma_{iw}/r_p \quad (56)$$

missä p_i on jään paine
 p_w veden paine
 σ_{iw} pintajännitys
 r_p huokosen säde

Tämän yhtälön avulla voidaan kuvata paineolosuhteita, jolloin jää voi tunkeutua huokossysteemin sisään. Kapillaariteorian mukaan jäälinski voi kasvaa ainoastaan jäätymisrintamassa. Yhtälöä (56) voidaan täten käyttää ainoastaan kuvaamaan tilannetta milloin jäälinski syntyy ja milloin jäätyminen etenee huokosjäänä.

Mikäli paine-ero on yhtälön (57) mukainen, ei jäälinssi voi tunkeutua vie-reiseen huokoseen. Tällöin jää syrjäyttää maapartikkelin ja jäälinssi voi muodostua.

$$p_i - p_w \leq 2\sigma_{iw}/r_p \quad (57)$$

Kapillaariteorian mukaan maan huokoskoolla on keskeinen merkitys rou-timisilmiossa. Kapillaariteorian mukaan routimista tapahtuu vain, jos jää muodostuu huokosten ulkopuolella. Jäälinssin kasvua voi tapahtua vain, jos jäälinssi kasvaa jäätymisrintamassa ja se on kykenemätön tunkeutu-maan huokoseen, jonka säde on pienempi kuin r_p tietyssä lämpötilassa.

Kapillaariteorian perusyhtälö (55) voidaan johtaa myös termodynamiikan yhtälöiden avulla jään ja veden kemiallisen potentiaalın avulla (Everett 1961 ja Loch 1975).

Kapillaariteorian mukaista yhtälöä voidaan käyttää myös jäätymispisteen aleneman laskemiseen. Sijoittamalla kapillaarimallin perusyhtälö (55) Clausius-Clapeyronin yhtälöön (26), saadaan jäätymispisteen alenemayhtälöksi yhtälö (58).

$$T = (2\sigma_{iw} * T_o * V_w)/r_p * L \quad (58)$$

Mikäli jään ja veden välinen paine-ero on yhtälön (59) mukainen, voi jää-linssi tunkeutua huokossysteemin läpi muodostaen huokosjäätä syrjäyttä-mättä maapartikkeleja.

$$p_i - p_w \geq 2\sigma_{iw}/r_p \quad (59)$$

Kapillaariteoriassa routimisipaine saadaan jäälinssin aiheuttamana painee-na yhtälön (60) avulla seuraavasti:

$$p_i = p_w + 2\sigma_{iw}/r_p \quad (60)$$

Routapaine riippuu tällöin ainoastaan maan ominaisuuksista eikä lämpöti-lastä, lämpötilagradientista ja roudan tunkeutumisenopeudesta.

70-luvun alussa havaittiin useissa tutkimuksissa, että kapillaariteorialla lasketut routapaineet olivat havaittuja pienempiä ei-kolloidisissa maalajeis-sa (Penner 1967, Sutherland & Gaskin 1973, Radd & Oertle 1973, Loch 1975, Takashi et al. 1980). Miller esitti päätelmänä, että ainoa tilanne, jossa kapillaariteorian mukainen jäälinssin kasvu on mahdollinen, on rousteen eli pintaroudan muodostuminen. Rouste on merkittävä ongelma etenkin maa- ja metsätaloudessa, jossa se aiheuttaa vuosittain merkittäviä vaurioita istutusalueilla.

6.3 Sekundaarisen routanousun teoria

Sekundaarisen routanousun käsitteen esitti Miller vuonna 1972. Keskeisen osan teoriassa muodostaa osittain jäätyneen kerroksen olemassaolo. Sekundaarisen routanousun malli kuvaa tilannetta, jossa routanousu aiheutuu osittain jäätyneen kerroksen läpi tapahtuneen veden virtauksen ja jäätyneen seurauksena (kuva 13). Routivassa maassa on erotettavissa kolme erilaista aluetta:

- täysin jäätynyt maakerros
- osittain jäätynyt maakerros
- sula maakerros.

Miller käyttää jäätymisrintaman ja jäälinsin välisestä kerroksesta nimitystä frozen fringe. Tätä aikaisemmin Hoekstra (1966, 1969) havaitsi kokeellisissa tutkimuksissaan, että jäälinssi kasvaa kyllästyneessä savessa ja karkearakeisessa maassa jäätymisrintaman kylmemmällä puolella. Kokeellisesti osittain jäätyneen kerroksen paksuudeksi on mitattu silttimaalajissa 2...4 mm (Loch & Kay 1978).

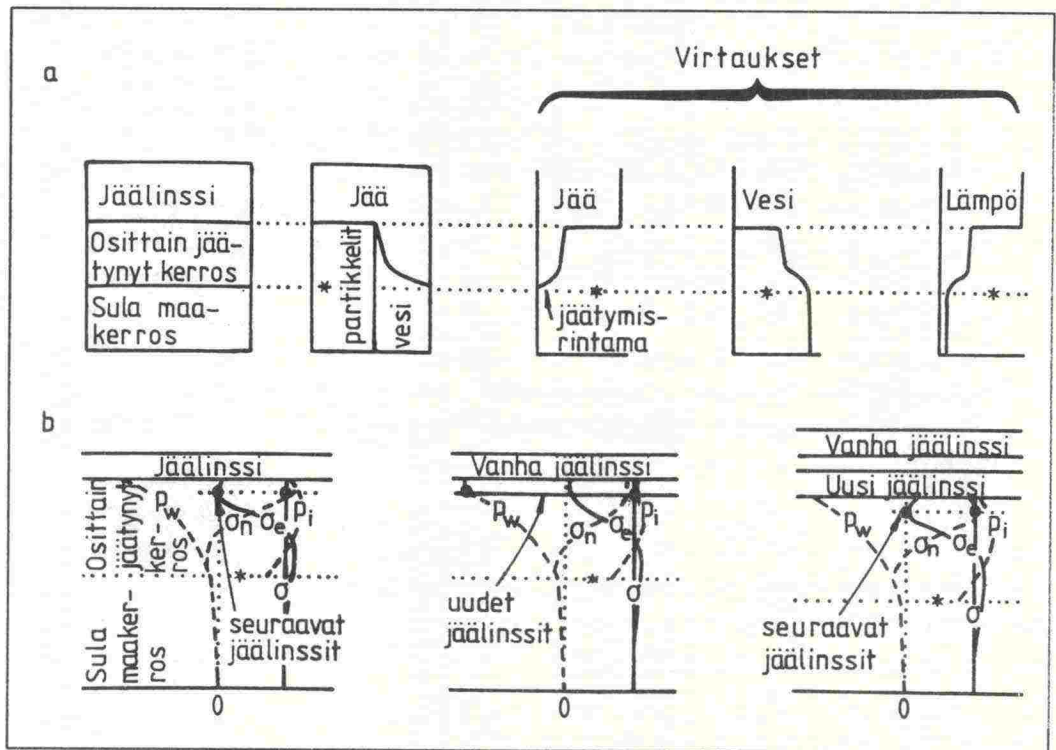
Routimisprosessin fysikaalisessa tarkastelussa merkittävä tekijä on faasien välisellä jännitystilalla. Miller (1978) jakaa sulan maan geotekniikassa käytetyn Terzaghin kokonaisjännityksen toisen osatekijän eli neutraalijännityksen huokosjään ja huokosveden kesken käyttämällä jännityksen jakautumiskerrointa seuraavasti:

$$p = \sigma_e + \sigma_n = \sigma_e + x * p_w + (1 - x) * p_i \quad (61)$$

| | | |
|-------|------------|------------------------------|
| missä | p | on kuormitus |
| | σ_e | tehokas jännitys |
| | σ_n | neutraalijännitys |
| | x | jännityksenjakautumiskerroin |

Routimista tapahtuu silloin, kun neutraalijännitys ylittää kuormituksen.

Fysikaalisena prosessina uuden jäälinsin muodostumista kuvataan sekundaarisen routanousun teoriassa seuraavasti (kuva 14). Routimisen edellytyksenä on riittävän alhainen lämpötila. Kun lämpötila laskee, kasvavat p_i ja σ_n . Kun σ_n maksimi-arvo saavuttaa σ , lähestyy σ_e minimiarvo nolaa, jolloin uusi linssi syntyy. Uusi jäälinssi syntyy tasolla, jossa jään paine p_i ylittää kuormituksen σ . Kuitenkaan sen paine ei voi olla $> \sigma$, koska jäälinssi kannattaa kuormituksen. Täten p_i laskee, kun uusi jäälinssi syntyy; σ_n pienenee ja σ_e kasvaa suuremmaksi kuin nolla estäen muiden partikkelien siirtymisen jään liikkeen mukana. Uuden jäälinsin tasossa p_i pysyy vakiona ja yhtäsuurena kuin σ , mutta kun lämpötila yhä laskee, p_i kasvaa uuden jäälinsin alla, ja jäälinssi syntyy uudessa tasossa (Miller 1980).



Kuva 14: a) Kaaviokuva sekundaarisen routanousun vaiheista jäätymisrintamassa. b) Jännitysprofiili jäätyvässä maassa. Vasemmalla tilanne ennen uuden jäälinsin syntymistä. Keskellä tilanne heti jäälinsin syntymisen jälkeen. Oikealla tilanne välittömästi ennen seuraavan jäälinsin syntymistä. (Miller 1980).

Routimispaine voidaan laskea myös sekundaarisen routanousun teorian avulla. Jäätymisrintamassa vallitseva paine on siis pelkästään jäänpaine, jonka maksimiarvona saadaan routimispaine. Maksimiroutimispaine riippuu sekundaarisen routanousun aikana pelkästään jäälinsin alapinnan lämpötilasta ja huokosveden paineesta yhtälön (62) mukaisesti.

$$p_{i\max} = \rho_i(P_{wo}/\rho_w + HT_o/T) \tag{62}$$

| | | |
|-------|--------------|-----------------------------|
| missä | $\rho_{i,w}$ | on jään/veden tiheys |
| | H | olomuodonmuutoslämpö |
| | T | absoluuttinen lämpötila |
| | P_{wo} | huokosvedenpaine |
| | T_o | linssin alapinnan lämpötila |

Sekundaarisen routanousun teoriaa käytetään lähinnä hienorakeisilla maille, joilla sekundaarisen routanousun osuus on vallitseva. Sekundaarisen routanousun mallin mukaista jäälinsin muodostumista on käytetty useissa routanousumalleissa mm. Miller (1978), O'Neill ja Miller (1985), Black ja Miller (1985), Gilpin (1980), Holden (1983), Ishizaki ja Nishio (1988) sekä Piper et al. (1989).

6.4 Adsorptiovoimateoria

Routimista on kuvattu myös ns. adsorptiovoimateoriaksi kutsutulla mallilla, jonka peruslähtökohtana on partikkelin pintaa ympäröivä vesivaippa, jolla on kiinteän aineen kaltainen kyky vastustaa muodonmuutoksia (Takagi 1980). Adsorptiovesivaippa pyrkii pitämään vaippapaksuutensa, jolloin se vetää lisävettä jäätymisrintamaan. Fysikaalisesti adsorptiovesikerroksen merkitystä routanousua aiheuttavana tekijänä korostivat myös jo 30-luvulla Taber (1930) ja Beskow (1935). Adsorptiovesivaippa aiheuttaa imuvoiman, joka vetää vettä jäätymisrintamaan, jolloin routapaine kohdistuu yläpuoliseen kuormaan. Imu liittyy molekylaarisiin voimiin, jotka muodostuvat adsorptiovaippakerroksessa, kun vesimolekyylit kiinnittyvät jäälinssiin.

Jäätymisen aiheuttamaa imua kutsutaan jään segregoitumiseksi. Tässä tapauksessa heterogeeninen vaippavesi, joka on adsorptoitunut partikkelin ja jään väliseen pintaan, jäätyy. Vastaavasti homogeenisen vapaan huokosveden jäätymistä kutsutaan in situ jäätymiseksi, jonka johdosta ei tapahdu imun muodostumista (Takagi 1980).

Takagin mukaan on olemassa myös toinen jäätymisalue, jota hän kutsuu diffuusin jäätymisen vyöhykkeeksi. Jäätymisvyöhykkeen alarajalla tapahtuu in situ jäätymistä, joka Takagin mukaan ei liity routanousuun, mutta säätelee jäätymisvyöhykkeeseen saatavissa olevaa vettä. Tämän vyöhykkeen yläraja on se alue, jossa jäälinssi kasvaa aiheuttaen routanousua. Adsorptiovoimateoriasta ei ole esitetty numeerista ratkaisua eikä kokeellista testausta mallin toimivuudesta ole suoritettu.

6.5 Osmositeoria

Horiguchi (1987) esitti osmositeorian routanousun laskemiseksi normaalkonsolidoituneessa, kyllästyneessä maassa, jossa ei ole liuenneita yhdisteitä huokosvedessä mukana. Osmositeorian perusajatuksena on maapartikkeleja ympäröivän diffuusiokerroksen ja huokosveden välisestä konsentraatioeroista aiheutuva paine-ero. Vedenvirtaus riippuu nestemäisen faasin lämpötila- ja painegradientista osittain jäätymisessä maakerroksessa (frozen fringe).

Maassa vallitsee konsentraatioero maapartikkelin pinnalla olevan diffusoituneen vyöhykkeen ja huokosveden välillä. Vesi ei jäädy tässä vyöhykkeessä nolla-asteessa, koska vesimolekyylit ovat aina vetorasituksen alaisena. Tämä johtuu siitä, että konsentraatiot pyrkivät edellisen mukaan tasoittumaan eli vesi pyrkii huokosvettä kohti. Veden jäätymispiste alenee lähestyttäessä maapartikkelin pintaa ja konsentraatioeroista aiheutuva vetorasitus on etäisyyden funktio maapartikkelin pinnasta eli sen arvo kasvaa etäisyyden kasvaessa ja on maksimissaan diffuusiokerroksen ja huokosveden rajapinnalla.

Jäälänssin sijainti

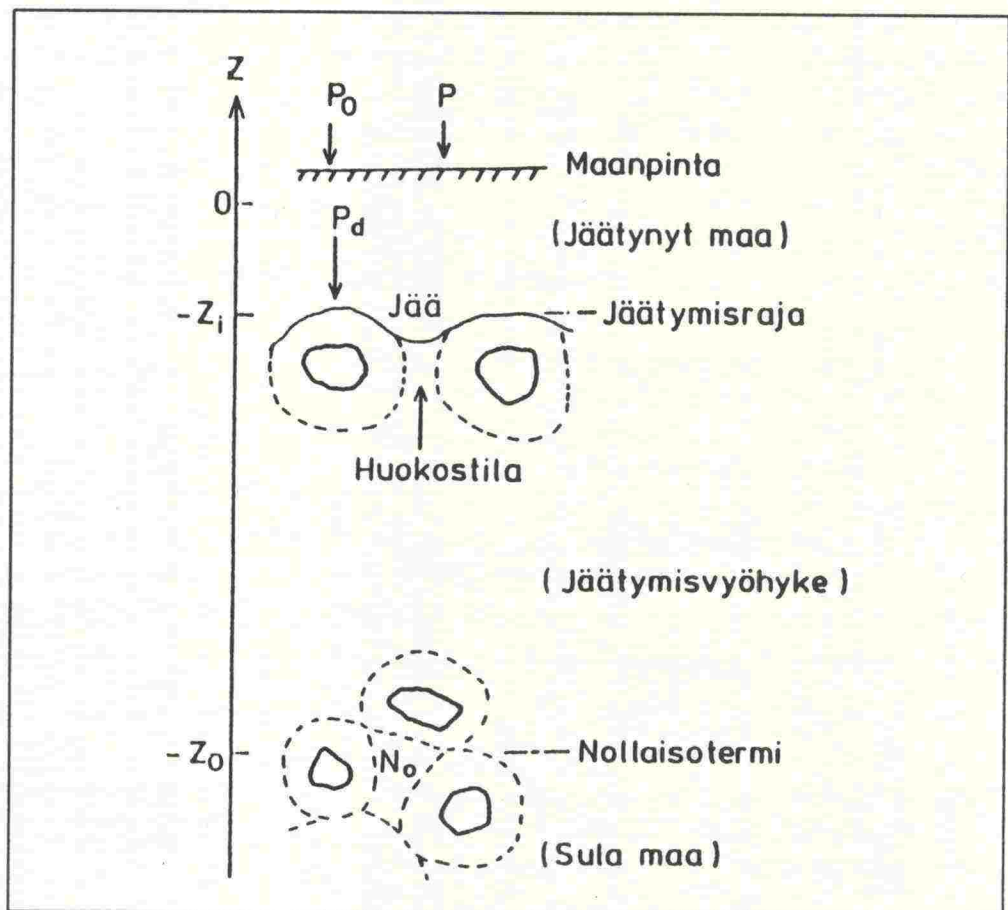
Osmoottisen paineen perusteella voidaan määrätä diffuusiokerroksessa jäätymisrajalla vallitseva paine (kuva 15):

$$P_{fw}' = P_k(-z, t) + 1,2T(-z, t) \quad (63)$$

ja

$$P_k = P + P_o + P_d \quad (64)$$

missä P_k on kuormittava kokonaispaine jäätymisrajalla.



Kuva 15: Osmoositeorian mukaiset maan jäätymisen vyöhykkeet.

Osmoottinen paine on aina suurempi kuin kokonaispaine, kun $z > -z_i$. Uusi jäälänssi syntyy syvyydellä $z = -z_i$, missä osmoottinen paine tulee yhtäsuureksi kuin kokonaispaine. Osmoositeoriassa oletetaan, että huokosjää ei esiinny tason $-z_i$ alapuolella.

Veden virtaus ja routanousu

Veden virtausta käsiteltäessä oletetaan, että vesi virtaa Darcyn lain mukaisesti huokosveden ja diffuusiokerroksen paine-erojen perusteella. Routanousun katsotaan koostuvan jäälänssin kasvusta jäätymisrajalla.

Routanousua aiheutuu myös huokosveden in situ jäätymisestä, mutta sitä ei huomioida tässä yhteydessä. Jäälinsin oletetaan kasvavan jatkuvasti, kun jäälinsin kasvunopeus jäätyneessä maassa on suurempi tai yhtäsuuri kuin linssin kasvunopeus jäätymisrajalla ($U_m > U_h$). Jos se taas on sitä pienempi niin siitä seuraa, että linssin kasvu lakkaa ja jäätymisrintama alkaa edetä kunnes, edellinen on jälleen voimassa.

Lämpötasapaino

Oletuksena lämpötasapainoa laskettaessa on, että lämpötilan muutokset ovat lineaarisia ja että lämmönsiirtymistä tapahtuu ainoastaan johtumisen kautta. Lämmönsiirtyminen on tasapainossa veden faasimuutoksesta aiheutuvan latenttilämmön kanssa eli:

$$Q(-z_i, t) = \rho_i * L * U_h(t) \quad (65)$$

missä Q on lämmönsiirtyminen
 U_h jäälinsin kasvunopeus jäätymisrajalla

In situ jäätyksen aikana tulee puolestaan olla voimassa:

$$Q(-z, t) = \theta_w * \rho_i * L * U(t) \quad (66)$$

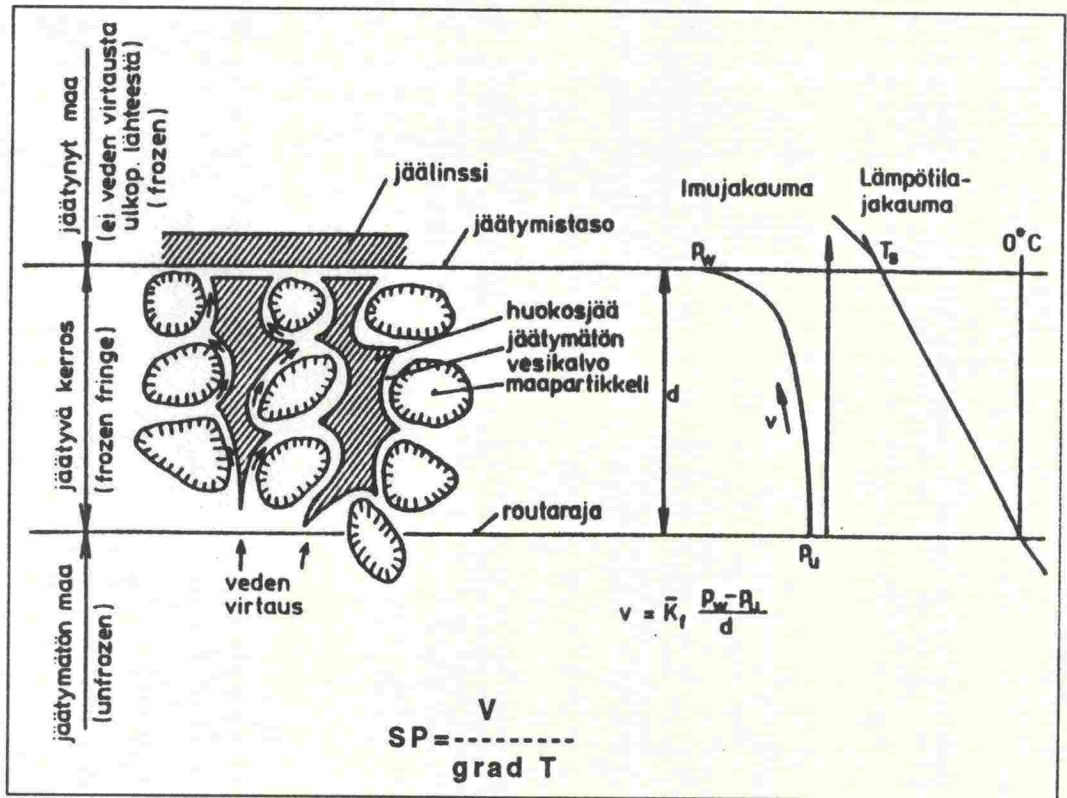
missä $U(t)$ on jäätymisrintaman etenemisnopeus

Malli on vielä keskeneräinen, mutta sillä voidaan jo nykyisellään ratkaista maksimiroutapaine ja veden virtaus.

Horiguchi (1987) on esittänyt myös fysikaalisesti ne olosuhteet, jolloin ideaalisessa vakiohuokoskoon omaavassa maassa muodostuu erillinen jäälinssi, maa jäätyy homogeenisesti ilman linssin muodostumista sekä olosuhteet, jolloin muodostuu rytmistä jään linssiytymistä.

6.6 Segregaatiopotentiaali

Konrad ja Morgenstern (1980, 1981, 1982) esittivät ns. segregaatiopotentiaalikäsitteen SP, jolla tarkoitetaan osittain jäätyneessä kerroksessa veden virtausnopeuden ja osittain jäätyneen maakerroksen lämpötilagradientin suhdetta. Routanousumekanismia voidaan pitää vaimenevana veden virtauksena läpi osittain jäätyneen kerroksen jäälinssiin. Veden virtauspotentiaali aiheutuu imusta, joka muodostuu termodynaamisesta faasitasapainosta ja veden virtausvastuksesta heikosti vettäläpäisevässä osittain jäätyneessä maakerroksessa (kuva 16).



Kuva 16: Segregaatiopotentiaaliperiaate.

Segregaatiopotentiaaliteorian mukaan routimista aiheuttava jäälinssiin virtaavan veden määrä on suoraan verrannollinen vallitsevaan jäätyneen kerroksen lämpötilagradienttiin yhtälön (67) mukaisesti. Ajasta riippuvaa kerrointa SP kutsutaan segregaatiopotentiaaliksi.

$$v(t) = SP(t) * grad T_f(t) \quad (67)$$

missä $grad T_f(t)$ on osittain jäätyneen kerroksen lämpötilagradientti

Segregaatiopotentiaali voidaan määrittää laboratoriossa suoritettavien routanousukokeiden avulla tai in situ mittauksin, kun tunnetaan osittain jäätyneen maakerroksen lämpötilagradientti sekä veden virtausnopeus (tai routanousunopeus) jäätymisrintamaan. Veden virtausnopeus voidaan laskea routanousunopeudesta ottamalla huomioon veden laajeneminen sekä sulan maan huokoisuus ja segregaatiolämpötilassa sulana pysyvän veden määrä (Konrad 1987).

Segregaatiopotentiaalın suuruus riippuu näytteeseen kohdistuvasta kuormasta. Segregaatiopotentiaali pienenee eksponentiaalisesti kuormituksen funktiona (Konrad & Morgenstern 1982).

Segregaatiopotentiaalia on käytetty sekä kausittaisen roudan että keinotekoisin jäädyttämisen routanousujen laskemiseen. Segregaatiopotentiaalın

avulla voidaan laskea kuitenkin ainoastaan epästationäärisen tilan routanousu.

Ishizaki (1985) on selvittänyt laboratorioskokeiden avulla transientin vaiheen lopussa muodostuvan jäälinsin aiheuttamaa routanousua (final ice lens formation) kyllästyneessä maanäytteessä. Segregaatiopotentiaalimutakaista lineaarista vuorosuhdetta veden virtausnopeuden ja lämpötilagradientin välillä ei voitu havaita jäälinsin muodostumisen jälkeen. Sen sijaan vuorosuhde voidaan esittää seuraavan yhtälön (68) avulla:

$$R = -K(T_s - S') \quad (68)$$

missä T_s on jäälinsin lämpimän puolen lämpötila
 S' lämpötila, jossa veden virtausta jäälinsiin ei tapahdu

Segregaatiopotentiaali on otettu myös maalajien routivuutta kuvaavaksi kriteeriksi, jonka perusteella voidaan luokitella routivuuden aste (ISSMFE Technical Committee on Frost 1989).

7 ROUDAN SYVYYDEN LASKENTAMENETELMÄT

7.1 Empiiriset laskentamenetelmät

Roudan syvyyttä on arvioitu useilla empiirisillä laskentakaavoilla. Tässä yhteydessä esitetään ainoastaan muutamia Suomessa kehitettyjä laskentayhtälöitä, koska empiiriset yhtälöt ovat tiiviisti sidoksissa ympäristö- ja pohjasuhteisiin, joissa ne on kehitetty, eikä niillä näin ollen ole välttämättä yleispätevyyttä.

Soverin ja Johanssonin (1966) mukaan lumesta ja kasvillisuudesta paljailla mailla roudan syvyyttä voidaan arvioida talven pakkassumman neliöjuuren ja maalajista riippuvan kertoimen avulla yhtälöllä (69)

$$d = c\sqrt{F} \quad (69)$$

missä c on maalajista riippuva kerroin
 F talven pakkassumma (h °C)

Soveri ja Varjo (1977) ovat esittäneet vesi- ja ympäristöhallituksen hydrologian toimiston routa-aseilla vuosina 1955 - 1975 suoritettuihin routamittauksiin perustuen roudan maksimisyvyyden laskentayhtälön (70)

$$R = \left(42cm \sqrt{(F - 15L)} \right) / L \quad (70)$$

missä F on talven pakkasmäärä (d °C)
 L lumen syvyys (cm)
 c maalajikerroin
 m maastokerroin

Myös Mustonen (1966) on esittänyt lähinnä metsämaalle soveltuvan roudan syvyyden laskentakaavan. Roudan syvyys riippuu paitsi pakkassummasta ja lumipeitteestä myös puustonmäärästä.

7.2 Analyttiset laskentamenetelmät

Analyttisistä roudan laskentamenetelmistä käsitellään tässä yhteydessä lyhyesti Neumannin, Stefanin, Berggrenin ja Watzingerin roudan syvyyden laskentayhtälöt.

Stefanin menetelmä

Stefanin menetelmä perustuu oletuksiin, että lämpötila muuttuu lineaarisesti maanpinnan lämpötilasta routarajaan saakka ja että routarajan alapuolella lämpötila on vakio. Roudan syvyys lasketaan merkitsemällä

veden jäätyessä vapautuva olomuodonmuutoslämpö yhtäsuureksi kuin jäätyneen kerroksen läpi johtunut lämpömäärä. Roudan syvyys voidaan tämän jälkeen laskea yhtälön (71) avulla.

$$Z = [(7200 * k_f * T_f * t)/L]^{1/2} \quad (71)$$

| | | |
|-------|-------|--|
| missä | k_f | on jäätyneen maan lämmönjohtavuus J/sm °C |
| | L | maan olomuodonmuutoslämpö J/m ³ |
| | T_f | pakkaskauden ilman keskilämpötila °C |
| | t | aika h |

Neumannin menetelmä

Lämmön siirtymistä kuvaava energiataseyhtälö voidaan ratkaista suljetussa muodossa Neumannin esittämällä menetelmällä. Maapohjan oletetaan olevan isotrooppinen puoliavaruus, jonka lämpötila on vakio. Lisäksi oletetaan jäätymisen tapahtuvan vakioämpötilassa. Lämmön siirtymisen johtumalla huomioonottava lämpötaseyhtälö ratkaistaan ns. Gaussin virhe-integraalifunktion avulla. Roudan syvyyden ratkaisu voidaan esittää muodossa

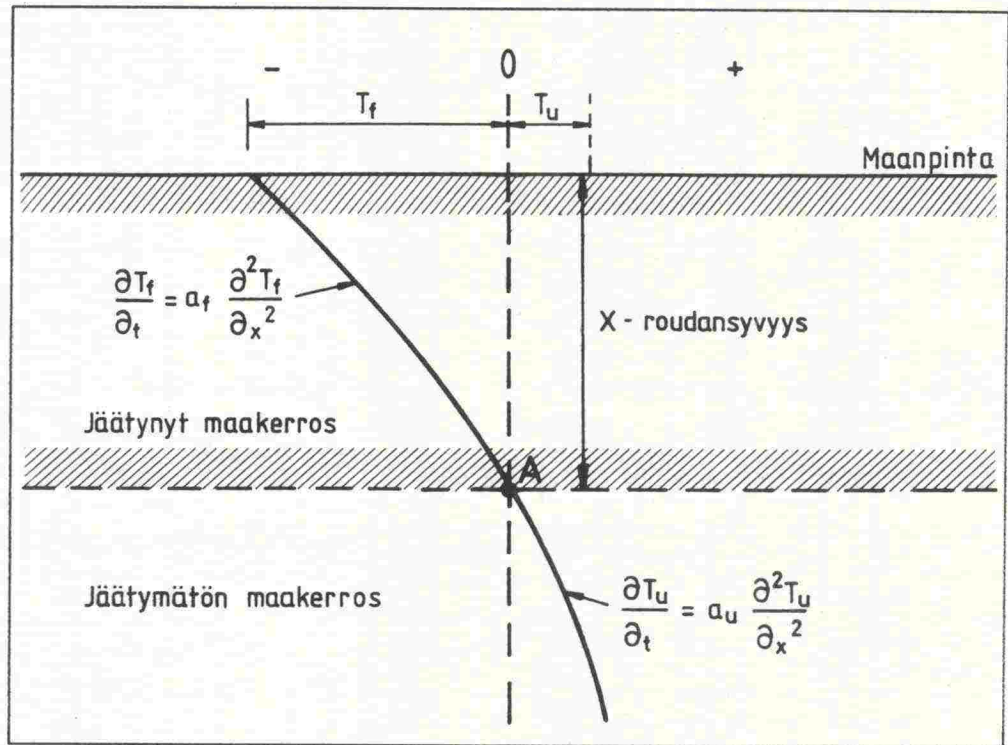
$$z = m\sqrt{t} \quad (72)$$

Vakio m on transkendenttisen yhtälön juuri, joka voidaan laskea iteroimalla.

Roudan syvyys on täten suoraan verrannollinen ajan neliöjuureen. Menetelmän avulla voidaan laskea ainoastaan homogeenisen maan roudan syvyys.

Berggrenin menetelmä

Roudan syvyys lasketaan hyvin yleisesti ns. muunnetun Berggrenin yhtälön avulla (kuva 17).



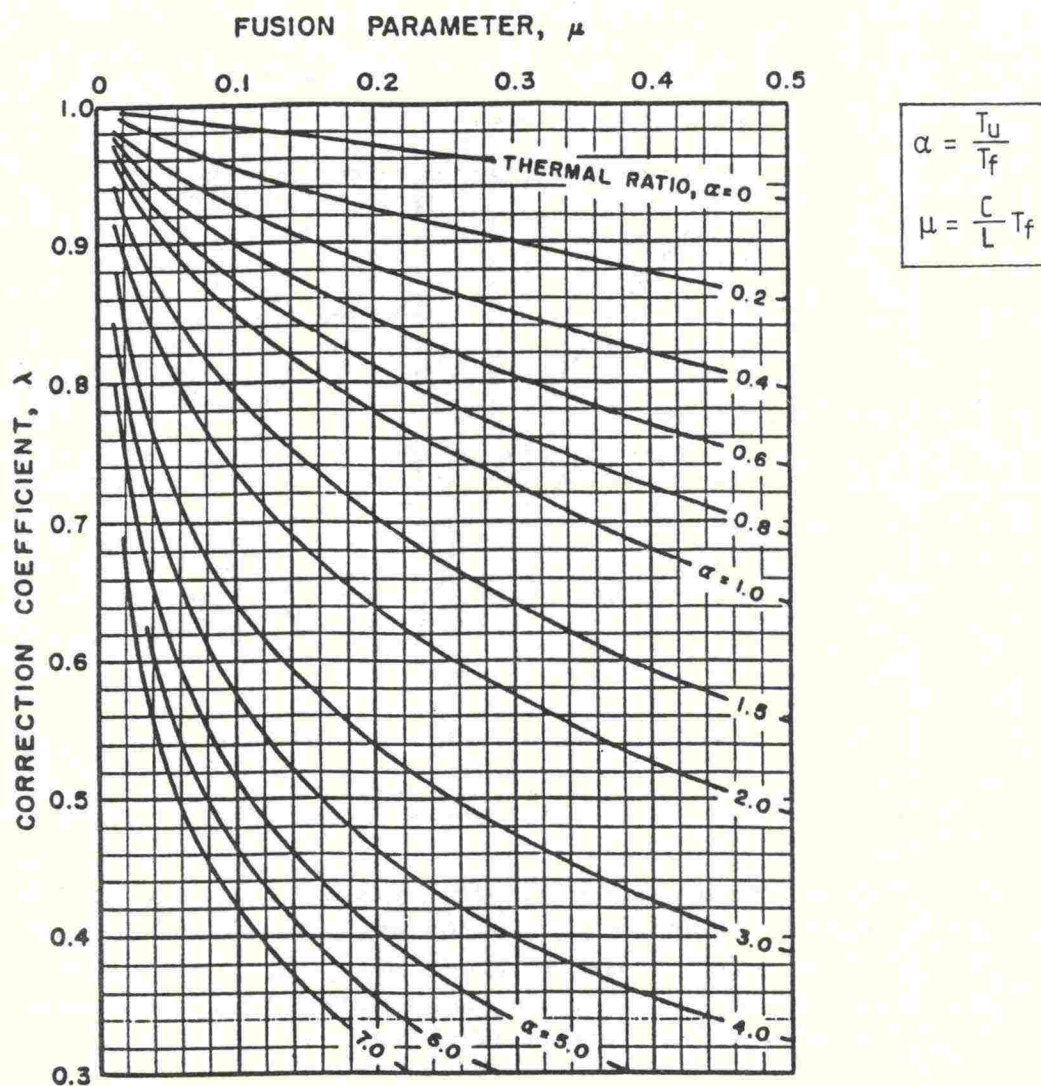
Kuva 17: Roudan syvyyden laskeminen Berggrenin menetelmällä.

Yhtälö perustuu Neumannin esittämään ratkaisuun. Maapohjan oletetaan olevan puoliääretön avaruus, jonka alkulämpötila on vakio koko profiilissa. Lämpötilan oletetaan laskevan yhtäkkisesti jäätympisteen alapuoliseen lämpötilaan. Kuvan 17 yhtälöiden likimääräisratkaisu roudan syvyyden laskemiseksi voidaan esittää yhtälön (73) avulla.

$$z = \lambda \left(\frac{48kF}{L} \right)^{1/2} \quad (73)$$

| | | |
|-------|-----------|--|
| missä | z | on roudan syvyys |
| | k | sulan ja jäätyneen maan lämmönjohtavuuksien keskiarvo |
| | t | aika |
| | F | pakkasmäärä astepäivinä |
| | L | olomuodonmuutoslämpö |
| | λ | dimensioton parametri, jonka suuruus määritetään käyrästöstä σ :n ja μ :n funktiona (kuva 18) |

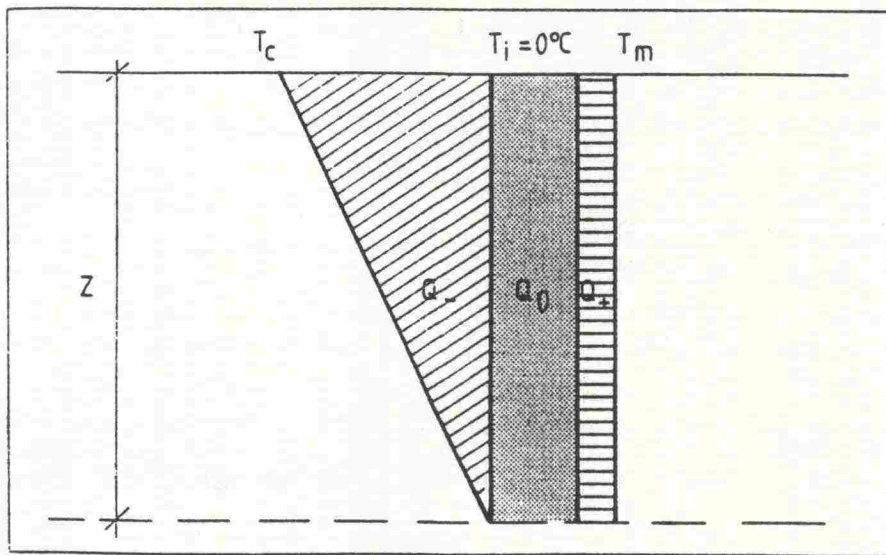
Yhtälö (73) muistuttaa ratkaisultaan Stefanin yhtälöä, mutta poikkeaa kuitenkin siitä siten, että yhtälö ottaa huomioon tilavuuslämpökapasiteetin (sisältyy parametriin μ). Stefanin yhtälöllä ratkaistu roudan syvyys on yleensä liian suuri, tästä syystä yhtälön korjaustermi on aina pienempi kuin yksi.



Kuva 18: Berggrenin menetelmän korjauskertoimet.

Watzingerin menetelmä

Pohjoismaissa yleisesti käytetty Watzingerin, Kindemin ja Michelsenin (1965) menetelmä perustuu Stefanin esittämään roudan syvyyden laskentamenetelmään. Roudan syvyys voidaan laskea kuvassa 19 esitettyjen lämpömaarien perusteella laskemalla maan jäädyttämiseen tarvittava lämpöenergia sekä olomuodonmuutokseen tarvittava lämpöenergia. Kun maan lämpötila laskee alkulämpötilasta T_m 0 °C:een, sitä vastaava lämpöenergia on Q_+ . Olomuodonmuutoksessa vapautuu lämpöenergia Q_0 ja sekä vastavasti pintalämpötilan laskiessa 0 °C:sta T_c :hen tarvittava lämpöenergia on Q_- .



Kuva 19: Roudan syvyyden laskeminen Watzingerin, Kindemin ja Michelsenin menetelmällä.

Lämpömäärät Q_+ , Q_0 ja Q_- voidaan laskea seuraavien yhtälöiden avulla:

$$Q_+ = C_u * T_m * Z \quad (74)$$

$$Q_0 = w * \gamma_d * f * Z \quad (75)$$

$$Q_- = 0,5 * C_f * T_c * Z \quad (76)$$

| | | |
|-------|------------|--|
| missä | C_f | on jäätyneen maan tilavuuslämpökapasiteetti, Wh/m ³ K |
| | C_u | sulan maan tilavuuslämpökapasiteetti, Wh/m ³ |
| | f | veden jäätymislämpö, 93 Wh/kg |
| | w | maan vesipitoisuus, paino-% |
| | γ_d | maan kuivatilavuuspaino, kg/m ³ |
| | T_m | vuoden keskilämpötila, °C |
| | T_c | maanpinnan keskilämpötila, °C |

Kun routa on tunkeutunut syvyyteen Z , voidaan kirjoittaa seuraava lämpötaseyhtälö

$$q * Z = Q = Q_+ + Q_0 + Q_-$$

$$q = C_u * T_m + w * \gamma_d * f + 0,5 * C_f * T_c * Z \quad (77)$$

Aikayksikössä vapautuneelle lämpömäärälle saadaan yhtälö

$$dQ = q * dZ = \lambda / Z * (T_i - T_c) dt \quad (78)$$

Integroimalla saadaan edelleen

$$Z = \sqrt{\frac{2\lambda|T_c|}{q}} * \sqrt{t} = \sqrt{\frac{2\lambda F}{q}} \quad (79)$$

Roudan syvyys voidaan laskea tällöin myös kerroksellisessa maassa osittaispakkasmäärän avulla. Kunkin kerroksen jäädyttämiseen tarvittava pakkasmäärä lasketaan erikseen.

7.3 Numeeriset roudan syvyyden laskentamenetelmät

Numeerisesti roudan syvyys voidaan laskea ratkaisemalla lämmönsiirtymisen differentiaaliyhtälö puhtaasti numeerisesti likimääräisratkaisuja käyttämättä. Numeerinen ratkaisu suoritetaan yleensä joko elementti- tai differenssimenetelmällä. Roudan syvyyden laskemiseksi ohjelman tulee voida ottaa huomioon olomuodonmuutos, joka aiheuttaa lämpötekniisten ominaisuuksien epälineaarisuuden. Numeeristen menetelmien etuna on, että niiden avulla voidaan monipuolisesti ottaa huomioon erilaiset reuna- ja alkuehdot. Suomessa käytettäviä mm. roudan syvyyden laskemiseen soveltuvia ohjelmistoja ovat mm. Adinat ja Ansys. On huomattava, että näiden ohjelmistojen avulla voidaan tarkastella roudan osalta pelkästään lämmönsiirtymisen probleemoja. Sen sensijaan routanousuja niiden avulla ei voida ratkaista.

8 ROUTANOUSUN LASKENTAMALLIT

8.1 Tilastolliset mallit

Chen ja Wang (1988) ovat esittäneet tilastollisen mallin savimaalajien routanousun laskemiseksi. Malli pohjautuu laboratoriossa suoritettuihin 69 routanousukokeeseen. Malliin valitut viisi muuttujaa olivat vesipitoisuus, tilavuuspaino, plastisuus, pohjavedenpinta ja roudan etenemisnopeus. Mallia on täydennetty ottamalla lisäselittäjäksi ionipitoisuus (Chen & Wang 1991). Malli ottaa täten huomioon sekä maalaji- että olosuhdetekijät (pohjaveden asema ja roudan etenemisnopeus). Mallissa routivuus on esitetty suhteellisen routanousun ja routanousunopeuden avulla. Suhteelliselle routanousulle on saatu yhtälö (80)

$$\eta = B_0 w^{B_1} * \gamma_d^{B_2} * v_f^{B_3} * H_w^{B_4} * I_p^{B_5} \quad (80)$$

| | | |
|-------|------------------------------------|-----------------------------------|
| missä | η | on suhteellinen routanousu % |
| | γ_d | kuivairtotiheys g/cm ³ |
| | v_f | roudan etenemisnopeus cm/vrk |
| | H_w | pohjaveden korkeus cm |
| | I_p | plastisuusluku % |
| | B_0, B_1, B_2, B_3, B_4 ja B_5 | vakioita |

Kokeellisesti vakioille saatiin seuraavat lukuarvot: $B_0 = 2,7023 * 10^{-5}$, $B_1 = 3,0203$, $B_2 = 5,38384$, $B_3 = -1,2181$, $B_4 = -0,2219$ ja $B_5 = 1,0892$.

Routanousunopeudelle on saatu puolestaan yhtälö (81)

$$R = B'_0 w^{B'_1} * \gamma_d^{B'_2} \exp(B'_3 H_w) \exp(B'_4 I_p) \exp(B'_5 S) \quad (81)$$

Vakioille saatiin seuraavat lukuarvot: $B'_0 = 4,6293 * 10^{-6}$, $B'_1 = 3,5177$, $B'_2 = 4,2673$, $B'_3 = -1,6059$, $B'_4 = 0,1637$ ja $B'_5 = -0,1245$.

Korrelaatiokertoimiksi on saatu suhteelliselle routanousulle $r = 0,9562$ ja routanousunopeudelle $r = 0,9412$.

Malli on kehitetty pelkästään yhdelle maalajille. Olosuhdetekijöistä roudan tunkeutumisenopeus vaihtelee $v = 1,4 - 10$ cm/vrk, pohjavedenpinnan korkeus sen sijaan vaihtelee $H_w = 0 - 1,07$ m.

Routanousumallin rakentaminen tilastollisesti tältä pohjalta on erittäin työläs. Mallin etuna on helppo testaus sekä se, että malliin on valittu selittäjiksi routivuutta sääteleviä maalaji- ja olosuhdemuuttujia. Puutteena on kuitenkin kuormituksen pois jättäminen mallista.

8.2 Kokeelliset mallit

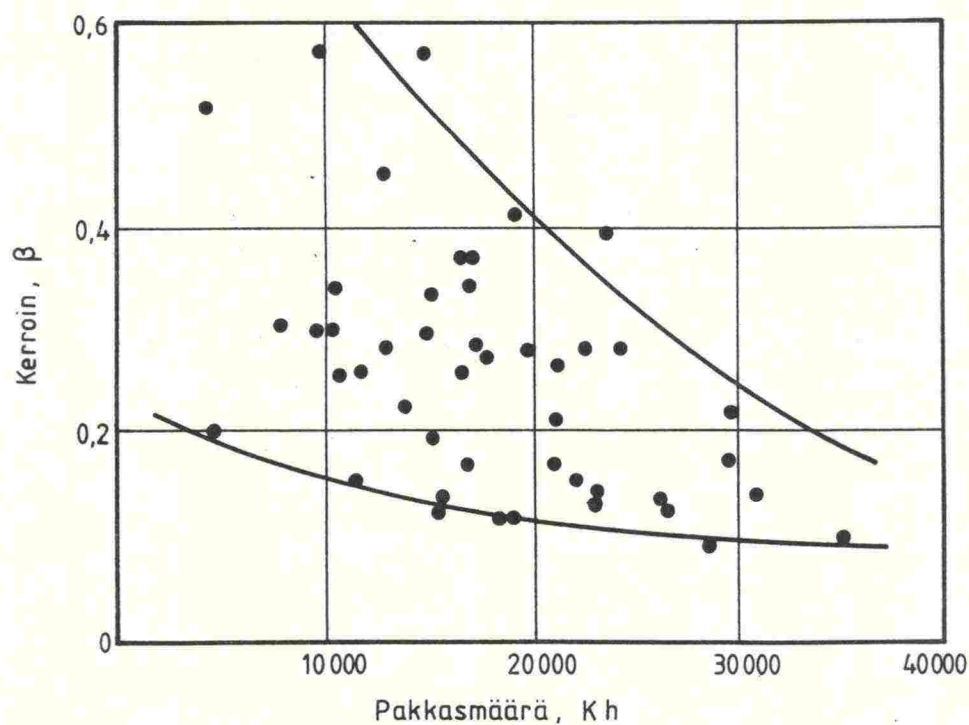
Knutson (1973)

Knutsonin (1973) mukaan routanousu voidaan laskea yhtälön (82) avulla

$$h = \beta(w_f/100) * H \quad (82)$$

missä w_f on jäätyneen kerroksen tilavuusvesipitoisuus
 H roudan syvyys (m)
 β parametri

Parametrille β on kokeellisesti tiekohteista mitattu arvoja, joiden riippuvuus pakkasmäärästä on esitetty kuvassa 20.



Kuva 20: Parametrin β riippuvuus pakkasmäärästä mitattuna tiekohteista (Saetersdel 1980).

Taulukossa 1 on esitetty lisäksi parametrien β arvot eri routivuusluokissa (Saetersdal 1980).

Taulukko 1: Parametrien β arvot eri routivuusluokissa.

| Pohjasuhteet | Routanousutekijä β | | | | |
|---|--|-----------|------------|---|-------|
| | Sora, hiekka (0,4...1 m) routivan maapohjan päällä | | | Sora ja lämmön- eristys routivan maapohjan päällä | |
| | 10000 h C | 20000 h C | 30000 h C | | |
| Voimakkaasti/keskin- kertaisesti routiva maa - runsaasti vettä saatavilla - kerroksellinen | 0,4...0,7 | 0,3...0,4 | 0,2...0,3 | 0,5 * | 0,5 * |
| Voimakkaasti/keskinkertaisesti routiva maa - ei vettä saatavilla - ei kerroksellisuutta Vähän routiva maa - runsaasti vettä saatavilla - kerroksellinen | 0,2...0,4 | 0,2...0,3 | 0,15...0,2 | | |
| Vähän routiva maa - ei vettä saatavilla - ei kerroksellisuutta | 0,1...0,2 | | 0,1...0,15 | | |
| Jäätävä vesi | 0,1 | | | | |
| Sora, hiekka | 0,2...0,3 | | | | |
| Kaama, turve | 0,02...0,08 | | | | |

* Suuntaa antava arvo

Arakawa (1966)

Arakawan (1966) mukaan routanousu voidaan laskea yhtälön (83) avulla.

$$h = \frac{1}{\rho_i} \int_0^t \left(D \frac{\partial M}{\partial x} \right)_{x=X} dt \quad (83)$$

missä D on veden diffusiviteetti
 M vesipitoisuus

Sanger ja Sayles (1978)

Täysin kyllästyneen maan routanousun arvioimiseksi Sanger ja Sayles (1978) esittivät empiirisen yhtälön (84).

$$h = 1/2 * (n * H * 0,09) = 1/2 * [(w_f/100) * H * \beta] \quad (84)$$

| | | |
|-------|-----------|---------------|
| missä | n | on huokoisuus |
| | H | roudan syvyys |
| | $\beta =$ | 0,09 |

Takashin (1978) malli

Ensimmäinen routanousukokeen suorittamiseen perustuva laskentamalli on Takashin (1978) esittämä laskentamalli. Takashin mallin lähtökohtana on roudan vakiotunkeutumisnopeus. Malli perustuu kahdella erilaisella näyttemateriaalilla tehtyihin kokeisiin, joissa kuormitusta ja roudan tunkeutumisnopeutta vaihdeltiin. Roudan vakiotunkeutumisnopeus voidaan saavuttaa säätämällä jäädytyslämpötilaa ajan funktiona seuraavan yhtälön mukaisesti:

$$\theta_1 = -\frac{L\gamma_1\chi_1}{k_1} \left(e^{\frac{U^2 t}{\chi_1}} - 1 \right) \quad (85)$$

$$\theta_2 = 0$$

| | | |
|-------|------------|--------------------------------------|
| missä | θ | on jäädytyslämpötila |
| | U | roudan vakioetenemisnopeus |
| | L | olomuodonmuutoksessa vapautuva lämpö |
| | γ_1 | jäätyneen maan tilavuuspaino |
| | χ_1 | jäätyneen maan diffusiviteetti |
| | k_1 | jäätyneen maan lämmönjohtavuus |

Sulan pään lämpötilan oletetaan olevan $\theta_2 = 0$ °C.

Kokeissa Takashi käytti yhtälön (85) sijasta yhtälöä (86). Tällöin sulan pään lämpötila oli vastaavasti 0,2 - 0,3 °C näytteen jäätyispistettä korkeampi.

$$\theta_1 = -\frac{L\gamma_1 U^2}{k_1} t \quad (86)$$

Suhteellisen routanousun, roudan tunkeutumisnopeuden ja kuormituksen välille Takashi esitti yhtälön (87) mukaisen kokeellisen yhteyden.

$$\xi = \xi_o + \frac{\sigma_o}{\sigma} \left(1 + \sqrt{\frac{U_o}{U}} \right) \quad (87)$$

| | | |
|-------|------------------------|----------------------------|
| missä | ξ | on suhteellinen routanousu |
| | ξ_o, σ_o, U_o | koekohtaisia vakioja |
| | σ | kuormitus |
| | U | roudan tunkeutumisnopeus |

Suhteellisella routanousulla tarkoitetaan tässä yhteydessä routanousun suuruutta jaettuna näytteen alkuperäisellä korkeudella.

Routanousunopeuden ja suhteellisen routanousun välinen vuorosuhde voidaan esittää yhtälön (88) avulla.

$$\frac{dh}{dt} = \frac{dh}{dx} \frac{dx}{dt} = \frac{dh}{dx} U = \xi U \quad (U \neq 0) \quad (88)$$

Routanousunopeus voidaan puolestaan tällöin esittää yhtälön (89) avulla

$$\frac{dh}{dt} = (\xi_o + \frac{\sigma_o}{\sigma}) U + \frac{\sigma_o}{\sigma} \sqrt{U_o U} \quad (89)$$

Jäätymisrintamaan tai siitä pois päin virtaavan veden mallintamiseen Takashi käytti kolmesta pumpusta muodostettua mallia, joista kaksi pumpua syöttää vettä jäätymisrintamaan ja yksi pumppu jäätymisrintamasta pois. Pumppujen kapasiteetit ovat roudan tunkeutumisenopeuden ja kuorituksen funktioita. Veden virtausnopeus voidaan tällöin esittää yhtälön (90) avulla ja suhteellinen vesimäärä yhtälön (91) avulla.

$$\frac{dw}{dt} = \frac{U}{1+\Gamma} \frac{\sigma_o}{\sigma} \left(1 + \sqrt{\frac{U_o}{U}} \right) - n_f \frac{\Gamma}{1+\Gamma} U \quad (90)$$

$$\xi_w = \frac{dw}{dx} = \frac{dw}{dt} \frac{dt}{dx} = \frac{1}{1+\Gamma} \frac{\sigma_o}{\sigma} \left(1 + \sqrt{\frac{U_o}{U}} \right) - n_f \frac{\Gamma}{1+\Gamma} \quad (91)$$

missä n_f on vakio
 Γ laajenemiskerroin veden jäätyessä

Routanousun laskeminen segregatiopotentiaalin avulla

Segregatiopotentiaalin määritelmän mukaisesti routanousu voidaan laskea, mikäli tunnetaan osittain jäätyneen kerroksen lämpötilagradientti. Routanousun laskemisen edellytyksenä on lämpötilagradientin ja segregatiopotentiaalin tunteminen. Lämpötilagradientti voidaan laskea roudan syvyyden laskentaan käytettyjen kaavojen avulla (esim. Friberg & Slunga 1989). Toisaalta ainoastaan roudan syvyyden laskemiseen käytettävät menetelmät eivät sovellu routivien maapohjien roudan syvyyden laskentaan, joten lämpötilagradientin laskennassa tulisi ottaa huomioon myös veden virtauksen vaikutus roudan syvyyteen ja lämpötilagradienttiin. Lämpötilagradientti voidaan routivissa tapauksissa laskea esim. yhdistetyillä lämmön ja massan siirtymisen yhtälöillä. Saarelainen (1986, 1992) on esittänyt menetelmän, jossa roudan syvyys lasketaan muodostamalla yksitasoinen lämpötaseyhtälö, jossa sulan maakerroksen lämpötilagradientti lasketaan Skaven-Haugin empiirisen yhtälön mukaisesti vuoden keskilämpötilan avulla. Lämpötilagradientin riippuvuus vuoden keskilämpötiloista

perustuu lämpötilamittauksiin, jotka vastaavat helmikuun alun mittauksia. Routanousu lasketaan jäätyneen maan lämpötilagradientin ja segregatiopotentialin avulla. Routanousun laskentamallia Saarelainen on testannut useissa tiekohteissa suoritetuissa mittauksissa.

Nixon (1991)

Nixon (1991) esitti routanousun laskemiseksi laskentamallin, josta käyttää nimeä diskrete ice lens theory. Teorian käytön edellytyksenä on jäätyneen maan vedenjohtavuuden ja lämpötilan välisen vuorosuhteen tunteminen. Nixon esittää laskentamallista kaksi menetelmää, jossa yksinkertaistetussa mallissa ei oteta huomioon jäätyneenä pysyvän veden määrän riippuvuutta lämpötilasta, vaan kaiken huokosveden oletetaan jäätyvän samassa lämpötilassa. Tarkemmassa mallissa otetaan huomioon myös jäätyneenä pysyvän veden määrä lämpötilan funktiona.

Mallilla voidaan määrittää routanousu, jäätymisrintamassa vaikuttava imupaine ja jäälinsin lämpötila. Kuormituksen vaikutus routanousun suuruuteen voidaan ottaa myös huomioon.

Yksinkertaistettu menetelmä

Maa routii, kun jäänpaine P_{ice} ylittää routakerroksen yläpuolisen painon sekä maan raerungon irrottamiseen tarvittavan jännityksen P_{sep} yhtälön (92) mukaisesti.

$$P_{ice} = P_o + P_{sep} \quad (92)$$

Mikäli jäänpaine on tätä pienempi, maa ei roudi.

Vedenvirtauksen oletetaan noudattavan osittain jäätyneessä kerroksessa Darcyn lakia. Osittain jäätyneen maan vedenjohtavuuden ja lämpötilan välistä riippuvuutta voidaan kuvata yhtälön (93) mukaisella vuorosuhteella.

$$k = k_o(-T)^\alpha \quad (93)$$

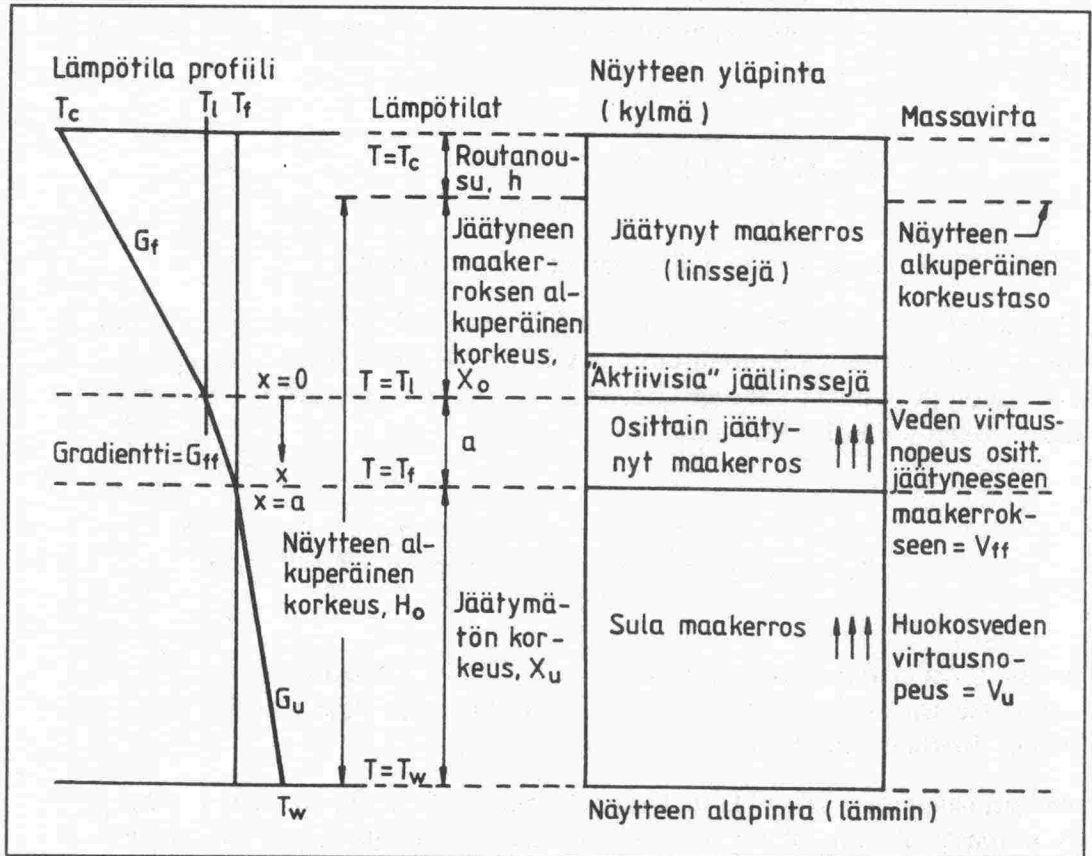
| | | |
|-------|----------|--|
| missä | T | on lämpötila (°C) |
| | k_o | vedenjohtavuus lämpötilassa -1 °C (cm/s) |
| | α | suoran k ja $-T$ kaltevuuskerroin log-log asteikolla |

Yhtälön (93) mukaisen vuorosuhteen oletetaan olevan voimassa huokosjään maksimilämpötilaan saakka (T_f). Tämän lämpötilan yläpuolella vedenjohtavuus on yhtäsuuri kuin sulassa tilassa.

Routivan maakerroksen eri vyöhykkeet on esitetty kuvassa 21. Osittain jäätyneessä kerroksessa lämpötila muuttuu lineaarisesti yhtälön (94) mukaisesti.

$$T = (T_l - T_f)(1 - x/a) + T_f \quad (94)$$

missä x on etäisyys jäälinsin alapinnasta
 a osittain jäätyneen kerroksen paksuus
 T_l jäälinsin alapinnan lämpötila



Kuva 21: Routanousun muodostumisolosuhteet (Nixon 1991).

Vedenjohtavuus muuttuu täten osittain jäätyneessä maakerroksessa yhtälöiden (93) ja (94) avulla laskettuna yhtälön (95) mukaisesti.

$$k = k_o [-(T_l - T_f)(1 - x/a) - T_f]^\alpha \quad (95)$$

Vedenvirtausnopeus on Darcyn lain mukaisesti osittain jäätyneessä kerroksessa yhtälön (96) mukainen.

$$V_{ff} = kdP_w/dx \quad (96)$$

| | | |
|-------|----------|----------------------------|
| missä | P_w | on veden painekorkeus (cm) |
| | V_{ff} | veden virtausnopeus (cm/s) |
| | k | vedenjohtavuus (cm/s) |

Veden virtausnopeus V_{ff} merkitään positiiviseksi ylöspäin.

Kun maakerroksen oletetaan olevan kokoonpuristumaton ja huokosveden jäätyminen aiheuttamaa laajentumista ei oteta huomioon, veden virtauksen jatkuvuudesta seuraa

$$d/dx(dP_w/dx) = 0 \quad (97)$$

Tällöin V_{ff} on vakio osittain jäätyneen kerroksen alueella.

Huokosvedenpaine lasketaan yhtälön (97) avulla sijoittamalla siihen yhtälön (95) mukainen vedenjohtavuus ja yhtälön (96) mukainen vedenvirtausnopeuden ja paineen välinen vuorosuhde. Integroinnin jälkeen huokosvedenpaineen yhtälöksi saadaan

$$P_w = V_{ff} a \frac{[-T_f - (T_i - T_f)(1-x/a)]^{1+\alpha} - (-T_f)^{1+\alpha}}{k_o(T_i - T_f)(1+\alpha)} + P_u \quad (98)$$

missä P_u on jäätymistasossa vaikuttava huokosvedenpaine, joka on laboratoriokokeissa vähän routivissa ja hyvin vettäläpäisevissä lähes nolla ja in situ hydrostaattisen paineen suuruinen.

Vedenvirtausnopeus voidaan laskea huokosvedenpaineen avulla. Jään ja vedenpaineen välinen riippuvuus noudattaa Clausius-Clapeyronin yhtälöä, jonka mukaan

$$1,09P_i = P_w - \beta T \quad (99)$$

| | | |
|-------|---------|---|
| missä | P_i | on huokosjänpaine |
| | P_w | huokosvedenpaine |
| | β | termodynaaminen vakio (1220 kPa/°C tai 12450 cm H ₂ O/°C) |
| | T | osittain jäätyneen kerroksen paikasta riippuva lämpötila |

Jäälinsin ja osittain jäätyneen kerroksen välisessä rajapinnassa vaikuttava huokosjänpaine on yhtäsuuri kuin siihen kohdistuva kuormitus, jolloin yhtälö (99) voidaan esittää tasossa $x = 0$ muodossa (100).

$$P_w = 1,09P_o + \beta T_l \quad (100)$$

Jäälinsin tasossa ($x = 0$ ja olettaen että $T_f = 0$) vedenvirtausnopeus voidaan esittää yhtälöiden (98) ja (100) avulla muodossa (101).

$$V_{ff} = (1,09P_o + \beta T_l - P_u)(1 + \alpha)k_o/a(-T_l)^\alpha \quad (101)$$

Huokosvedenpaineen jakautuminen osittain jäätyneessä maakerroksessa saadaan sijoittamalla yhtälö (101) yhtälöön (98), tällöin saadaan

$$P_w = (1,09P_o + \beta T_l - P_u)(1 - x/a)^{1+\alpha} + P_u \quad (102)$$

Jäänpaine voidaan laskea yleisen Clapeyronin yhtälön (99) avulla. Jäälinsin syntyy, kun jäänpaine ylittää missä tahansa kohdassa osittain jäätyneessä kerroksessa maarakeiden irrottamiseen tarvittavan paineen P_{sep} ja yläpuolisen kuorman P_o .

Lämmönsiirtyminen

Lämmönjohtumisen tasapainoyhtälöt voidaan kirjoittaa osittain jäätyneen kerroksen molemmilla rajapinnoissa. Jäätyneen kerroksen ja osittain jäätyneen kerroksen rajapinnassa yhtälö voidaan esittää muodossa (103)

$$-K_f(T_c - T_l)/(X_o + h) + K_{ff}(T_l - T_f)/a = LV_{ff} \quad (103)$$

Osittain jäätyneen kerroksen alapinnan ja sulan kerroksen rajapinnassa yhtälö voidaan esittää muodossa (104).

$$-K_{ff}(T_l - T_f)/a + K_u(T_f - T_w)/X_u = n_f L da/dt \quad (104)$$

| | | |
|-------|------------------------|---|
| missä | K_f, K_{ff} ja K_u | lämmönjohtavuus (jäätynyt, osittain jäätynyt, sula) |
| | X_o, h ja X_u | kuvan mukaisesti määritetyt pituudet |
| | T_c ja T_w | jäädytys- ja sulanpään lämpötila |
| | L | olomuodonmuutoslämpötila |
| | n_f | jäätyneen maan tilavuusosuus |

Roudan eteneminen ja routanousu voidaan laskea tämän jälkeen sijoittamalla yhtälön (101) mukainen vedenvirtausnopeus yhtälöön (103) ja ratkaisemalla tämän jälkeen jäälinsin lämpötila T_l . Tämän jälkeen lämpötila T_l sijoitetaan yhtälöön (104), jolloin voidaan laskea osittain jäätyneen kerroksen kasvunopeus da/dt pienellä aikavälillä dt . Routanousu voidaan

tämän jälkeen laskea huokosveden virtausnopeuden yhtälöstä (101) ottamalla huomioon veden jääytymisestä aiheutuva laajeneminen. Etäisyyden x_0 maanpinnasta jäälinsin pohjatasoon oletetaan pysyvän vakiona, kunnes uusi jäälinski on muodostunut. Kun olosuhteet uuden jäälinsin muodostumiselle muodostuvat (yhtälö 92), x_0 on lisäetäisyys uudelle jäälinsille ja osittain jäätyneen kerroksen paksuus pienenee saman määrän. Routimistapahtuma etenee tällä tavalla yhä syvemmälle.

Tässä kuvattu menettely on yksinkertaistettu esitystapa jäälinsin sijainnin, roudan syvyyden ja routanousun laskemiseksi. Suurin puute menetelmässä liittyy siihen, että kaiken in situ huokosveden oletetaan jäätyvän samassa lämpötilassa ja lämpötilaprofiiliin oletetaan pysyvän lineaarisena osittain jäätyneessä kerroksessa.

Tarkennettu menetelmä: Jäätyttömänä pysyvän veden huomioonottaminen

Jäätyttömänä pysyvän veden määrä lämpötilan funktiona lasketaan Anderson & Ticen (1973) esittämän yhtälön (105) avulla.

$$W_u = w_u/w_{tot} = A(-T)^B/w_{tot} \quad (105)$$

| | | |
|-------|------------|---|
| missä | A ja B | ovat vakioja |
| | T | lämpötila (°C) |
| | w_{tot} | gravimetrinen sulanveden määrä |
| | w_u | sulana pysyvän veden osuus kokonaisvesimäärästä |

Vakiot A ja B korreloivat ominaispinta-alan kanssa.

Osittain jäätyneessä kerroksessa, jonka kokonaispaksuus on a , jään korkeus H_f voidaan laskea ajan hetkenä t yhtälön (106) avulla.

$$H_f = n \int_0^a (1 - W_u) dx \quad (106)$$

Merkitään $A_1 = A/w_{tot}$, jolloin W_u voidaan esittää syvyyden funktiona yhtälön (107) avulla.

$$\begin{aligned} W_u &= A_1(-T)^B \\ &= A_1[-(T_1 - T_f)(1 - x/a) - T_f]^B \end{aligned} \quad (107)$$

Integroinnin jälkeen saadaan jäätyneen vesimäärän korkeudeksi osittain jäätyneessä kerroksessa, jonka korkeus on a ja jäälinsin lämpötila T_1 , yhtälön (108) mukainen ratkaisu.

$$H_f = na \frac{1+A_1 \{-(T_f)^{1+B} - (T_l)^{1+B}\}}{(1+B)(T_f - T_l)} \quad (108)$$

Osittain jäätyneessä kerroksessa jäätyvän veden määrä on ajasta riippuvien muuttujien a ja T_l funktio. In situ tapahtuva jäätymisrintaman eteneminen voidaan laskea yhtälön (109) avulla.

$$\begin{aligned} L \frac{dH_f}{dt} &= L(dH_f/da * da/dt + dH_f/dT_l * dT_l/dt) \quad (109) \\ &= Q_{ff} - Q_u \end{aligned}$$

Q_{ff} on osittain jäätyneen kerroksen läpi menevä lämpövirta ja Q_u sulan maan lämpövirta, joka voidaan määrittää yhtälön (104) avulla.

Veden jäätyksen aiheuttaman laajenemisen huomioon ottaminen massan ja lämmönsiirtymisessä

Kun veden jäätyksen aiheuttama laajeneminen otetaan huomioon, vedenvirtausta kuvaava yhtälö voidaan esittää muodossa (110).

$$d/dx(kdP_w/dx) = 0, 09ndW_u/dt \quad (110)$$

Yhtälö voidaan ratkaista numeerisesti. Reunaehtoina voidaan käyttää jäälinsin tasossa $x = 0$

$$P_w = 1, 09P_o + \beta T_l \quad (111)$$

ja routarajalla $x = a$

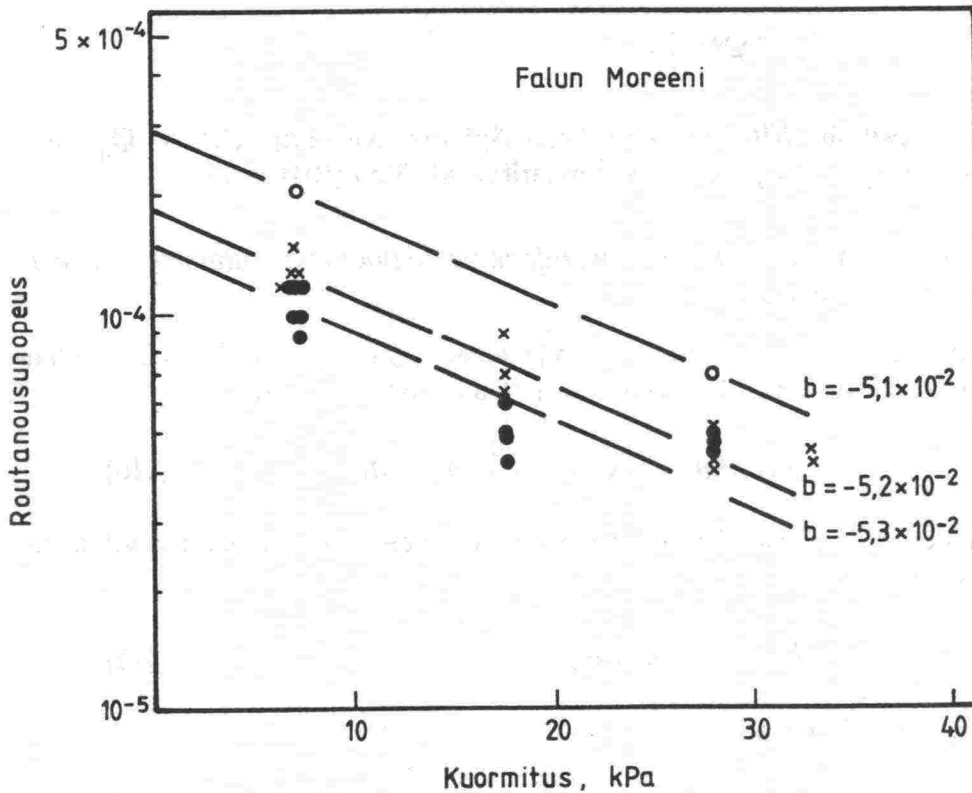
$$P_w = P_u \quad (112)$$

Yhtälön (110) oikea puoli ratkaistaan numeerisesti tuntemalla lämpötila ajan hetkenä t ja myös sulan veden määrä joka pisteessä osittain jäätyneessä kerroksessa. Huokosvedenpaine P_w lasketaan osittain jäätyneessä kerroksessa 30 eri solmupisteessä differenssimenetelmän avulla. Lasketaan vedenvirtausnopeus V_{ff} ja sijoitetaan se yhtälöön (103) ja iteroidaan, kunnes löydetään linsin lämpötila T_l , joka tyydyttää yhtälön (103) joka aika-askeleella. Aika-askeleen pituutena käytetään suuruudeltaan 0,001 vrk:n suuruista aika-askelta, jotta lämpötila ei muutu voimakkaasti. Kun lämpötila T_l tunnetaan, lasketaan roudan tunkeutumisenopeus lämmönsiirtymisyhtälön (104) avulla.

Mallista on laadittu Fortran-kielinen tietokoneohjelma yksidimensionaaliselle ratkaisulle. Mallia on testattu kirjallisuudesta saatujen useiden routanousukokeiden tuloksilla. Mitatut ja mallilla lasketut routanousut ja roudan syvyudet vastasivat erittäin hyvin toisiaan. Koska malli on verraten uusi, sitä ei ole vielä laajemmin testattu in situ olosuhteissa.

Stenberg (1989)

Stenbergin esittämä routanousumalli perustuu routanousukokeen suorittamiseen siten, että poistuva lämpömäärä pidetään vakiona. Näytteen jäädyttäminen suoritetaan Peltier-elementin avulla pitämällä lämpövirta vakiona. Routanousunopeuden ja kuormituksen välistä riippuvuutta ns. b -arvoa käytetään routivuutta kuvaavana tunnuslukuna (kuva 22) (Stenberg 1981, 1984).



Kuva 22: Routanousnopeuden ja kuormituksen välinen riippuvuus erilaisilla suhteellisilla lämpövirroilla (Stenberg 1984).

Routanousun ja roudan syvyyden laskeminen suoritetaan energiatasetaarkastelun avulla seuraavasti (Stenberg 1989):

$$Q_e = Q_u + Q_h \quad (113)$$

missä $Q_\varepsilon = K * f \quad (114a)$

$$Q_u = w_0 * \gamma_d * A * Z_f * L \quad (114b)$$

$$Q_h = h * t * A * L \quad (114c)$$

missä $h = a * h_0 * e^{-bP} \quad (114d)$

missä $P = P_j + P_w \quad (114e)$

| | |
|-------|---|
| K | on pakkasmäärä ($^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$) |
| f | laskentakerroin |
| a | maaparametri $0 < a < 1$ |
| h_0 | routanousunopeus kuormituksella $P = 0$ |
| b | routanousukokeella määritettävä routivuutta kuvaava parametri |
| t | aika |
| P_j | maakerroksen paino |
| P_w | huokosvedenpaine |

Yhtälössä (114a) on huomattava, että poistuvan lämpömäärän oletetaan olevan suoraan verrannollinen pakkasmäärään. Tämä yksinkertaistus on tehty lämpövirtamittausten avulla syvyydessä 110 cm.

Routanousun syvyyden ja routanousun osalta Stenberg (1989) on testannut malleja mm. tierakenteissa. Mitattujen ja laskettujen routanousujen ero oli < 10 %.

Kulieshius (1991)

Kulieshius (1991) esitti routanousunopeuden laskemiseksi empiirisen yhtälön. Routanousunopeus riippuu maaperän kevätkesteydestä ja plastisuudesta sekä poistuvasta lämpömäärästä. Kulieshius vertasi mallilla laskettuja ja routanousuja in situ mitattuun routanousuun. Mittaustulosten todettiin vastaavan hyvin havaintotuloksia. Samassa yhteydessä verrattiin myös Neuvostoliitossa yleisesti käytetyn Orlovin yhtälöllä laskettuja routanousuja, niiden todettiin vastaavan heikosti mittaushavaintoja. Orlovin menetelmä käyttää talven keskilämpötilaa routanousun laskemiseen ja routanousun oletetaan olevan suoraan verrannollinen routanousun syvyyteen.

Zhang ja Zhu (1983)

Zhang ja Zhu (1983) ovat esittäneet routanousun syvyyden ja routanousun analyttisen laskentamallin, jonka lähtökohdat ovat olleet veden virtauksen ja lämmönjohtumisen yhtälöiden samanaikainen ratkaiseminen. Menetelmä poikkeaa muista vastaavista malleista siten, että yhtälöiden ratkaisu on puhtaasti analyttinen. Mallin tarkkuudesta ei kuitenkaan esitetä vertailua mittausaineiston kanssa.

8.3 Numeeriset mallit

8.3.1 Hydrodynaamiset mallit

8.3.1.1 Siirtymä- ja lämpötilan huomioivat mallit

Harlan (1973)

Harlan (1973) esitti ensimmäisen numeerisen mallin samanaikaisesta lämmön ja massan siirtymisestä. Veden virtausta käsitellään yksidimensionaalisessa stationääri- tai epästationääritilassa joko kyllästetyssä tai osittain kyllästyneessä tilassa yleisessä muodossa olevan massan siirtymisen lain avulla.

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[\rho_l K(x, T, \tau) \frac{\partial \emptyset}{\partial x} \right] = \frac{\partial(\rho_l \theta_l)}{\partial t} + \Delta s \quad (115)$$

| | | |
|-------|-------------|--|
| missä | x | on paikan koordinaatti (cm) |
| | t | aika (min) |
| | ρ_l | veden tiheys (g/cm ³) |
| | θ_l | jään tilavuuspitoisuus (cm ³ /cm ³) |
| | K | 'tehokas' hydraulinen johtavuus (cm/min) |
| | T | lämpötila (°C) |
| | \emptyset | veden kokonaispotentiaali (cm) |
| | τ | matriisipotentiali (cm) |
| | Δs | jääpitoisuuden muutos (g/cm ³ * min) |

Kokonaispotentiaali voidaan esittää yhtälön (116) mukaisesti seuraavasti

$$\emptyset = \psi + G + Z \quad (116)$$

| | | |
|-------|--------|---|
| missä | ψ | on Gibbsin vapaa energia tai vesipotentiali sisältäen osmoosipotentialin ja matriisipotentialin |
| | G | painepotentiaali |
| | Z | painovoimapotentiaali |

Yhtälössä (115) tehokas hydraulinen johtavuus K on paikan, lämpötilan ja matriisipotentialin funktio.

Lämmön siirtymistä kuvataan vastaavasti yksidimensionaalisessa tapauksessa joko epästationääri- tai stationääritilassa yhtälön (117) avulla.

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[\lambda(x, T, t) \frac{\partial T}{\partial x} \right] - c_l \rho_l \frac{\partial(v_x T)}{\partial x} = \frac{\partial(\bar{c}_p T)}{\partial t} \quad (117)$$

| | | |
|-------|-------------|---|
| missä | λ | on lämmönjohtavuus |
| | T | lämpötila |
| | c_l | veden ominaislämpökapasiteetti (cal/g * °C) |
| | v_x | veden virtausnopeus x-suunnassa (cm/min) |
| | \bar{c}_p | näennäinen lämpökapasiteetti |

Näennäinen lämpökapasiteetti määritellään yhtälön (118) mukaan seuraavasti:

$$\bar{c}_p = H(x, T, t) - L_o \rho_s \frac{\partial \theta_s}{\partial T} \quad (118)$$

| | | |
|-------|------------|--|
| missä | H | on tilavuuslämpökapasiteetti (cal/cm ³ * °C) |
| | L_o | veden olomuodonmuutoslämpö (cal/g) |
| | θ_s | jään tilavuusvesipitoisuus (cm ³ /cm ³) |
| | ρ_s | jään tiheys (g/cm ³) |

Yhtälöiden yhdistäminen tapahtuu näennäisen lämpökapasiteetin avulla.

Osittain jäätyneen ja osittain kyllästyneen maan vedenjohtavuuden oletetaan olevan suoraan analoginen samassa energiatilassa olevan sulan maan vedenjohtavuuden kanssa. Lämpötekniset ominaisuudet lasketaan de Vriesin yhtälön avulla.

Mallin toimivuutta testattiin kolmessa eri pohjaolosuhteessa, mutta varsinaista vertailua mitattujen ja laskettujen arvojen välillä ei suoritettu, koska käytettävissä ei ollut riittäviä fysikaalisia, hydraulisia ja lämpöteknisiä ominaisuuksia. Kvalitatiivisesti simuloitujen tulosten todettiin olevan yhtäläisiä maasto- ja laboratoriohavaintojen kanssa. Simuloinnin tulokset esitettiin kosteusprofiiliin ja veden alipaineen osalta jäätyneen ja sulamisen aikana.

Harlan ei esitä routivuuden laskemiseksi kriteeriä, eikä kuormitusta myöskään voida ottaa huomioon mallissa.

Taylor & Luthin (1978)

Taylorin ja Luthin (1978) malli perustuu läheisesti Harlanin (1973) esittämään teoriaan. Lämmön ja massan siirtyminen esitetään yhtälöiden (119) ja (120) avulla.

$$\frac{\partial}{\partial y} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial y} \right) + L \frac{\partial \theta}{\partial t} = c \frac{\partial T}{\partial t} \quad (119)$$

$$\frac{\partial}{\partial y} \left(D \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) - \frac{\rho_i}{\rho_w} \frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (120)$$

| | | |
|-------|-----------|--|
| missä | y | on paikan koordinaatti (m) |
| | t | aika (t) |
| | T | lämpötila (°C) |
| | λ | lämmönjohtavuus (J/m * s * K) |
| | L | volumetrinen veden olomuodonmuutos- lämpö (J/m ³) |
| | c | tilavuuslämpökapasiteetti (J/m ³ * K) |
| | θ | tilavuusvesipitoisuus (m ³ /m ³) |
| | θ | jään tilavuuspitoisuus (m ³ /m ³) |
| | ρ_w | veden tiheys (kg/m ³) |
| | ρ_i | jään tiheys (kg/m ³) |
| | D | veden diffuusiokerroin (m ² /s) |

Vedenjohtavuus korvataan veden diffuusiokertoimella seuraavasti:

$$K = \frac{\partial p_w}{\partial y} = K \left(\frac{\partial p_w}{\partial \theta} \right) \frac{\partial \theta}{\partial y} = D \frac{\partial \theta}{\partial y} \quad (121)$$

Yhtälöiden ratkaiseminen tapahtuu yhdistämällä eo. yhtälöt jäätymättömän veden määrää lämpötilan funktiona kuvaavan yhtälön avulla. Yhtälöiden numeerinen ratkaisu suoritetaan implisiittisesti differenssimenetelmällä. Jäätymättömän veden määrä lämpötilan funktiona lasketaan kahdella empiirisellä funktiolla (122) lämpötilavälillä $-0,5 \text{ °C} < T < 0 \text{ °C}$ ja $T < -0,5 \text{ °C}$.

$$\theta = \begin{cases} 0,76 * T + 0,45 & (-0,5 \leq T \leq 0) \\ 0,713 * 10^{0,057T} & (T \leq -0,5) \end{cases} \quad (122a)$$

$$\theta = \begin{cases} 0,56 * T + 0,40 & (-0,5 \leq T \leq 0) \\ 0,14 * 10^{0,1367T} & (T \leq -0,5) \end{cases} \quad (122b)$$

Lämpökapasiteetti ja lämmönjohtavuus lasketaan de Vriesin yhtälön avulla. Jäätyneen ja sulan maan veden diffuusiokertoimen välillä Taylor ja Luthin käyttivät vuorosuhdetta

$$D(\text{jäätynyt}) = D(\text{sula})/I \quad (123)$$

Veden diffuusiokertoimen osalta hankaluutena oli löytää vesipitoisuudesta riippuva diffuusiokerroin, jolla saadaan tyydyttävä vastaavuus jäätymisvyöhykkeen ja sulan vyöhykkeen välillä.

Kokeellisesti paras vastaavuus saatiin, kun I määritettiin funktioksi jääpitoisuudesta ϕ . Näiden välille saatiin paras vastaavuus yhtälön (124) avulla.

$$I = 10^{10\phi} \quad (124)$$

Dirksenin ja Millerin havaintoaineistoa käytettäessä käytettiin yhtälöä (125a) ja vastaavasti Jamen ja Norumin aineistossa yhtälöä (125b).

$$D = 9,4 * 10^{-5} * 10^{(5,88\theta - 10\theta)} \quad (125a)$$

$$D = 3,84 * 10^{-4} * 10^{(5\theta - 10\theta)}, \text{ kun } (\theta \geq 0, 1) \quad (125b) \\ = 1,361 * 10^{-5} * 10^{(19,5\theta - 10\theta)}, \text{ kun } (0 \leq \theta \leq 0, 1)$$

Routimisen katsottiin alkavan silloin, kun 85 % huokostilavuudesta oli jäässä.

Mallia on testattu Dirksenin ja Millerin (1966) sekä Jamen ja Norumin (1976) esittämällä laboratoriotutkimustuloksilla. Dirksen ja Miller suorittivat kokeet voimakkaasti routivalla siltillä. Jamen ja Norumin materiaalina oli hiekka. Molemmissa tapauksissa materiaalilla oli vakio lähtölämpötila ja -kosteus. Näytteet jäädytettiin pitämällä toinen pää sulana ja jäädyttämällä näyte toisesta päästä. Vastaavuus laboratoriossa mitattujen ja simuloitujen arvojen välillä on kohtuullinen. Laskentatuloksia on vertailtu lämpötilan, vesipitoisuuden ja jääpitoisuuden osalta mitattuihin koetuloksiin. Lämpötilan osalta poikkeama oli pienempi kuin 0,5 °C ja vesipitoisuuden osalta < 0,5 % ja roudan syvyyden osalta < 1 cm. Routanousun osalta simuloitu arvo 2,8 mm oli hieman pienempi mitattuun arvoon 3,8 mm verrattuna. Simuloinnin todettiin olevan hyvin herkkä veden diffuusiokertoimen muutoksille.

Mallilla voidaan laskea routanousu, lämpötila sekä vesi- ja jääpitoisuus ajan funktiona. Sen sijaan kuormituksen vaikutusta mallilla ei oteta huomioon.

SOIL-malli

Soil-malli on Sveriges Lantbruksuniversitetissa Per-Erik Janssonin ja Sven Halldinin (esim. Jansson ja Haldin (1979, 1980), Jansson 1990) johdolla kehitetty veden ja lämmön siirtymistä kuvaava malli. Lämmön siirtymisessä otetaan huomioon sekä johtamalla että konvektiivisesti tapahtuva lämmön siirtyminen yhtälön (126) mukaisesti.

$$\frac{\partial}{\partial t}(CT) - L_f \rho_i \frac{\partial \theta_i}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k_h \frac{\partial T}{\partial z} \right) - c_w \frac{\partial}{\partial z} (Tq_w) + S_h \quad (126)$$

missä C on maan lämpökapasiteetti
 T lämpötila

| | |
|------------|----------------------------|
| t | aika |
| L_f | veden olomuodonmuutoslämpö |
| ρ_i | jään tiheys |
| θ_i | jään tilavuusosuus |
| k_h | lämmönjohtavuus |
| z | syvyyskoordinaatti |
| c_w | veden lämpökapasiteetti |
| q_w | veden virtaus |
| s_h | veden häviö/tulotermi |

Veden virtausyhtälö saadaan vastaavasti massan häviämättömyyden lain ja laajennetun Darcyn lain avulla yhtälöstä (127).

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k_w \frac{\partial \psi}{\partial z} + \rho_w g \right) + s_w \quad (127)$$

| | | |
|-------|----------|---------------------------------------|
| missä | θ | on tilavuusvesipitoisuus |
| | k_w | vedenjohtavuus |
| | ψ | matriisipotentiali |
| | ρ_w | veden tiheys |
| | g | maan vetovoiman aiheuttama kiihtyvyys |
| | s_w | veden häviö/tulotermi |

Lämmön ja massan siirtymisen yhtälöiden yhdistäminen tapahtuu jääty-
mispisteen aleneman ja energiatarkastelun avulla. Menetelmä poikkeaa
muista vastaavia perusyhtälöitä käyttävistä menetelmistä. Maassa olevan
veden oletetaan olevan täysin jäässä lämpötilassa, joka voidaan laskea yh-
tälön (128) avulla.

$$T_f = -d_l \theta_{wilt} \quad (128)$$

| | | |
|-------|-----------------|---|
| missä | d_l | on vakio |
| | θ_{wilt} | lakastumisrajalla oleva tilavuusvesipitoisuus |

Täysin jäätyneen maan lämpökapasiteetti lasketaan yhtälön (129) avulla.

$$C_f = f_s C_s + w c_i \quad (129)$$

| | | |
|-------|-------|---------------------------|
| missä | C_s | maan lämpökapasiteetti |
| | f_s | maan tilavuusosuus |
| | c_i | jään ominaislämpö |
| | w | maassa olevan veden massa |

Täysin jäätyneen maan lämpöenergia lasketaan vastaavasti yhtälön (130) avulla.

$$E_f = C_f T_f - L_i w \quad (130)$$

Latentin energian osuus kokonaisenergiasta saadaan yhtälön (131) avulla

$$f_{lat} = -L_i w / E_f \quad (131)$$

Jäätymispisteen alenema (r) lämpötilavälillä $T_f < T < 0$ lasketaan lämpötilassa T maan energian E ja täysin jäätyneessä tilassa lämpötilassa T_f energian E_f avulla seuraavasti

$$r = (1 - E/E_f)^{d_2 \lambda} \quad (132)$$

| | | |
|-------|-----------|----------------------|
| missä | d_2 | on empiirinen vakio |
| | λ | huokosjakaumaindeksi |

Lämpötilassa T oleva energiamäärä lasketaan tällöin energiayhtälön avulla. Havaittava energia H lämpötilassa T saadaan yhtälön (133) avulla.

$$H = E(1 - f_i)(1 - r) \quad (133)$$

Lämpötila voidaan laskea tällöin havaittavan energian avulla yhtälöstä

$$T = H/C_f \quad (134)$$

Jäätyneen veden määrä Q kokonaisenergiasta lasketaan latentin energian avulla yhtälöstä (135).

$$Q = -(E - H)/L_f w \quad (135)$$

Osittain jäätyneen maakerroksen vedenjohtavuus lasketaan ns. impedanssivakion avulla sulan maan vedenjohtavuudesta. Lämmönjohtavuus lasketaan de Vriesin ja Kerstenin yhtälöiden avulla.

Routimisen katsotaan alkavan silloin, kun jään ja sulana pysyvän veden määrä ylittää maan huokoisuuden.

Lämmön ja veden virtauksen osittaisdifferentiaaliyhtälöt ratkaistaan eksplisiittisesti differenssimenetelmällä Eulerin numeerista integrointia käyttäen.

Mallissa ei oteta huomioon kuormituksen vaikutusta routanousun suuruuteen. Soil-malli on dokumentoitu erittäin hyvin ja malli on myös kaupallisesti saatavissa. Malli sisältää laajan tietokannan ruotsalaisista maaprofiileista. Mallia on käytetty runsaasti pohjoismaissa lämmön ja veden virtauksen laskemiseen.

PROBE-malli

PROBE-mallilla (Program for Boundary Layers in the Environment) voidaan ratkaista yksidimensionaalisia lämmön ja massan siirtymistä muuttuvilla reuna-arvoilla. Massan ja lämmönsiirtyminen lasketaan yleisten taseyhtälöiden mukaisesti. Jäätymättömänä pysyvän veden määrä lämpötilan funktiona lasketaan kokeellisen yhtälön avulla ja jään tilavuusosuuden kasvu lämpötilan funktiona lämpökapasiteetin avulla. Veden diffuusiokerroin sekä matriisipotentiali ja vedenjohtavuus määritetään vesipitoisuuden funktiona. Lämpötekniset ominaisuudet lasketaan eri olomuotojen painotettuina keskiarvoina. Numeerinen ratkaisu suoritetaan differenssimenetelmällä. Mallia on testattu maasto-olosuhteissa. Mallia ei kuvata tässä yhteydessä yksityiskohtaisemmin.

Karvonen (1986)

Karvonen (1986) esitti laskentamallin, jossa lämmön siirtyminen lasketaan yleisen taseyhtälön avulla ottamalla huomioon lämmön johtuminen ja konvektiivinen lämmön siirtyminen (yhtälö 136). Veden virtaus lasketaan vastaavasti yhtälön (137) avulla.

$$c_T \frac{\partial T}{\partial t} + \delta_i L \frac{\partial I}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_h \frac{\partial T}{\partial z} \right) - c_w q_w \frac{\partial T}{\partial z} \quad (136)$$

$$C(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial t} + \frac{\delta_i}{\delta_w} \frac{\partial I}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial z} - K(\psi) \right] - S(\psi) \quad (137)$$

| | | |
|-------|----------|----------------------------|
| missä | z | on paikan koordinaatti |
| | t | aika |
| | T | lämpötila |
| | K_h | lämmönjohtavuus |
| | L | veden olomuodonmuutoslämpö |
| | c | ominaislämpökapasiteetti |
| | δ | tiheys |
| | q | veden virtaus |
| | I | jään tilavuuspitoisuus |

| | |
|-----------|--|
| ψ | veden potentiaali |
| $C(\psi)$ | differentiaalinen kosteuskapasiteetti (kosteuden w derivaatta potentiaalin suhteen) |
| $K(\psi)$ | kyllästymättömän maan vedenjohtavuus |
| $S(\psi)$ | häviötermi |

Kokonaisenergia, joka tarvitaan nostamaan lämpötila negatiivisesta lämpötilasta 0-asteen lämpötilaan lasketaan yhtälön (138) avulla, mikäli kokonaisvesimäärä (jää ja vesi) tunnetaan, mutta ei tunneta jäätyneen ja jääntyneen veden määrää.

$$E = -f_s c_s T - w c_w T - I c_i T + LI \quad (138)$$

$$= -f_s c_s T - w c_w T - (W - w) c_i T + L(W - w)$$

| | | |
|-------|-----|-------------------------------------|
| missä | f | on maan tilavuusosuus |
| | w | jäätyneen veden määrä |
| | I | jääpitoisuus |
| | W | kokonaisvesipitoisuus (jää ja vesi) |
| | c | lämpökapasiteetti |

Yhtälöä (138) voidaan käyttää jäätyneenä pysyvän veden määrän, jääpitoisuuden ja lämpötilan laskemiseen, kun tunnetaan kokonaisvesipitoisuus (W) ja lämpöenergia (E).

Karvonen käyttää menetelmää massan siirtymisen ja lämmönjohtumisen yhtälön ratkaisemiseksi, joka perustuu jäätyneen veden määrä lämpötilan funktiona tuntemiseen sekä systeemin kokonaisenergiaan. Mallin todettiin olevan herkkä osittain kyllästyneen maan vedenjohtavuuden vaihteluille. Kuormituksen vaikutusta ei oteta huomioon.

Fukuda (1982) ja Fukuda & Nakagawa (1985)

Fukudan (1982) routanousumallissa, jota täydennettiin myöhemmin (Fukuda & Nakagawa 1985), lämmön siirtyminen ja veden virtaus lasketaan yleisten taseyhtälöiden (139) ja (140) avulla.

$$C_s \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial x} \right) + L \rho_i \frac{\partial \theta_i}{\partial t} \quad (139)$$

| | | |
|-------|-----------|--|
| missä | λ | on lämmönjohtavuus ($W/cm \cdot ^\circ C$) |
| | T | lämpötila ($^\circ C$) |
| | x | paikan koordinaatti (cm) |
| | t | aika (t) |
| | L | veden olomuodonmuutoslämpö (erg/g) |

| | |
|------------|--|
| ρ_i | jään tiheys (g/cm ³) |
| C_s | maan lämpökapasiteetti (erg/cm * °C) |
| θ_i | jään tilavuuspitoisuus (cm ³ /cm ³) |

$$\frac{\partial \theta_i}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) - \frac{\rho_i}{\rho_l} \frac{\partial \theta_i}{\partial t} \quad (140)$$

Veden virtausyhtälössä vedenjohtavuus lasketaan diffusiviteetin avulla (yhtälö 141).

$$D = K/C_o \text{ ja } C_o = d\theta_i/d\psi \quad (141)$$

Yhtälö (140) voidaan tällöin esittää muodossa (142)

$$\frac{\partial \theta_i}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D \frac{\partial \theta_i}{\partial x} \right) - \frac{\rho_i}{\rho_l} \frac{\partial \theta_i}{\partial t} \quad (142)$$

| | | |
|-------|------------|--|
| missä | K | on vedenjohtavuus (cm/s) |
| | D | veden diffusiviteetti (cm/s) |
| | ρ_l | veden tiheys (g/cm) |
| | θ_l | veden tilavuuspitoisuus (cm/cm) |
| | C_o | ominaiskosteuskapasiteetti (1/cm) |
| | ψ | veden kokonaispotentiaali (cm vesipatsaan korkeutena) |

Yhtälöt (139) ja (142) yhdistetään jäätyneessä tilassa kokeellisen yhtälön (143) avulla (Ishizaki & Kinoshita 1980)

$$\theta_l = a * T^b \quad (143)$$

| | | |
|-------|------------|--------------------------|
| missä | θ_l | on tilavuusvesipitoisuus |
| | T | absoluuttinen lämpötila |
| | a ja b | kokeellisia vakioita |

Yhtälöt (139) ja (142) ratkaistaan numeerisesti differenssimenetelmän avulla.

Mielenkiintoisen tästä mallista tekee se, että mallia on testattu huolellisesti suoritetuilla laboratorio- ja maastomittauksilla. Mallissa on käytetty maaparametreina pelkästään kokeellisesti määritettyjä parametreja. Mallissa on käytetty pintalämpötilan simuloinnissa Smithin ja Tveden (1977) esittämää tierakenteen lämpöteknistä käyttäytymistä kuvaavaa simulointimallia, jossa lasketaan energiatasapainon avulla pinnan tasapainolämpötila

käyttämällä lähtötietoina säätietoja (aurion säteily, pilvisuus, ilman lämpötila, tuulen nopeus, ilmanpaine) sekä tien päällysrakenneominaisuuksia (albedo, ilmavirran vastus).

Kuormituksen vaikutusta routanousun suuruuteen ei ole otettu huomioon. Mallia testattiin talven 1982 - 1983 havaintoaineistolla. Mallilla lasketut routanousut jäivät hieman liian pieniksi. Sen sijaan roudan syvyys oli mitattuja arvoja hieman suurempi.

Padilla & Villeneuve (1992)

Padilla ja Villeneuve (1992) ovat tutkineet lämmön- ja massan siirtymisen lisäksi jäätyminen seurauksena tapahtuvia konsentraation muutoksia. Lämmön siirtymistä kuvataan epästationäärisessä osittain kyllästyneessä väliaineessa yhtälön (144) avulla, jossa on mukana lämmönjohtuminen ja konvektiivinen lämmönsiirto

$$C(H)\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left\{ K(H)\frac{\partial T}{\partial z} \right\} - \rho_w c_w \vec{w} \frac{\partial T}{\partial z} + ((c_w - c_i)T + L_f)i \quad (144)$$

| | | |
|-------|----------------|--|
| missä | C | on tilavuuslämpökapasiteetti |
| | c_w ja c_i | veden ja jään ominaislämpökapasiteetteja |
| | w | veden virtausnopeus |
| | L_f | olomuodonmuutoslämpö |
| | K | lämmönjohtavuus |

Veden virtausta puolestaan kuvataan seuraavan yhtälön (145) avulla

$$\rho_w m(H, T) \frac{(P_w - P_i)}{\tau(T)} \frac{\partial \tau(T)}{\partial t} - \rho_w m(H, T) \frac{\partial P_i}{\partial t} + \rho_w m(H, T) \frac{\partial H}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left\{ \rho_w \frac{k(H)}{\eta_w(T)} \frac{\partial H}{\partial z} \right\} - i \quad (145)$$

| | | |
|-------|------------|--|
| missä | t | on aika |
| | z | koordinaatti |
| | ρ_w | veden tiheys |
| | T | lämpötila |
| | H | veden potentiaali |
| | P_w, P_i | veden- ja jäänpainet |
| | k | vedenjohtavuus |
| | η_w | veden dynaaminen viskositeetti |
| | $\tau(T)$ | kapillaarisuuden muutoskerroin |
| | m | veden korkeuskapasiteetti |
| | i | jääksi muuttuvan veden massa tilavuusyksikköä kohden |

Kapillaarisuuden muutoskertoimen avulla otetaan huomioon sekä kolloidisten että ei-kolloidisten maalajien kaasun ja jään olomuoto (yhtälön 145 1. termi). Toisessa termissä huomioidaan jäänpaineen muutokset. Yhtälö on epälineaarinen, koska m ja k ovat muuttujia H arvoista.

Liuenneiden aineiden konvektiota ja dispersiota voidaan kuvata yhtälön (146) avulla.

$$(\theta_w + \rho K_a) \frac{\partial c}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left\{ \theta_w D \frac{\partial c}{\partial z} \right\} - \vec{w} \frac{\partial c}{\partial z} - (\theta_w + \rho K_a) K_d c + (1 - x_i) i / \rho_w * c \quad (146)$$

| | | |
|-------|------------|---|
| missä | c | on liuenneiden aineiden konsentraatio |
| | θ_w | vesipitoisuus |
| | D | hydrodynaaminen dispersio |
| | ρ | tiheys |
| | K_a | adsorption jakaantumiskerroin |
| | K_d | ensimmäisen asteen hajoamisnopeus |
| | x_i | jäätymisen johdosta aiheutuva pitoisuuden muutoskerroin |

Yhtälöt 144, 145 ja 146 ratkaistaan sopivilla alku- ja reunaehdoilla Galerkinin menetelmällä. Yksidimensionaalisessa elementtiverkossa, hydraulinen potentiaali (hydraulic head), lämpötila ja liuosten pitoisuus kuvataan paikan suhteen neliöfunktioilla.

Mallissa muodostetaan erikseen tasapainoyhtälöt päällysteen ja ilman rajapinnassa sekä jäätymisrintamassa.

Tasapainoyhtälöt pintakerroksessa

$$-k \frac{\rho_w}{\eta_w} \frac{\partial H}{\partial z} = q_w \quad (147)$$

$$-k \frac{\partial T}{\partial z} = (T^* - T) \left(c_w q_w + \rho_a c_a \frac{K_v^2 \vec{v}}{\left(\ln \frac{z_v}{r} \right)^2} \right) \quad (148)$$

$$+ R_s (1 - \alpha_s) + \epsilon^1 R_L - \epsilon \delta T^4$$

$$-\theta D \frac{\partial c}{\partial z} = (c^* - c) \frac{q_w}{\rho_w} \quad (149)$$

| | | |
|-------|------------|--|
| missä | ρ_a | on ilman tiheys |
| | K_v | von Karman vakio |
| | v | tuulen nopeus mitattuna tasolla Z_v maanpinnan yläpuolella |
| | r | tienpinnan karheus |
| | R_s | tuleva auringon säteily |
| | α_s | albedo |

| | |
|----------|--|
| α | emissiivisyys |
| R_L | saapuva pitkäaaltoinen säteily |
| δ | Stefan-Boltzmannin vakio |
| C^* | sisääntulevan veden liuoskonsentraatio |
| T^* | ulkolämpötila |

Näiden yhtälöiden avulla esitetään sadannan aiheuttama massavirta (q_w), diffuusivinen lämpövirta ja liukoisten yhdisteiden kulkeutuminen. Aurin-
gon säteilyn ja tuulen nopeuden vaikutusta paljaan tienpinnan jäätymis-
olosuhteisiin ei oteta kuitenkaan huomioon.

Tasapainoyhtälöt jäätymisrintamassa

Jäätymisrintamalla tarkoitetaan tasoa, jossa yksi tai useampi parametri tai sen derivaatta on epäjatkuva. Lämpötasapainoyhtälö voidaan integroida solmupisteiden välillä stationääri- ja vakiona pysyvässä lämpötilassa. Jää-
tymisen aiheuttama tilavuuden kasvu voidaan esittää muodossa

$$i = \frac{\left[K \frac{\partial T}{\partial z} \right]_N}{((c_w - c_i)T + L_f)\Delta z} \quad (150)$$

missä Δz on paikan diskretisoinnin pituus
 $[\]_N$ muutos epäjatkuvuuskohdassa

Tyypillisiä epäjatkuvuuskohtia ovat kyllästyneen tai kyllästymättömän
maan jäätymistaso sekä jäälinsin kasvutaso.

Veden ja jään tasapainoyhtälöt jäätymisrintamassa voidaan esittää seuraavasti

$$\rho_w \frac{\partial \theta_w}{\partial t} \Delta z = -\rho_w \left[\vec{w} \right]_N - i \Delta z \quad (151)$$

$$\rho_i \frac{\partial \theta_i}{\partial t} \Delta z = -\rho_i \left[\vec{i} \right]_N + i \Delta z \quad (152)$$

Olomuotojen välistä termodynaamista tasapainoa tarkastellaan neljässä eri
solmutyyppissä

Sula

Koska sulassa tilassa ei muodostu jäätä, voidaan yhtälöt ratkaista tavan-
omaisesti aika-askeleittain.

Jäätynyt ja kyllästymätön tila

Olomuotojen välistä tasapainoa voidaan tarkastella yleisellä Clapeyronin yhtälöllä

$$\frac{P_w}{\rho_w} - \frac{P_i}{\rho_i} = (L_f/273,15)T^* + \frac{\pi}{\rho_w} \quad (153)$$

missä π on liukoisten yhdisteiden konsentraatiota vastaava osmoottinen paine
 T^* lämpötila

Osittain kyllästyneessä väliaineessa jäänpaine on ilmakehän paineen suuruinen (yhtä suuri kuin nolla). Yhtälö saa tällöin muodon

$$\frac{P_w - \pi}{\rho_w} = \frac{L_f}{273,15} T^* \quad (154)$$

Jään tasapainoyhtälön (152) suhteen, mikroskooppinen epäjatkuvuus jään ja veden välillä kyllästymättömässä huokosessa voidaan kuvata yhtälön (155) avulla

$$\frac{\partial \theta_i}{\partial t} = \vec{i} = \frac{i}{\rho_i} \quad (155)$$

missä i on maatilavuuden sisällä muodostuva jääfraktio

Jään nopeus (i) on yhtä suuri kuin nolla kyllästymättömän huokosen sisällä.

Jääksi muuttuva veden osuus saadaan veden tasapainoyhtälön ja veden virtausnopeuden muutosyhtälön avulla seuraavasti

$$\vec{i} = \frac{i}{\rho_w} - \frac{\vec{w}}{\Delta z} \quad (156)$$

Yhtälöiden (155) ja (156) erotus kuvaa jään muodostumisosuutta.

Jäätynyt ja kyllästynyt tila

Kun ilmatilaa ei ole, voi jään ja veden paine kasvaa huokosessa. Jään paine voi redusoida tai kääntää veden virtausta jään laajenemisen seurauksena. Merkitsemällä yhtälöt (155) ja (156) yhtä suuriksi, voidaan veden virtaus jäätynneen maan sisällä laskea kyllästyneessä jäätynneessä maassa yhtälön (157) avulla.

$$\vec{w} = \left(\frac{1}{\rho_w} - \frac{1}{\rho_i} \right) i \Delta z \quad (157)$$

Jäätymisrintama on liikkuva kuten jäätyneessä osittain kyllästyneessä maassa, mutta jää ei liiku huokosen sisällä.

Sulassa kyllästyneessä tilassa veden jäätyminen lasketaan Clapeyronin yhtälöllä, kun $P_i = P_w$. Tällöin saadaan yhtälö (158)

$$P_w - \left(\frac{\rho_i}{\rho_i - \rho_w} \right) \pi = \left(\frac{\rho_i \rho_w}{\rho_i - \rho_w} \right) \left(\frac{L_f}{273,15} \right) T_o \quad (158)$$

Jäätynyt ja routiva tila

Routimista tapahtuu silloin, kun jään ja veden paine ylittää tehokkaan pystyjännityksen. O'Neillin ja Millerin mukaan kokonaispystyjännityksen tulee olla yhtälön (159) mukainen

$$\sigma_z \leq \chi P_w + (1 - \chi) P_i \quad (159)$$

Oletetaan jään liikkuvan pelkästään linssinä, jolloin sen välittömässä läheisyydessä $[i]_N = \vec{i} = 0$. Routanousunopeus voidaan laskea tällöin yhtälöiden (151) ja (152) perusteella yhtälön (160) avulla.

$$\frac{\vec{i}}{\Delta z} + \frac{i}{\rho_i} = -\frac{\vec{w}}{\Delta z} + \frac{i}{\rho_w}; \quad \vec{i} = \vec{w} + \left(\frac{1}{\rho_i} - \frac{1}{\rho_w} \right) i \Delta z \quad (160)$$

Sulan veden määrä jäätyneessä maassa oletetaan olevan yhtenevä vedenpidätyskäyrän kanssa. Oletus perustuu Laliberte et al. (1967) suorittamiin tutkimuksiin sulalle osittain kyllästyneelle systeemille. Jäätyneen maan veden läpäisevyyden oletetaan olevan samanlainen kuin saman vesipitoisuuden omaavan sulan maan vedenläpäisevyyden (Travis 1984).

Lämmönjohtavuus lasketaan Johansenin menetelmällä sekä lämpökapasiteetit tilavuusosuuksilla painotettuina.

Mallia on testattu laboratorio-olosuhteissa sekä kahdessa tiekohteessa.

8.3.1.2 Siirtymä- ja lämpötilan sekä kuormituksen huomioon ottavat mallit

Sheppard et al. (1978)

Lämmön ja massan siirtyminen esitetään yhtälöiden (161) ja (162) avulla.

$$\frac{\partial \theta_i}{\partial t} + \frac{\rho_i}{\rho_l} \frac{\partial \theta_i}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial (p_l + z)}{\partial x} \right) \quad (161)$$

$$C \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial x} \right) + H_f \rho_i \frac{\partial \theta_i}{\partial t} \quad (162)$$

Sijoittamalla yhtälö 161 yhtälöön 162 saadaan

$$C \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial x} \right) + H_f \rho_l \frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial (p_l + z)}{\partial x} \right) - H_f \rho_l \frac{\partial \theta_i}{\partial t} \quad (163)$$

Toisaalta voidaan myös merkitä

$$\frac{\partial \theta_i}{\partial t} = \frac{\partial \theta_i}{\partial T} \frac{\partial T}{\partial t} \quad (164)$$

Sijoittamalla yhtälö 164 yhtälöön 163 saadaan

$$\left(C + H_f \rho_l \frac{\partial \theta_i}{\partial T} \right) \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial x} \right) + H_f \rho_l \frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial (p_l + z)}{\partial x} \right) \quad (165)$$

Kuormituksen vaikutus jäätyneen maan veden paineeseen otetaan huomioon Groeneveltin ja Kayn yhtälön (166) avulla.

$$p_l = {}^{\infty}p + \alpha P + \beta H_f \rho_i \frac{T}{T_o} \quad (166)$$

| | | |
|-------|----------------|--|
| missä | ${}^{\infty}p$ | on sulan maan vedenpaine kuormittamattomassa tilassa |
| | P | kuormitus |
| | T_o | puhtaan veden jäätymispiste |

Yhtälö (166) voidaan sijoittaa suoraan yhtälöön (165). Sheppard, Kay ja Loch eivät kuitenkaan käyttäneet kuormitusta huomioonottavaa termiä mukana, koska kuormitus oli laboratorio- ja maastokokeissa pieni.

Kuormituksettomassa tilassa jäänpaineen voidaan olettaa olevan ilmanpaineen suuruinen, jolloin vedenpaine jäätyneessä vyöhykkeessä voidaan

esittää yhtälön (167) avulla.

$$dp_l = \frac{H'_f}{V} d \ln T' \quad (167)$$

Jäätäneessä vyöhykkeessä gravitaatiopotentiaali z on merkityksetön verrattuna vedenpaineeseen p_l , joten sijoittamalla yhtälö (167) yhtälöön (165) saadaan

$$\left(C + H_f \rho_l \frac{\partial \theta_l}{\partial t} \right) \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[\left(\lambda + \frac{H_f \rho_l^2 H'_f K}{T'} \right) \frac{\partial T}{\partial x} \right] \quad (168)$$

Yhtälössä (168) käytetään näennäisestä lämpökapasiteetista ja näennäisestä lämmönjohtavuudesta yhtälöiden (169) ja (170) mukaisia määritelmiä

$$C' = C + H_f \rho_l \frac{\partial \theta_l}{\partial t} \quad (169)$$

$$\lambda' = \lambda + \frac{H_f \rho_l^2 H'_f K}{T} \quad (170)$$

Täten yhtälö (165) sievenee muotoon (171).

$$C' \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda' \frac{\partial T}{\partial x} \right) \quad (171)$$

Lämpötekniset ominaisuudet lasketaan Johansenin menetelmällä. Vedenjohtavuus paineen ja lämpötilan funktiona lasketaan eksponenttifunktion avulla sekä kosteuspitoisuus paineen ja lämpötilan funktiona logaritmissen yhtälön avulla (Anderson & Tice 1972). Empiiriset yhtälöt sijoitetaan yhtälöön (171) ja ratkaistaan eksplisiittisesti.

Routimisen katsotaan alkavan silloin, kun vesipitoisuuden ja jääpitoisuuden summa ($\theta_1 + \theta_i$) kasvaa suuremmaksi kuin edellisen aika-askeleen huokoisuus f . Jokaisella aika-askeleella routanousua kuvaava deformaatiokerroin lasketaan solmupisteittäin käyttämällä yhtälöä (172).

$$Heav_L = (1 - f_L) / (1 - f_{L'}) \quad (172)$$

missä f_L on solmun L edellisen aika-askeleen huokoisuus
 $f_{L'}$ solmun L uusi huokoisuus

Eri aika-askeilla solmun syvyysasema kerrotaan routimista kuvaavalla deformaatiokertoimella $Heav_L$.

Mallia on testattu laboratorio- ja maasto-olosuhteissa. Laboratoriotestauksen osalta mallilla voidaan simuloida tarkasti sekä roudan syvyyttä että vesipitoisuuden muutoksia. Maastomittauksiin verrattuna mallilla saatiin pintakerroksissa tyydyttävä vastaavuus mittaushavaintoihin verrattuna, mutta parani oleellisesti syvyyden funktiona sekä roudan syvyyden että vesipitoisuuden osalta.

Kuormituksen huomioonottavassa termissä käytetään kahta empiiristä parametria. Sheppard et al. esittivät tavan, jolla kuormitus otetaan huomioon, mutta eivät käyttäneet mallissa tätä yhtälöä, koska kuormituksen vaikutus testattavassa kohteessa oli vähäinen. Hydraulisten ominaisuuksien approksimointi on esitetty mallissa niukasti. Laboratorio-olosuhteissa mallilla on saatu lyhytaikaisessa tilanteessa hyvä vastaavuus vedenvirtauksen ja lämpötilan osalta. Routanousun osalta vertailua ei suoritettu. Maastokokeiden osalta vertailtiin ainoastaan kosteuspitoisuuksia.

Hopke (1980)

Lämmön ja massan siirtymisen yhtälöinä käytetään yleisiä aine- ja energia-taseen yhtälöitä. Yhtälöiden ratkaiseminen suoritetaan yksidimensionaalisella painotetulla Galerkinin menetelmällä. Routimisen katsotaan alkavan silloin, kun jäänpaine ylittää jäälinsin yläpuolisen maan painon. Jäälinsin muodostumislämpötila lasketaan Clapeyronin yhtälöllä ottamalla huomioon kuormitus. Tämä lasketaan merkitsemällä Clapeyronin yhtälössä veden paine nolllaksi. Clapeyronin yhtälön lisäksi käytetään jään ja veden paineen laskemiseksi kapillariyhtälöä.

Jäätynen maan veden johtavuuden oletetaan olevan yhtäsuuri kuin vastaavan vesipitoisuuden omaavan sulan maan veden johtavuus. Sulan osittain kyllästynen maan veden johtavuus lasketaan Mualemin yhtälöllä. Veden pidätyskäyrä määritetään tyypikäyränä ominaispinta-alan avulla. Lämmönjohtavuus lasketaan de Vriesin yhtälön avulla

Hopken malli muistuttaa läheisesti sekundaarisen routanousun mallia. Mallissa huomioidaan osittain jäätynen kerroksen olemassaolo.

Mallia on testattu Pennerin ja Uedan (1977) aineistolla. Mallilla saadut routanousut olivat havaittuja suuremmat pienillä kuormituksen arvoilla ja liian suuret suurilla lämpötilagradienteilla.

8.3.2 Sekundaarisen routanousun mallit

Sekundaarisen routanousun mallin perusajatuksena on jäälinsin muodostuminen jäätymisrintaman takana osittain jäätynessä maakerroksessa. Tämän vuoksi kaikkia malleja, jotka ratkaisuihinsa ottavat huomioon osittain jäätynen maakerroksen olemassaolon, voidaan pitää sekundaarisen routanousun malleina. Sekundaariseen routanousuun perustuvaa mallia on kehitetty pääosin kahdessa eri tutkijaryhmässä. Mallin kehitystyötä on suorittanut Miller työryhmineen (Koslow, O'Neill ja Black) osin yhteistyössä CRREL:in kanssa. Sekundaarisen routanousuteorian yksinkertaistavaa mallintamista on suoritettu Englannissa tutkijaryhmän Holden, Piper ja Jones (1983, 1985, 1988, 1991) toimesta.

Keskeisimpänä sekundaarisen routanousun mallina voidaan pitää Millerin työryhmineen kehittämää ns. rigid ice mallia, jossa osittain jäätyneessä kerroksessa olevan jään oletetaan olevan kiinteässä yhteydessä kasvavaan jäälinssiin.

Seuraavassa esitetään sekundaarisen routanousun teoriatausta O'Neillin ja Millerin (1985) mukaisesti. Sekundaarisen routanousun mallintamisessa tehdään seuraavat perusolettamukset:

- maa on vedellä kyllästynyttä ja homogeenista
- maassa ei esiinny ilmaa eikä liuenneita aineita
- huokosrakenne pysyy muuttumattomana koko prosessin ajan
- jää liikkuu regelaation seurauksena
- vedenvirtaus sulasta osasta on yhtäsuuri kuin jäänvirtaus linsssiin
- kaikki jää on puristuksen alaisena
- jäätyminen on hidasta ja kontakti jään ja veden välillä riittävän tasainen, jotta paikallinen lämpötasapaino faasien välillä saavutetaan
- hystereesi-ilmiötä ei huomioida.

Olomuotojen välinen tasapaino

Mallin perusajatuksena on analogia kyllästyneen maan jäätymis-sulamis-ilmiön ja sulan maan kuivumisen ja kastumisen välillä. Osittain kyllästyneessä maassa vedenpoistuminen aiheutuu ilman ja veden paine-eroista (u_a ja u_w). Sulassa maassa veden, ilman ja kiinteän aineksen tilavuusosuudet voidaan esittää yksikkötilavuutta kohden yhtälön (173) avulla

$$W(\phi_{wa}) + F(\phi_{wa}) + G = 1 \quad (173)$$

| | | |
|-------|-------------------------|----------------------------|
| missä | W | on veden tilavuus |
| | F | ilman tilavuus |
| | G | kiinteän aineksen tilavuus |
| | $\phi_{wa} = u_w - u_a$ | |
| | u_w | vedenpaine |
| | u_a | ilmanpaine |

Jäätyneelle kyllästyneelle maalle voidaan vastaavasti kirjoittaa yhtälö (174).

$$W(\phi_{iw}) + I(\phi_{iw}) + G = 1 \quad (174)$$

| | | |
|-------|-----|-----------------------|
| missä | I | on jään tilavuusosuus |
|-------|-----|-----------------------|

$$\phi_{iw} = u_i - u_w \quad (175)$$

Clausius-Clapeyronin yhtälön mukaan

$$u_w - (\rho_w/\rho_i)u_i = (\rho_w L/273)T \quad (176)$$

missä ρ on tiheys
 L olomuodonmuutoslämpö
 T lämpötila

Merkitään jään ominaispainoa ja veden olomuodonmuutoslämpöä tilavuusyksikköä kohden seuraavasti:

$$\gamma_1 = \rho_i/\rho_w \quad (177)$$

$$H = \rho_w L \quad (178)$$

Yhtälö (176) voidaan kirjoittaa muotoon (179)

$$u_w - u_i/\gamma_1 = (H/273)T \quad (179)$$

Eliminoidaan jään paine u_i yhtälön (175) avulla, jolloin yhtälö (179) voidaan esittää muodossa

$$\phi_{iw} = (\gamma_1 - 1)u_w - (\gamma_1 H/273)T \quad (180)$$

Veden ja jään tilavuusosuudet ovat faasien välisten paine-erojen funktioita ja jään osalta saadaan

$$I = I(u_i - u_w) = I(\phi_{iw}) \quad (181)$$

Sijoittamalla yhtälö (180) yhtälöön (181) saadaan

$$I = I(Au_w + BT) \quad (182)$$

Vakiot A ja B ovat yhtälön (180) oikeanpuoleisen lausekkeen kertoimia. A ja B voidaan määrittää kokeellisesti.

Yhtälö (182) voidaan esittää osittaisdifferentiaalimuodossa seuraavasti

$$\begin{aligned}
 dI &= \left(\frac{\partial I}{\partial u_w}\right)_T du_w + \left(\frac{\partial I}{\partial T}\right)_{u_w} dT \\
 &= \left(A \frac{\partial I}{\partial \phi_{iw}}\right) du_w + \left(B \frac{\partial I}{\partial \phi_{iw}}\right) dT \\
 &= AI' du_w + BI' dT
 \end{aligned}
 \tag{183}$$

missä $I' = dI/d\phi_{iw}$

Veden virtauksen osalta massan säilyminen jään ja veden olomuoto huomioon ottaen voidaan esittää muodossa (184).

$$\frac{\partial}{\partial t}[\rho_w W + \rho_i I] + \frac{\partial}{\partial x}[(\rho v)_w + (\rho v)_i] = 0
 \tag{184}$$

missä

| | |
|-------|---------------------|
| W | on veden tilavuus |
| I | jään tilavuus |
| v_w | veden virtausnopeus |
| v_i | jään virtausnopeus |

Darcyn lain oletetaan olevan voimassa osittain jäätyneessä ja osittain kylästyneessä tilassa, joilloin veden virtausta voidaan kuvata yhtälöllä (185)

$$v_w = -\frac{k}{\rho_w g} \left(\frac{\partial u_w}{\partial x} - \rho_w g \right)
 \tag{185}$$

Rigid-ice mallin perusyhtälön mukaisesti

$$v_i = V_I I
 \tag{186}$$

missä V_I on jään virtausnopeus (m/s)
(routanousunopeus)

Sijoittamalla yhtälöt (174), (185) ja (186) yhtälöön (184) saadaan

$$(\rho_i - \rho_w) \frac{\partial I}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{k}{g} \left(\frac{\partial u_w}{\partial x} - \rho_w g \right) - \rho_i V_I I \right] = 0
 \tag{187}$$

Yhtälön (183) avulla yhtälö (187) voidaan esittää muodossa

$$(\Delta\rho AI') \frac{\partial u_w}{\partial t} + (\Delta\rho BI') \frac{\partial T}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{k}{g} \left(\frac{\partial u_w}{\partial x} - \rho_w g \right) \right] + \rho_i V_I \left[AI' \frac{\partial u_w}{\partial x} + BI' \frac{\partial T}{\partial x} \right] = 0 \quad (188)$$

missä $\Delta\rho = \rho_i - \rho_w$

Yhtälön (188) mukaan veden virtausta kuvaava yhtälö sisältää tuntemattomia muuttujina u_w , T ja V_I .

Lämmön siirtymisen yhtälö

Lämmön siirtymisen yhtälö voidaan esittää muodossa (189)

$$\Sigma(\rho c \theta)_n \frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = LS \quad (189)$$

missä θ_n on eri olomuotojen tilavuusosuus (myös kiinteä jää)
 c eri olomuotojen lämpökapasiteetti (J/kg/K)
 q lämpövirta (johtumalla)
 S jään muodostumisnopeus
 L olomuodonmuutoslämpö

Fourierin lämmönjohtumisyhtälön mukaan

$$q = -K_h \frac{\partial T}{\partial x} \quad (190)$$

missä K_h on lämmönjohtavuus (J/m * s * K)

Massan säilymisen lain mukaan jään olomuodon osalta yhtälö (191) on voimassa.

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho_i L) + \frac{\partial}{\partial x}(\rho v)_i = S \quad (191)$$

Yhdistämällä yhtälöt (186), (189), (190) ja (191) saadaan lämmön siirtymisen yhtälö muotoon (192).

$$\Sigma(\rho c \theta)_n \frac{\partial T}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial x} \left(K_h \frac{\partial T}{\partial x} \right) - \rho_i L \left(\frac{\partial I}{\partial t} + V_I \frac{\partial I}{\partial x} \right) = 0 \quad (192)$$

Yhtälön (183) avulla voidaan eliminoida derivaatta dI , jolloin saadaan yhtälö (193)

$$\begin{aligned} & \left[\Sigma(\rho c \theta)_n - \rho_i L B I' \right] \frac{\partial T}{\partial t} - \rho_i L A I' \frac{\partial u_w}{\partial t} \\ & - \rho_i L V_I \left[A I' \frac{\partial u_w}{\partial x} + B I' \frac{\partial T}{\partial x} \right] - \frac{\partial}{\partial x} \left(K_h \frac{\partial T}{\partial x} \right) = 0 \end{aligned} \quad (193)$$

Yhdistetyssä massan ja lämmön siirtymisen yhtälöissä (188) ja (193) on täten kaksi ajasta ja paikasta riippuvaa muuttujaa u_i ja T .

Yhtälöt (188) ja (193) ratkaistaan numeerisesti elementtimenetelmän avulla.

Jään virtausnopeuden (V_I) laskeminen

V_I on laskettu massan säilymiseen perustuvalla kahdella eri menetelmällä. Se voidaan laskea muodostamalla massatasapainoyhtälö veden virtauksen ja jään muodostumisen välillä osittain jäätyneessä kerroksessa. Tällöin saadaan yhtälö (194)

$$\rho_i V_I = \rho_i I V_I + (\rho V)_w \quad (194)$$

Ottamalla huomioon yhtälön (185) avulla esitetty Darcyn laki, yhtälö (194) voidaan tällöin esittää muodossa (195).

$$V_I = -k \left(\frac{\partial u_w}{\partial x} - \rho_w g \right) / \rho_i g (1 - I) \quad (195)$$

V_I ratkaistaan tällöin jäälinsin alapinnan tasossa T :n avulla.

V_I voidaan ratkaista massatasapainon avulla koko maakerroksen osalta. Kokonaismassavirta jäälinsin muodostumistasossa on $\rho_i V_I$ ja maakerroksen sulassa osassa $(\rho V)_w$. Ero näiden massavirtojen välillä on jääksi-muuttumisnopeus näiden tasojen välillä. Yhtälönä tämä voidaan esittää muodossa (196)

$$\rho_i V_I - \rho_w v(x_w) = \frac{d}{dt} \int_{x_b}^{x_w} [\rho_w W + \rho_i I] dx \quad (196)$$

Yhtälössä oletetaan, että x kasvaa sulan osan suuntaan. Sulan pään sijaintia (x_w) pidetään koordinaatistossa vakiona ajan suhteen. Linsin syntyessä muuttuu x_b , mutta muutoin se ei muutu ajan funktiona, joten yhtälö (196) voidaan kirjoittaa muotoon (197)

$$V_I = \frac{1}{\gamma_i} v(x_w) + \frac{\Delta \rho}{\rho_i} \frac{d}{dt} \int_{x_b}^{x_w} I dx \quad (197)$$

Veden virtausnopeus $v(x_w)$ voidaan määrittää Darcyn lain yhtälön (185) mukaan, kun huokosveden paine on määritetty. Kun u_w ja T laskettuja arvoja käytetään integraalissa kahtena peräkkäisenä ajan hetkenä, voidaan se ratkaista tämän jälkeen differenssiyhtälönä.

O'Neill ja Miller käyttivät aluksi yhtälön (195) mukaista ratkaisumenetelmää, mutta käyttivät myöhemmin yhtälöä (197).

Linssin syntyminen ja χ -parametri

Uuden jäälinsin muodostumisen arvioimiseksi tarkastellaan yhtälöiden (188) ja (193) mukaisia paineolosuhteita. Jäälinsin kannattaa routakerroksen päällä olevan kuorman. Uusi jäälinsin muodostuu huokosjästä osittain jäätyneessä maakerroksessa, mikäli huokosjään paine ylittää jäälinsin paineen.

Miller jakaa sulan maan geotekniikassa käytetyn Terzaghin kokonaisjännityksen toisen osatekijän eli neutraalijännityksen huokosjään paineen ja huokosveden paineen kesken käyttämällä jännityksen jakautumiskerrointa yhtälön (61) mukaisesti.

Jännityksen jakautumiskerroin χ riippuu sulana pysyvän veden määrästä ja se voidaan esittää seuraavan yhtälön avulla:

$$\chi(W) = \frac{0,5}{n} \left[W - \frac{0,3}{\phi_{iw}(W)} \int_W^n \phi_{iw}(\omega) d\omega \right] \quad (198)$$

missä n on huokoisuus

Yhtälö (198) voidaan esittää myös muodossa (199)

$$\chi(W) = \frac{0,5}{n} \left[W - \frac{0,3}{\phi_{iw}} \int_W^n \phi_{iw} I' d\phi_{iw} \right] \quad (199)$$

Jännityksen jakautumiskerroin voidaan esittää myös likiarvoyhtälön (200) avulla.

$$\chi = \left(\frac{W}{n} \right)^{1,5} \quad (200)$$

Jäälinsin alareunassa jakautumiskerroin χ tulee nolaksi, koska vesi on täysin jäässä. Tällöin huokosissa vallitseva paine on suoraan jäänpaine.

Fysikaaliset parametrit

Ideaalitapauksessa mallintamisessa tulisi olla käytettävissä $W(\phi_{iw})$, $K_h(W)$ ja $k(W)$ määritettynä samoissa olosuhteissa kuin simulointi suoritetaan.

Vesipitoisuuden ja paineen välinen riippuvuus määritetään laboratorioko-
keiden avulla. Vuorosuhdetta kuvataan sovittamalla yhtälön (201) mukai-
nen vuorosuhde.

$$W = \sum_{k=0}^5 A_k (\ln \psi)^k \quad \psi = \phi_{iw} / \omega_{iw} \quad (201)$$

missä A_k on vakio

Veden johtavuus määritetään yhtälön (202) avulla

$$k(W) = k(n) \left(\frac{W}{n} \right)^\gamma \quad (202)$$

missä n on huokoisuus
 γ vakio

Lämmönjohtavuus jäätäneessä maassa määritetään tehokkaana lämmön-
johtavuutena ottamalla huomioon jään ja jäätyneen maan lämmönjohta-
vuus yhtälön (203) mukaisesti.

$$K_{hf} = \frac{1}{\int_{x_c}^{x_b} \frac{dx}{K_h}} = \frac{1}{\frac{h}{K_{hi}} + \frac{1-h}{K_{hs}}} \quad (203)$$

missä $h(t)$ jäälinsien summa
 K_{hi} jään lämmönjohtavuus
 K_{hs} jäätyneen maan lämmönjohtavuus

Osittain jäätäneessä maassa lämmönjohtavuus määritetään eri olomuoto-
jen geometrisena keskiarvona yhtälön (204) mukaisesti.

$$K_h = K_{hi}^I K_{hw}^W K_{hm}^G \quad (204)$$

missä K_{hw} on veden lämmönjohtavuus
 K_{hm} kiinteän mineraaliaineksen lämmönjohtavuus

Lämpökapasiteetti lasketaan eri olomuotojen painotettuna summana.

O'Neill ja Miller ovat testanneet kvalitatiivisesti mallia laskemalla vakio-
jäädytyslämpötilassa olevan 10 cm maanäytteen jäälinsin muodostumis-
kohtaa, routan syvyyttä, routanousua ja kuormituksen vaikutusta routa-
nousuun. Kvalitatiivisesti simulointitulokset olivat hyvin loogisia. Vertai-
lua kokeelliseen aineistoon ei kuitenkaan suoritettu.

Piper (1987)

Piperin (1987) kehittämä malli poikkeaa O'Neill ja Millerin mallista siinä, että lämpötilaa ja huokosveden painetta approksimoidaan kvasistaattisilla osittaisdifferentiaaliyhtälöillä. Malli pohjautuu Holdenin (1983) ja Holdenin et al. (1985) kehittämään menettelytapaan.

Lämpötila- ja kosteusprofiili

Koska maapohjassa jäätyminen etenee suhteellisen hitaasti, jäätyneen ja osittain jäätyneen kerroksen lämpötilaprofiilin oletetaan olevan lineaarinen näissä kerroksissa ja voidaan esittää kuvan 23 merkintöjen mukaisesti seuraavien yhtälöiden avulla.

$$T = \begin{cases} \frac{z_s - z}{z_s + H} T_c + \frac{z + H}{z_s + H} T_s & (-H \leq z \leq z_s) & (205a) \\ \frac{z_f - z}{z_f - z_s} T_s + \frac{z - z_s}{z_f - z_s} T_f & (z_s \leq z \leq z_f) & (205b) \end{cases}$$

Ennen jäätymistä sekä jäätymisrintaman alla sulassa osassa lämpötila lasketaan lämmönjohtumisen yhtälön (206) avulla.

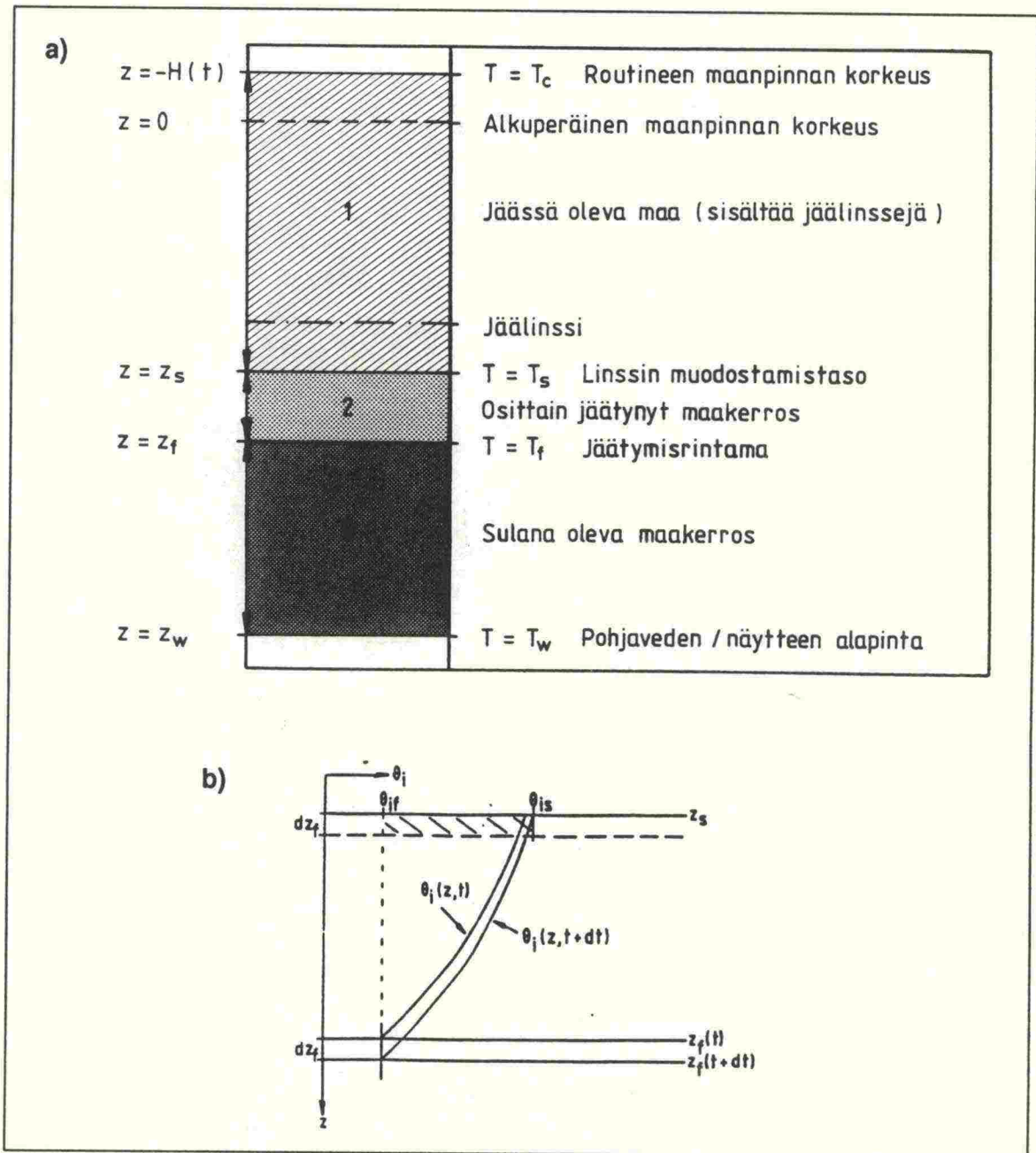
$$\frac{\partial T}{\partial t} = \mu \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad (206)$$

Huokosvedenpaine lasketaan sekä sulassa että osittain jäätyneessä kerroksessa. Pohjaveden pinnan korkeudella huokospaineen oletetaan olevan nolla sekä muuttuvan lineaarisesta pohjaveden pinnan ja osittain jäätyneen kerroksen välillä. Osittain jäätyneessä kerroksessa huokosveden paine muuttuu voimakkaasti ja muutosta kuvataan eksponenttifunktion avulla, yhtälössä mukana oleva parametri voidaan määrittää osittain jäätyneen kerroksen massatasapainon avulla (yhtälö 207).

$$u_w = \begin{cases} C + De^{-\alpha(z-z_s)} & (z_s \leq z \leq z_f) \\ \frac{z_w - z}{z_w - z_f} u_f & (z_f \leq z \leq z_w) \end{cases} \quad (207)$$

$$C = \frac{u_f - u_s \exp\{-\alpha(z_f - z_s)\}}{1 - \exp\{-\alpha(z_f - z_s)\}}$$

$$D = \frac{u_s - u_f}{1 - \exp\{-\alpha(z_f - z_s)\}}$$



Kuva 23: a) Kaaviokuva routivan maapohjan vyöhykkeistä.
b) Jääpitoisuuden muutos aikavälillä dt osittain jäätyneessä kerroksessa (Piper 1987).

Jatkuvuusyhtälöt

Energiatasapainoyhtälöt osittain jäätyneen kerroksen rajapinnoissa voidaan esittää yhtälöiden (208) ja (209) avulla.

Syvyudessa $z = z_s$

$$K_f \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z_s^+} - K_s \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z_s^-} = \rho_w L v_s \quad (208)$$

Syvyydessä $z = z_f$

$$K_u \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z_f^+} - K_f \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z_f^-} = -\rho_i L \theta_{if} \frac{dz_f}{dt} \quad (209)$$

missä K_f, K_s, K_u ovat lämmönjohtavuuksia
(osittain jäätyneet, jäätyneet ja sulat)
 ρ_w, ρ_i tiheys (vesi, jää)
 L veden olomuodonmuutoslämpö
 θ_{if} jään tilavuusvesipitoisuus
 v_s veden virtausnopeus

Sijoittamalla lämpötilaprofiilit yhtälöihin (208) ja (209) saadaan

$$K_f \frac{T_f - T_s}{z_f - z_s} - K_s \frac{T_s - T_c}{z_s + H} = \rho_w L v_s \quad (210)$$

$$K_u \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z_f} - K_f \frac{T_f - T_s}{z_f - z_s} = -\rho_i L \theta_{if} \frac{dz_f}{dt} \quad (211)$$

Osittain jäätyneen kerroksen alapinnassa lämpötilagradientti saadaan suoraan yhtälön (206) numeerisena ratkaisuna.

Massatasapainoyhtälö tasossa $z = z_s$ voidaan esittää yhtälön (212) avulla

$$\rho_i (1 - \theta_{is}) \frac{dH}{dt} = -\rho_w v_s \quad (212)$$

ja vastaavasti tasossa $z = z_f$ yhtälön (213) avulla

$$\rho_i \theta_{if} \frac{dH}{dt} = \rho_w (v_f - v_w) + (\rho_w - \rho_i) \theta_{if} \frac{dz_f}{dt} \quad (213)$$

missä θ_{is} on jään tilavuuspitoisuus
 v_f, v_w veden virtausnopeuksia

Veden virtausnopeuksien oletetaan noudattavan Darcyn lakia (yhtälö 214)

$$v = -\frac{k}{\rho_w g} \left[\frac{du_w}{dz} - \rho_w g \right] \quad (214)$$

missä k on veden johtavuus

Darcyn laissa veden painegradientti lasketaan yhtälön (207) avulla.

Osittain jäätyneen kerroksen yläpinnassa huokosveden paine lasketaan Clapeyronin yhtälöllä (215).

$$u_s = \frac{\rho_w}{\rho_i} P + \frac{\rho_w}{T_o} L T_s \quad (215)$$

missä P on yläpuolinen kuormitus.

Edellä esitetyt yhtälöt voidaan esittää kahden epälineaarisen differentiaaliyhtälön (216) ja (217) avulla.

$$\frac{dz_f}{dt} = F(z_f, H, t; z_s, \alpha) \quad (216)$$

$$\frac{dH}{dt} = G_1(z_f, H, t; z_s, \alpha) \quad (217)$$

Yhtälöiden oikealla puolella oleva parametri z_s on linssin sijaintitaso, joka pysyy vakiona jäälinssin kasvun aikana. Parametri määritetään iteratiivisesti. Yhtälöt (216) ja (217) ratkaistaan numeerisesti (Runge-Kuttan menetelmä).

Parametrin α määrittäminen

Oletetaan kontrollitilavuudessa välillä z_0 ja z_1 jään ja veden massan M muutosnopeuden olevan yhtäsuuri kuin alueeseen tulevan ja siitä poistuvan massan erotus. Yhtälönä tämä voidaan esittää muodossa (218).

$$-\rho_w v_w - \rho_i \frac{dH}{dt} = \int_{z_s}^{z_f} (\rho_i - \rho_w) \frac{d\theta_i}{dt} dz + (\rho_i - \rho_w) \theta_{if} \frac{dz_f}{dt} \quad (218)$$

On huomattava, että tämä yhtälö ei ole sama kuin yhtälöiden (212) ja (213) summa, koska osittain jäätyneen kerroksen jääpitoisuus muuttuu jäätymisprosessin aikana. Eksponentin laskemiseksi on välttämätöntä approksimoida yhtälön integraalitermiä. Kuvassa 23b on esitetty jääpitoisuuden muutos aikaintervallin dt kuluessa. Olettaen että käyrät ovat lähes yhdensuuntaisia, ne voidaan kirjoittaa yhtälön (219) muotoon.

$$\int_{z_s}^{z_f} \frac{d\theta_i}{dt} dz \cong (\theta_{is} - \theta_{if}) \frac{dz_f}{dt} \quad (219)$$

Tätä approksimaatiota käyttäen yhtälö (218) voidaan esittää muodossa (220) ja ratkaista iteratiivisesti.

$$\alpha = \frac{1 - \exp[-\alpha(z_f - z_s)]}{k_s(u_s - u_f)} \left\{ k_o(1 - \theta_{is}) \left(\frac{u_f}{z_w - z_f} + \rho_w g \right) - \rho_w g k_s - g(\rho_w - \rho_i)(1 - \theta_{is})\theta_{is} \frac{dz_f}{dt} \right\} \quad (220)$$

Kuormituksen huomioonottaminen

Maakerroksen omapaino voidaan ottaa huomioon kuormituksen vaikutuksen jäälinsin tasossa seuraavasti:

$$P' = P + \rho_i g H + \rho_s g z_s \quad (221)$$

missä ρ_s on linsien välisen jäätyneen maan tiheys

Tapauksessa, jossa osittain jäätyneitä kerrosta ei muodostu, maakerros muodostuu jäätyneestä ja sulasta kerroksesta. Energiatasapaino voidaan kirjoittaa lähes stationäärisessä tilassa yhtälön (222) avulla.

$$K_u \frac{T_w - T_{ss}}{z_w - z_{ss}} - K_f \frac{T_{ss} - T_c}{z_{ss} + H} = \rho_w L v_{ss} \quad (222)$$

Massatasapainoyhtälö voidaan kirjoittaa yhtälön (223) muotoon.

$$\rho_i \frac{dH}{dt} = -\rho_w v_{ss} \quad (223)$$

Veden virtausta jäälinsin kuvataan Darcyn lain (224) avulla.

$$v_{ss} = -\frac{k_o}{\rho_w g} \left[\frac{-u_{ss}}{z_w - z_{ss}} - \rho_w g \right] \quad (224)$$

Yhtälöt (222), (223), (224) ja (215) sisältävät neljä tuntematonta, jotka voidaan eliminoida esittäen yhden differentiaaliyhtälön (225) avulla.

$$\frac{dH}{dt} = G_2(H) \quad (225)$$

Mallia on kvalitatiivisesti testattu 150 mm maanäytekerroksella. Numeerisesti mallin havaittiin toimivan moitteettomasti. Routanousunopeuden ja roudan tunkeutumisenopeuden välillä havaittiin syklisyyttä, jota ei voitu havaita routanoususta ajan funktiona. Kuormituksen todettiin vaikuttavan ajan funktiona routanousuun kvalitatiivisesti kokeellisia tuloksia vastaavasti. Mallilla simuloituja tuloksia ei verrattu todellisiin mitattuihin arvoihin. Kvalitatiivisesti mallilla todettiin voitavan laskea routanousu ajan ja kuormituksen funktiona sekä jäälinsin muodostumisaika ja paikka.

Parametrien osalta lämmönjohtavuus ei ollut kriittinen parametri routanousuun nähden. Sen sijaan osittain jäätyneen maakerroksen vedenläpäisevyyden havaittiin olevan kriittisin parametri mallintamisessa. Mallissa maapohjan oletetaan olevan kyllästetyssä tilassa.

Gilpin (1980)

Gilpin (1980) lähtee mallissa Millerin tavoin osittain jäätyneen maakerroksen olemassaolosta. Mallin lähtökohtana on faasien välinen termodynaaminen tasapainotarkastelu, jonka perusteella esitetään yhtälö veden virtauksen riippuvuudesta paine- ja lämpötilaolosuhteista. Tätä yhtälöä käytetään yhdessä massan ja lämmön siirtymisen tasapainoyhtälöiden kanssa, jotka muodostetaan erikseen osittain jäätyneen kerroksen rajapinnoille.

Mallin lähtökohtana on analogia routakäyttäytymisessä kyllästetyn maan ja samankokoisten pallojen muodostaman systeemin välillä sekä veden fysikaalinen käyttäytyminen ohuessa kerroksessa lähellä maarakeiden pintaa.

Kiinteän ja nestemäisen faasin rajapinnalla vaikuttaa paine, joka pienenee yhtälön (226) mukaisesti etäännyttäessä partikkelin pinnasta.

$$P_{Ly} = 1/v_L g(y) \quad (226)$$

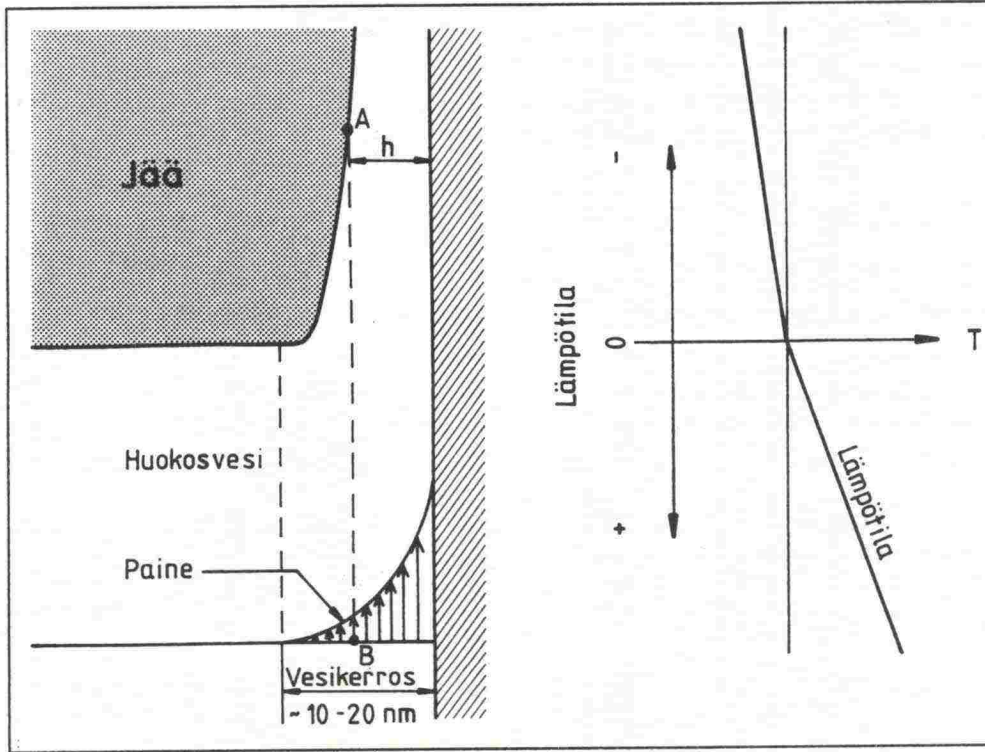
| | | |
|-------|--------|---------------------------|
| missä | v_L | sulan veden tilavuusosuus |
| | $g(y)$ | pinnan vaikutus |

Kuvan 24 mukaisesti nolla asteen kylmemmällä puolella jää pyrkii tunkeutumaan sulan veden alueelle lähemmäs partikkelin pintaa. Koska kuitenkin veden paine kasvaa lähestyttäessä partikkelin pintaa, ei jää voi kasvaa suoraan kohti pintaa. Sulan veden ja jään vapaiden energioiden täytyy pisteessä A olla yhtäsuuret, jolloin saadaan

$$G_S = G_L \quad (227a)$$

$$G_{S0} + v_S P_S - s_S T_S = G_{L0} + v_L P_{Lh} - s_L T_L - g(h) \quad (227b)$$

| | | |
|-------|----------|--|
| missä | h | on sulan vesikerroksen paksuus pisteessä A |
| | P_{Lh} | veden paine kun $y = h$ |



Kuva 24: Gilpinin mallin peruslähtökohtana oleva tasapainotilanne lähellä partikkelin pintaa.

Ottamalla huomioon kaarevassa rajapinnassa vaikuttavat pintajännitysvoimat yhtälön (228) mukaisesti, voidaan yhtälö (227 b) kirjoittaa yhtälön (229) muotoon.

$$P_S - P_{Lh} = \sigma_{SL} \bar{K} \quad (228)$$

$$g(h) = -\Delta v P_{Lh} - v_S \sigma_{SL} \bar{K} - LT/T_a \quad (229)$$

missä $\Delta v = v_S - v_L$ ja $L/T_a = s_L - s_S$

Yhtälö (226) voidaan nyt esittää muodossa (230 a ja 230 b).

$$-v_S P_{Lh} - v_S \sigma_{SL} \bar{K} - LT/T_a = 0 \quad (230 a)$$

$$v_S P_S + LT/T_a = 0 \quad (230 b)$$

Tämä yhtälö on sama kuin Clausius-Clapeyronin yhtälö.

Mallissa oletetaan, että sulan veden liikkeitä voidaan kuvata yhtälön (231) avulla.

$$q = -k \frac{v_s}{v_L} \frac{d}{dx} \left[P_S + \frac{LT}{v_s T_a} \right] = -ki \frac{dP_{Ly}}{dx} \quad (231)$$

missä k on vedenläpäisevyys.

Jäälinsien muodostumisen aikana tarkastellaan sitä jäänpainetta, joka kykenee erottamaan toisistaan kaksi samankokoista partikkelia. Paine voidaan laskea yhtälöiden (232) avulla.

$$P_{sep} = P_{OB} + \frac{2\sigma_{SL}}{R} f(P_R) \quad (232)$$

$$f(P_R) = \frac{P_R}{7,5} \left[1 - \exp\left(-\frac{7,5}{P_R}\right) \right]$$

$$P_R = \frac{L(-T)}{v_L T_a} * \frac{R}{2\sigma_{SL}}$$

missä P_{OB} on kuormitus
 R maapartikkelien (tehokas) säde
 σ_{SL} jään ja veden välinen pintajännitys

Yhtälön (231) mukainen vedenvirtausyhtälö voidaan esittää muodossa (233).

$$V_{ff} = k_f \frac{v_s}{g} * \frac{d}{dx} \left[P_S + \frac{LT}{v_s T_a} \right] \quad (233)$$

Maakerros on jaettu mallissa kolmeen vyöhykkeeseen. Sula vyöhyke sijaitsee alimmaisena ja jatkuu siihen pisteeseen saakka, jossa maan huokosissa voi esiintyä jäätä. Tällä kohdalla P_R saa arvon 2,0 ja yhtälön (232) (sijoittamalla $P_R=2$) saadaan lämpötila kyseisellä kohdalla. Jäätymisvyöhykkeen lämpötila vaihtelee tämän arvon ja aktiivisen jäälinsin alapinnan lämpötilan välillä.

Mallin laskutoimitusten yksinkertaistamiseksi on oletettu, että maan ominaislämpö on merkityksetön verrattuna veden sulamislämpöön maassa. Lisäksi on oletettu, että kaikki vapautuva latenttilämpö esiintyy joko isotermissä T_f missä suuri osa huokosvedestä jäätyy, tai isotermissä T_b , missä jäälinsin kasvaa.

Kun edellisten lisäksi vielä oletetaan, että lämmönjohtavuus kullakin vyöhykkeellä on vakio ja että jäälinsien sekä jäätyneen ja osittain jäätyneen maan lämmönjohtavuus ovat yhtäsuuria, voidaan energiatasapainon yhtälöt isotermeillä T_1 ja T_f (jäätymisvyöhykkeen rajat) kirjoittaa:

$$-k_f(T_{top} - T_1)/H - k_p(T_f - T_1)/a = \frac{L}{V_s} V_H \quad (234)$$

$$k_p(T_f - T_l)/a - K_{uf}(T_{bot} - T_f)/z = \rho_{si}L \frac{dz}{dt} \quad (235)$$

missä ρ_{si} on jään massa maan tilavuusyksikköä kohti.

Massatasapainoa samoilla rajakohdilla kuvaavat yhtälöt:

$$V_{ff} = \frac{V_L}{V_S} V_H \quad (236)$$

$$V_{uf} = V_{ff} + \rho_{si} \frac{V_L}{V_S} (v_S - v_L) \frac{dz}{dt} \quad (237)$$

Käyttämällä apuna virtausyhtälöitä voidaan vedenpaine jäätymisvyöhykkeen alarajalla T_f laskea kaavasta:

$$P_{Lf} = -g \frac{z}{V_L} (1 + V_{uf}/K_{uf}) \quad (238)$$

Yhtälö (239) kuvaa tällöin routanousunopeutta.

$$V_H = \frac{v_s^2}{g v_L} \frac{1}{a I_{ff}(T_f - T_l) + (\frac{1}{k_L})} \left[\frac{L(-T_l)}{v_S T_a} - P_{OB} + P_{Lf} \right] \quad (239)$$

Kun maaparametrit ja jäätymisolosuhteet tunnetaan, näiden perusteella voidaan ratkaista neljä tuntematonta: V_H , P_{Lf} , T_l ja dz/dt . T_l ja V_H ratkaistaan iteratiivisesti.

Kun routanousunopeus V_H on määritetty, voidaan jään paineen vaihtelu välillä $x = 0$ ja a laskea. Jos paine ei ylitä yhtälön (232) mukaista arvoa P_{sep} (paine, joka riittää eroittamaan rakeet toisistaan), senhetkisen aktiivisen jäälinsin paksuuskasvu jatkuu ($V_H * \Delta t$) samoin kuin jäätyvän vyöhykkeen raja siirtyy syvemmälle ($-dz/dt * \Delta t$), missä Δt on laskennassa käytetty aika-askel.

Jos taas jäänpaine jossain jäätyvän vyöhykkeen pisteessä ylittää arvon P_{sep} , syntyy siihen kohtaan uusi jäälinssi. Jäätyvän vyöhykkeen paksuus pienenee tämän mukaisesti ja tuntemattomat lasketaan uudelleen. Linssien muodostumiseen vaikuttaa voimakkaasti yhtälöstä (242) saatavan P_{sep} :n vaihtelut. Vaihtelut eivät kuitenkaan vaikuta paljoakaan routanousun kokonaisuuteen.

Mallin kannalta tärkeimmät maan ominaisuudet ovat vedenläpäisevyys ja paine, joka riittää eroittamaan maapartikkelit toisistaan (P_{sep}). Molemmat riippuvat maan raekoostumuksesta ja huokosrakenteesta. Tässä mallissa näihin tekijöihin voidaan vaikuttaa vain muuntelemalla tehokasta raekoa R .

Jos vedenjohtavuus jäätyneessä maassa, osittain jäätyneessä maassa ja jäässä tunnetaan sekä tiedetään jäätymispisteen alenema T_f , lämmönjohta-

vuudet ja kosteuspitoisuus, voidaan routanousu laskea mielivaltaisessa lämpötilassa ja kuormituksessa.

Mallia on kvalitatiivisesti testattu kirjallisuusaineistolla ja mallin havaittiin toimivan hyvin. Numeerinen ratkaisu suoritetaan analyttisesti. Mallia ei ole kehitetty jatkossa pidemmälle.

Ishizaki ja Nishio (1988)

Malli perustuu rigid-ice mallin teoriaan. Massan siirtymistä kuvataan yhtälön (240) avulla.

$$(\rho_i - \rho_w) \frac{\partial I}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{k \partial u_w}{g \partial x} - \rho_i V_I I \right) = 0 \quad (240)$$

| | | |
|-------|----------|---------------------------------------|
| missä | ρ_i | on jään tiheys |
| | ρ_w | veden tiheys |
| | I | jään tilavuuspaino |
| | k | vedenjohtavuus |
| | g | maan vetovoiman kiihtyvyyys |
| | u_w | huokosvedenpaine |
| | V_I | jään virtausnopeus (routanousunopeus) |

Vastaavasti lämmönsiirtymistä kuvataan yhtälön (241) avulla.

$$C \frac{\partial T}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial T}{\partial x} \right) - \rho_i L \left(\frac{\partial I}{\partial t} + V_I \frac{\partial I}{\partial x} \right) = 0 \quad (241)$$

| | | |
|-------|-----|--|
| missä | T | on lämpötila |
| | C | tilavuuslämpökapasiteetti |
| | K | lämmönjohtavuus |
| | L | olomuodonmuutoslämpö massayksikköä kohti |

Massan säilymisen lain mukaan osittain jäätyneen kerroksen ja jäälinsin rajapinnassa jään virtausnopeus (routanousunopeus) saadaan yhtälön (242) avulla

$$V_I = -k \frac{\partial u_w}{\partial x} / \rho_i g (1 - I) \quad (242)$$

Huokosvedenpaine (U_w) ja lämpötila (T) saadaan yhtälöiden (240) ja (241) ratkaisuksista.

Osittain jäätyneen kerroksen vedenjohtavuus lasketaan sulan veden määrän perusteella. Jäätymättömänä pysyvä veden määrä lasketaan

Andersonin & Ticen (1972) esittämän yhtälön avulla seuraavasti:

$$N_u = \rho_d \exp [a + bl nS + CS^d l n(-T)] \quad (243)$$

missä ρ_d on kuivatilavuuspaino
 a, b, c ja d vakioita
($a = 0,2618, b = 0,5519, c = -1,449$ ja $d = -0,264$)

Osittain jäätyneen maan vedenjohtavuus lasketaan yhtälön (243) avulla.

$$k(N_u) = k_0 (N_u/N)^5 \quad (244)$$

missä k_0 on kyllästyneen sulan maan vedenjohtavuus
 N huokoisuus

Rigid-ice mallin mukainen jännityksen keskistyskerroin lasketaan yhtälön (245) avulla

$$\chi = \left(\frac{N_u}{N} \right)^{1,5} \quad (245)$$

Jäätymättömän veden määrän (N_u) ja jään ja vedenpaineen eron (ϕ_{iw}) välinen riippuvuus lasketaan seuraavasti

$$\phi_{iw} \equiv U_i - U_w \quad (246)$$

missä U_i on jäänpaine

Yhtälön (246) mukainen erotus lasketaan Clausius-Clapeyronin yhtälön avulla olettamalla jäänpaine nolaksi, jolloin yhtälön (246) mukainen painero saadaan yhtälöstä (247).

$$U_w - \left(\frac{\rho_w}{\rho_i} \right) U_i = \left(\frac{\rho_w L}{273} \right) L \quad (247)$$

Sijoittamalla yhtälön (247) avulla laskettu lämpötila jäätymättömänä pysyvän veden yhtälöön, saadaan

$$N_u = \rho_d * \exp \left[a + bl nS + cS^d l n \left(\frac{273}{\rho_w L} \phi_{iw} \right) \right] \quad (248)$$

Yhtälöä johdettaessa oletettiin jäänpaineen olevan nolla, oletetaan sen pätevän myös silloin kun jäänpaineella on pieni arvo.

Mallia on testattu erilaisilla jäädytysnopeuksilla suoritettujen routanousukokeiden avulla. Routan syvyyden havaittiin vastaavan hyvin mittaustuloksia, sen sijaan lasketut routanousut olivat hieman mitattuja suurempia. Ero routanousun suuruudessa johtuu näytteen konsolidoitumisesta kokeen alussa. Routanousunopeus vastasi hyvin mittaustuloksia, vaikka routanousunopeudessa voitiin havaita mittaustuloksista poiketen voimakasta huojuntaa ajan funktiona. Saman havainnon teki myös Holden et al. (1985) mallin testauksessa.

Guymon et al. (1980, 1981 ja 1984)

Seuraavassa tarkastellaan lähemmin CRREL:ssa tutkijaryhmän Guymon, Hromadka ja Berg suorittamaa mallintamistyötä. Mallintamista ja siihen liittyvää kehitystä on käsitelty mm. kirjoittajien seuraavissa artikkeleissa (Guymon et al 1980, 1981 ja 1984). Alunperin malli esitettiin yksidimensionaalisenä, mutta laajennettiin myöhemmin kaksidimensionaaliseksi malliksi. Mallia on systemaattisesti kehitetty ja testattu useiden vuosien ajan.

Mallissa tehdään seuraavat lähtöoletukset

- sulassa maassa vedenvirtaus tapahtuu hydraulisen gradientin johdosta ja noudattaa Darcyn lakia
- jäätyneessä maakerroksessa veden virtausta ei tapahdu
- lämmönsiirtyminen (sensible heat) sulassa, osittain jäätyneessä ja jäätyneessä kerroksessa tapahtuu lämmönsiirtymisen yhtälön mukaisesti
- faasinmuutos voidaan erottaa lämmön ja massan siirtymisen yhtälöistä ja faasinmuutosta voidaan kuvata isotermisenä prosessina
- sula maa on kokoonpuristumaton ja osittain jäätyneessä ja jäätyneessä tilassa siirtymätila aiheutuu pelkästään jään linssiytymisestä tai sen sulamisesta
- jäätyvässä kerroksessa huokospaine määritetään sulan veden määrää jäätyneessä tilassa kuvaavan parametrin avulla
- hystereesi-ilmiötä ei oteta huomioon
- suolapitoisuuden muuttumista ei tapahdu
- vakioarvoiset parametrit (kuten huokoisuus) pysyvät jäätymis-sulamisprosessin aikana vakioina

- kaksidimensionaalisessa tilassa jäätyminen ja sulamisen aikana ei muodostu maakerrosten välisiä sisäisiä leikkaus- tai veto/puristusjännityksiä eri kerrosten välillä
- konsolidaation vaikutusta huokospaineeseen ei huomioida ja kuormituksen oletetaan vaikuttavan pääasiassa jäätyvän kerroksen huokospaineeseen olettaen, että jään linssiytymistä tapahtuu. Muutoin maamatriisin oletetaan kantavan kuormituksen ja siitä aiheutuvan paineen.

Lämmön siirtymistä kuvataan maaperässä kaksidimensionaalisessa tapauksessa yleisen yhtälön (249) avulla. Yhtälössä on mukana lämmön johtumisen lisäksi konvektiota kuvaava termi.

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[K_T \frac{\partial T}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[K_T \frac{\partial T}{\partial y} \right] = C_m \frac{\partial T}{\partial t} - L \frac{\rho_i}{\rho_w} \frac{\partial \theta_i}{\partial t} + C_w V_x \frac{\partial T}{\partial x} + C_w V_y \frac{\partial T}{\partial t} \quad (249)$$

Veden virtausta kuvataan mallilla yleisen yhtälön (250) avulla.

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[K_H \frac{\partial \phi}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[K_H \frac{\partial \phi}{\partial y} \right] = \frac{\partial \theta_u}{\partial t} + S \quad (250)$$

Veden virtausyhtälön tulee kattaa sula, osittain jäätynyt ja jäätynyt maakerros. Sulassa kerroksessa veden häviötermi $S = 0$. Osittain jäätyneessä kerroksessa tapahtuu veden muuttumista jääksi, joten $S \neq 0$. Osittain jäätyneessä kerroksessa muuttuu veden johtavuus sulaan kerrokseen verrattuna voimakkaasti. Jamen tutkimusten perusteella osittain jäätyneen kerroksen veden johtavuus voidaan laskea sulan maan veden johtavuuden ja jääpitoisuuden perusteella yhtälön (251) avulla.

$$K = K_H 10^{-E\theta_i} \quad (251)$$

missä K on osittain jäätyneen maan veden johtavuus
 K_H sulan maan veden johtavuus
 θ_i jään tilavuuspitoisuus
 E kalibrointikerroin ($E\theta_i > 0$)

Täysin jäätyneessä maassa oletetaan veden virtauksen olevan nolla, jolloin $S = 0$.

Vedenpidätyskäyrän osalta mallissa käytetään routivissa maalajeissa Gardnerin mukaista vuorosuhdetta. Sulan tilan veden johtavuuden osalta käytetään myös samankaltaista vastaavuutta.

Jäätyiskerroksessa huokosvedenpaine lasketaan sulan veden määrän perusteella jäätyneessä maassa seuraavan yhtälön avulla

$$u = u(\theta_n) \quad (252)$$

missä θ_n on sulan veden määrää kuvaava vakiotermi.

Vakioarvoa käytetään vaikkakin sulan veden määrän tiedetään olevan lämpötilan ja myös paineen funktio. Mikäli jään linssiytymistä ei tapahdu, maamatriisiin oletetaan kannattavan yläpuolisen kuormitus- ja jännitystilän. Kun jään linssiytymistä tapahtuu, niin huokospaineen yhtälössä otetaan huomioon kuormitus u_0 yhtälön (253) avulla

$$u_f = u(\theta_n) + u_0 \quad (253)$$

missä u_f on jäälinsin ja veden rajauspinnassa vallitseva paine

Kuvassa 25 on yhteenvedo mallissa käytettävistä yhtälöistä.

Mallissa tarvitaan yhteensä 10 maaparametria (taulukko 2).

| Maakerros | Energiatila | Vedenvirtaus | Olomuodonmuutos | Lämmönjohtuminen | Apuyhtälöt |
|------------------------------|---|---|---|---|--|
| Pintakerros | | $\partial(\psi - x)/\partial x = 0$ | | $T_u = T(t)$ | |
| Jäätynyt maakerros | $T < T_f$ $\psi = \psi(\theta_n) + \delta\psi_0$ $\delta = 1, \theta_i > \theta_0 - \theta_n$ $\delta = 0, \theta_i < \theta_0 - \theta_n$ | $\partial(\psi - x)/\partial x = 0 = v$ | $\frac{\partial\theta_i}{\partial t} = 0$ | $\frac{\partial}{\partial x} [K_T \partial T/\partial x] = C_m \frac{\partial T}{\partial t}$ | $K_H = K(\psi) \times 10^{-E\theta_i}, E\theta_i > 1$ $\theta_u = \theta(\psi)$ $v = -K_H \partial(\psi - x)/\partial x$ |
| Jäätävä tai sulava maakerros | $T = T_f$ $\psi(\theta_n) < \psi < 0$ | $\frac{\partial\theta_u}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} [K_H \partial(\psi - x)/\partial x]$ | $-\frac{\rho_i}{\rho_w} \frac{\partial\theta_i}{\partial t}$ $L \frac{\rho_i}{\rho_w} \frac{\partial\theta_i}{\partial t}$ | $\frac{\partial}{\partial x} [K_T \partial T/\partial x] - C_w v \frac{\partial T}{\partial x} = C_m \frac{\partial T}{\partial t}$ | $C_m = [C_i \theta_i + C_w \theta_u + C_s(1 - \theta_0)]/(1 + \theta_s)$ $K_T = [K_i \theta_i + K_w \theta_u + K_s(1 - \theta_0)]/(1 + \theta_s)$ |
| Sula maakerros | $T > T_f$ $\psi(\theta_n) < \psi < \psi_L$ | $\frac{\partial\theta_u}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} [K_H \partial(\psi - x)/\partial x]$ | $\frac{\partial\theta_i}{\partial t} = 0$ | $\frac{\partial}{\partial x} [K_T \partial T/\partial x] - C_w v \frac{\partial T}{\partial x} = C_m \frac{\partial T}{\partial t}$ | $y = \Sigma \theta_s l$ |
| Alapinta | | $\psi_L = \psi(t)$ | | $T_L = T(t) > T_f$ | |

Kuva 25: Lämmön siirtymistä ja veden virtausta kuvaavat yhtälöt routivan maan eri kerroksissa.

Taulukko 2: Kaksidimensionaalisessa routamallissa käytettävät parametrit

| | |
|------------|---|
| n, A_w | tilavuusvesipitoisuuden ja huokospaineen välistä riippuvuutta kuvaava parametri |
| K_H | kyllästyneen sulan maan veden johtavuus |
| m, A_k | huokospaineen ja osittain kyllästyneen sulan maan veden johtavuutta kuvaava parametri |
| E | osittain jäätyneen maan veden johtavuuden riippuvuus sulan maan veden johtavuudesta |
| θ_0 | huokoisuus |
| θ_n | jäätymättömän veden määrää jäätyneessä maassa kuvaava vakio |
| K_T | lämmönjohtavuus |
| ρ | tiheys |
| T_f | veden jäätympisteiden alenema |

Numeerinen ratkaisu suoritetaan integrointimenetelmällä (the nodal domain integration method), joka käsittää integroidun differenssimenetelmän ja Galerkinin elementtimenetelmän.

Shen ja Ladanyi (1987)

Shen ja Ladanyin malli poikkeaa muista yhdistetyistä massan ja lämmön siirtymisen malleista siten, että mallissa lasketaan myös routimisen aiheuttama jännitystila, kun siirtymätila tunnetaan. Mallin käsittelyssä tehdään seuraavat lähtöoletukset:

- kosteus siirtyy ainoastaan vetenä jäätyneessä ja sulassa maassa. Ilman ja höyryn vaikutusta ei oteta huomioon veden virtauksessa.
- liukoisten suolojen vaikutusta ei oteta huomioon
- kuormituksen vaikutusta jäätympisteiden alenemaan ei oteta huomioon
- maapohja on konsolidoitunut ulkoisen kuormituksen johdosta ennen jäätymistä ja konsolidoinnin vaikutusta sulassa kerroksessa jäätyneen aikana ei oteta huomioon
- maapartikkelien tilavuus pysyy vakiona jäätyneen aikana
- sula ja jäätyneet maat ovat isotrooppisia väliaineita
- sula maan on kimmoinen väliaine ja sen kimmomoduuli on vakio
- jäätyneen maan viruminen noudattaa Prandtl-Reussin lakia

- jäätyneen maan kimmomoduuli ja myötöraja ovat lämpötilasta riippuvia, mutta ne eivät riipu muodonmuutosnopeudesta eikä sivupaineesta. Kimmomoduuli lasketaan kaksoislinearisella mallilla
- vetojännityksiä ja -muodonmuutoksia pidetään merkiltään positiivisina.

Veden virtausta mallissa käsitellään Sheppard, Kay ja Loch (1978) mukaisesti yhtälön (161) avulla.

Veden potentiaalissa painovoimatermi jätetään pois, jolloin yhtälö sievenee muotoon (254)

$$\frac{\partial \theta_i}{\partial t} + \frac{\rho_i}{\rho_l} \frac{\partial \theta_i}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(k \frac{\partial p_l}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial p_l}{\partial z} \right) \quad (254)$$

Lämmön virtausta kuvataan vastaavasti yhtälön (255) avulla.

$$C \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) + L \rho_i \frac{\partial \theta_i}{\partial t} \quad (255)$$

Konvektiivisesti tapahtuvaa lämmön siirtymistä ei oteta huomioon.

Ulkoisen kuormituksen vaikutus veden paineeseen otetaan huomioon Groenevelt ja Kay (1977) mukaisesti yhtälön (256) avulla

$$P_1 = P^* + \alpha P + \beta L \rho_i \ln \frac{T}{T_0} \quad (256)$$

Maaperässä vallitseva jään ja veden paine lasketaan Clapeyronin yhtälöllä (257).

$$\frac{P_1}{\rho_1} - \frac{P_i}{\rho_i} = L \ln (T_k/T_0) \quad (257)$$

Veden paineen laskemiseksi Clapeyronin yhtälöllä oletetaan jään paineen olevan nolla jäätymisrajalla (0-isotermi) ja vallitsevan kuormituksen suurin osittain jäätyneen kerroksen yläpinnassa. Täten veden paine voidaan laskea Clapeyronin yhtälöstä seuraavasti

$$P_1 = \frac{\rho_l}{\rho_i} P_i + L \rho_l \ln T_k/T_0 \quad (258)$$

Sijoittamalla (258) ja (254) yhtälöön (255), saadaan

$$\bar{C} \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\bar{\lambda} \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\bar{\lambda} \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \rho_l L \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(k \frac{\partial p_l}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial p_l}{\partial z} \right) \right] \quad (259)$$

Näennäistä lämpökapasiteettia ja lämmönjohtavuutta merkitään seuraavasti:

$$\bar{C} = C + \rho_l L \frac{\partial \theta_l}{\partial T} \quad (260)$$

$$\bar{\lambda} = \lambda + \frac{k \rho_l^2 L^2}{T_k} \quad (261)$$

Kun jännityksen vaikutus lämmön siirtymisen yhtälössä jätetään huomioon ottamatta saadaan yhtälö (259) muotoon (262)

$$\bar{C} \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\bar{\lambda} \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\bar{\lambda} \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (262)$$

Lämmön siirtyminen ja veden virtaus kuvataan mallissa yhtälöillä (262), (254) ja (257). Yhtälöitä yhdistävänä tekijänä käytetään kokeellisesti määritettävää jäätyttömän veden määrää lämpötilan funktiona kuvaavaa funktiota.

Jännitysten ja muodonmuutosten laskeminen

Jäätymisvaiheen aikana maan tilavuuden oletetaan muuttuvan veden jäätymisestä aiheutuvan tilavuuden kasvun johdosta sekä jäätyksen johdosta tapahtuvan lisäveden saannin johdosta. Tilavuuden kasvu voidaan esittää yhtälön (263) avulla.

$$e^v = 0,09(\theta_o + \Delta\theta - \theta_1) + \Delta\theta + (\theta_o - n) \quad (263)$$

| | | |
|-------|----------------|---|
| missä | θ_o | on alkuperäinen vesipitoisuus (m^3/m^3) |
| | $\Delta\theta$ | vesipitoisuuden kasvu kosteuden siirtymisen seurauksena |
| | n | huokoisuus |

Koska sulan ja jäätyneen maan oletetaan olevan isotrooppisia, on tilavuudenmuodonmuutos yhtäsuuri kaikkiin suuntiin, jolloin

$$\begin{cases} \varepsilon_x^v = \varepsilon_y^v = \varepsilon_z^v = \frac{1}{3} \varepsilon^v \\ \gamma_{xy}^v = \gamma_{yz}^v = \gamma_{zx}^v = 0 \end{cases} \quad (264)$$

| | | |
|-------|---|---|
| missä | $\varepsilon_x^v, \varepsilon_y^v$ ja ε_z^v | ovat laajenemisen johdosta tapahtuvia normaalimuodonmuutoksia |
| | $\gamma_{xy}^v, \gamma_{yz}^v$ ja γ_{zx}^v | leikkausmuodonmuutoksia |

Ulkaisen kuormituksen aiheuttamaa jännitys-muodonmuutossuhdetta voidaan kuvata jäätyneessä maassa seuraavalla yhtälöllä (265).

$$d\{\sigma\} = [D](d\{\varepsilon\} - d\{\varepsilon^c\} - d\{\varepsilon_s^v\}) \quad (265)$$

missä $d\{\sigma\}$ on jännitysvektori,

Prandl-Reussin virumalain mukaan muodonmuutosvektori voidaan esittää muodossa (266).

$$d\{\varepsilon^c\} = d\bar{\varepsilon}^c \frac{\partial \bar{\sigma}}{\partial \{\sigma\}} \quad (266)$$

missä $\bar{\varepsilon}^c$ on ekvivalentti virumamuodonmuutos
 σ ekvivalenttijännitys

Isotrooppiselle Misesin myötöehtoa noudattavalle materiaalille $\bar{\sigma}$ voidaan esittää muodossa (267)

$$\bar{\sigma} = \sqrt{\frac{3}{2} S_{ij} \delta_{ij}} \quad (267)$$

jossa $S_{ij} = \sigma_{ij} - \frac{1}{3} \sigma_{ij} \sigma_{kk}$ (268)

ja $\delta_{ij} = \begin{cases} 1 & i = j \\ 0 & i \neq j \end{cases}$ (269)

Moniakσιαaliseen jännitystilaan voidaan soveltaa Ladanyin (1978) esittämää yksiakσιαalisen jännitystilan virumalakia seuraavasti

$$\bar{\varepsilon}^c = \left(\frac{\bar{\sigma}}{\sigma_{cT}} \right)^n \left(\frac{\dot{\varepsilon}^c t}{b} \right)^b \quad (270)$$

jossa $\sigma_{cT} = \sigma_{co} \left(1 + \frac{T}{T_c} \right)^\omega$ (271)

missä σ_{co}, n, b ja ω ovat kokeellisia vakioita
 $\dot{\varepsilon}^c$ ja T_c muodonmuutoksen ja lämpötilan referenssiarvoja

Virumamuodonmuutos voidaan laskea moniaksaalisessa jännitystilassa yhtälön (272) avulla

$$D\{\varepsilon^c\} = b \left(\frac{\bar{\sigma}}{\sigma_{cT}} \right)^n \left(\frac{\dot{\varepsilon}^c}{b} \right)^b t^{b-1} \frac{\partial \bar{\sigma}}{\partial \{\sigma\}} \Delta t \quad (272)$$

Virumasta ja tilavuuden laajenemisesta aiheutuva solmuvoimavektori voidaan elementtimenetelmällä esittää muodossa (273).

$$\Delta R = \iiint_G [B]^T [D] (D\{\varepsilon^c\} + D\{\varepsilon^v\}) dV \quad (273)$$

Jännitys ja muodonmuutos voidaan laskea jokaisella aika-askeleella yhtälöiden (264), (265), (272) ja (273) avulla.

Lämpötekniset ominaisuudet laskettiin kiinteän aineen, veden, jään ja ilman avulla. Laskelmissa käytettiin kyllästetyn tilan ominaisuuksia.

Jäätymättömän veden määrä lämpötilan funktiona laskettiin Xu Xiaozu et al. mukaan (1985).

Jäätyneen maan veden johtavuus määritettiin Horiguchi ja Millerin (1983) kokeellisten yhtälöiden avulla.

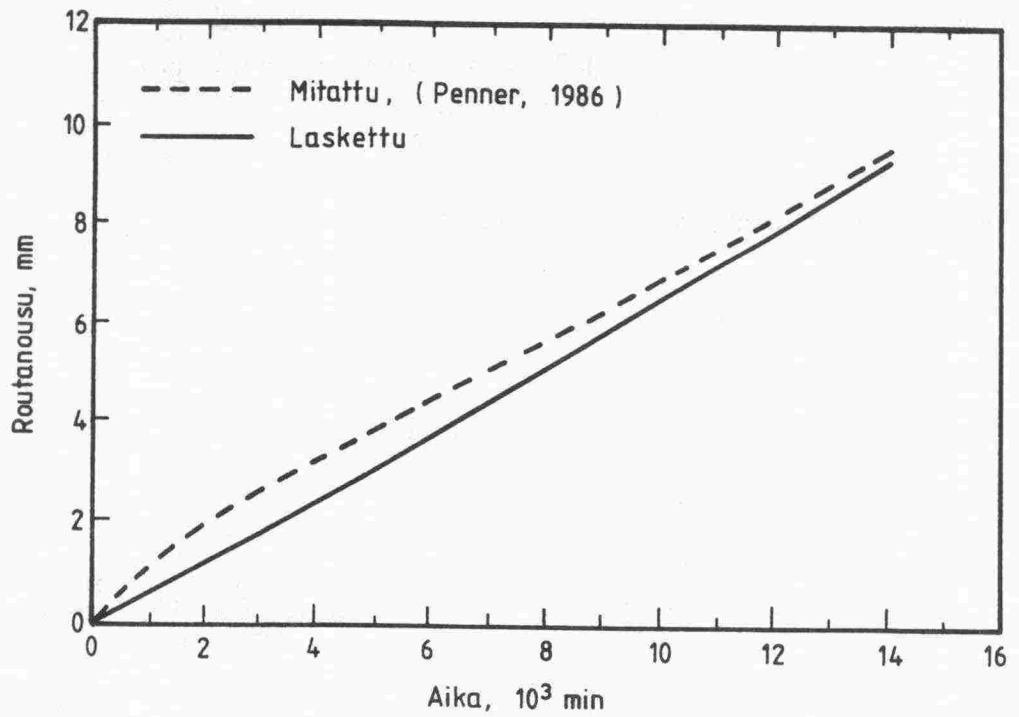
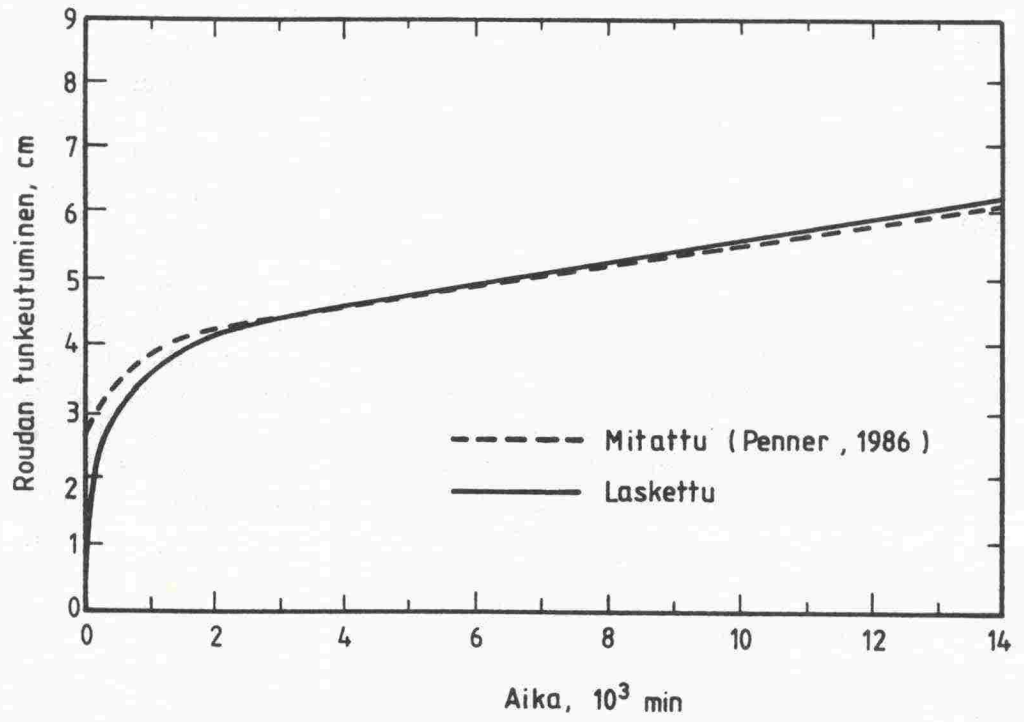
Virumisyhtälön parametrit määritettiin yksiaksaalisista puristus- ja veto-kokeista. Sulan maan kimmomoduulin oletettiin olevan vakio 11,2 MPa. Jäätyneen maan kimmomoduuli määritettiin lämpötilan funktiona yhtälön (274) avulla.

$$E_0 = 4 * 10^2 T^{0,636} (MPa) \quad (274)$$

Mallissa lämmön siirtymisen ja veden virtauksen yhtälöt ratkaistiin differenssimenetelmällä ja mekaanisia ominaisuuksia kuvaavat yhtälöt elementtimenetelmän avulla.

Kuvassa 26 on verrattu mallilla laskettua ja mitattua roudan syvyyttä. Roudan syvyyden alkuvaiheessa laskettu roudan syvyys on hieman pienempi mitattuun verrattuna, mutta vastaa hyvin 2000 min jälkeen mitattuja arvoja. Routanousun osalta laskettu roudan syvyys on alussa hieman pienempi mitattuun routanousuun verrattuna, mutta vastaa muutoin erittäin hyvin mitattua roudan syvyyttä.

Mallia on verrattu Pennerin suorittamiin laboratorioskokeisiin routanousun ja roudan syvyyden osalta. Routanousukokeessa näytteen halkaisija ja korkeus olivat 10 cm ja kuormitus 50 kPa. Mallilla lasketut tulokset vastaavat erittäin hyvin mittaustuloksia.



Kuva 26: Shen ja Ladanyin mallilla lasketun roudan syvyyden ja routanousun vastavuus mittaushavaintoihin verrattuna (Shen & Ladanyi 1987).

8.3.3 Termomekaaniset mallit

Termomekaanisilla malleilla tarkoitetaan malleja, joissa lämpö- ja kosteus-tilan lisäksi otetaan huomioon samanaikaisesti materiaalin mekaaniset ominaisuudet. Toistaiseksi tällaisen mallin on esittänyt Fremond työryhmineen. Termomekaanista lähestymistapaa on edelleen kehitetty tämän työryhmän toimesta (ks. esim. Duquennoi et al. 1989, Fremond & Mikkola 1991).

Malli perustuu samanaikaiseen energian ja aineen häviämättömyyden sekä liikemäärän säilymisen lakien ratkaisemiseen. Väliainetta kuvaavina konstitutiivisina yhtälöinä käytetään energiataseessa Fourierin lämmönjohtumislakia sekä ainetaseessa Darcyn lakia. Mekaanisilta ominaisuuksiltaan maamateriaalin oletetaan sulana olevan kimmoinen väliaine sekä jäätyneenä noudattavan Norton-Hoffin viskoelastista materiaalmallia. Yhtälöt ratkaistaan elementtimenetelmän avulla. Mallilla voidaan laskea lämpötila, huokosveden paine (hydraulic head) ja siirtymäajan ja -paikan funktiona.

Energiatase esitetään yhtälön (275) avulla.

$$C(\theta) \frac{d\theta}{dt} - l \frac{d}{dt} \{e(1-v)\rho^i\} \operatorname{div}(\lambda \operatorname{grad}\theta) = 0 \quad (275)$$

missä t on aika
 $C(\theta)$ on vedellä kyllästetyn maan lämpökapasiteetti
 l veden jäätymislämpö

Ainetase voidaan esittää yhtälön (276) avulla.

$$\frac{d}{dt} \{ev\rho^w + e(1-v)\rho^i\} \operatorname{div}(n\rho^w \operatorname{grad}h) = 0 \quad (276)$$

missä h on veden potentiaali.

Liikemäärän säilymistä kuvataan yhtälöllä (277)

$$\operatorname{div}\sigma^1 - \operatorname{grad}h + \rho g = 0 \quad (277)$$

$$\sigma^1 = A(\theta)\varepsilon + \frac{d\phi(\theta)}{d\dot{\varepsilon}}$$

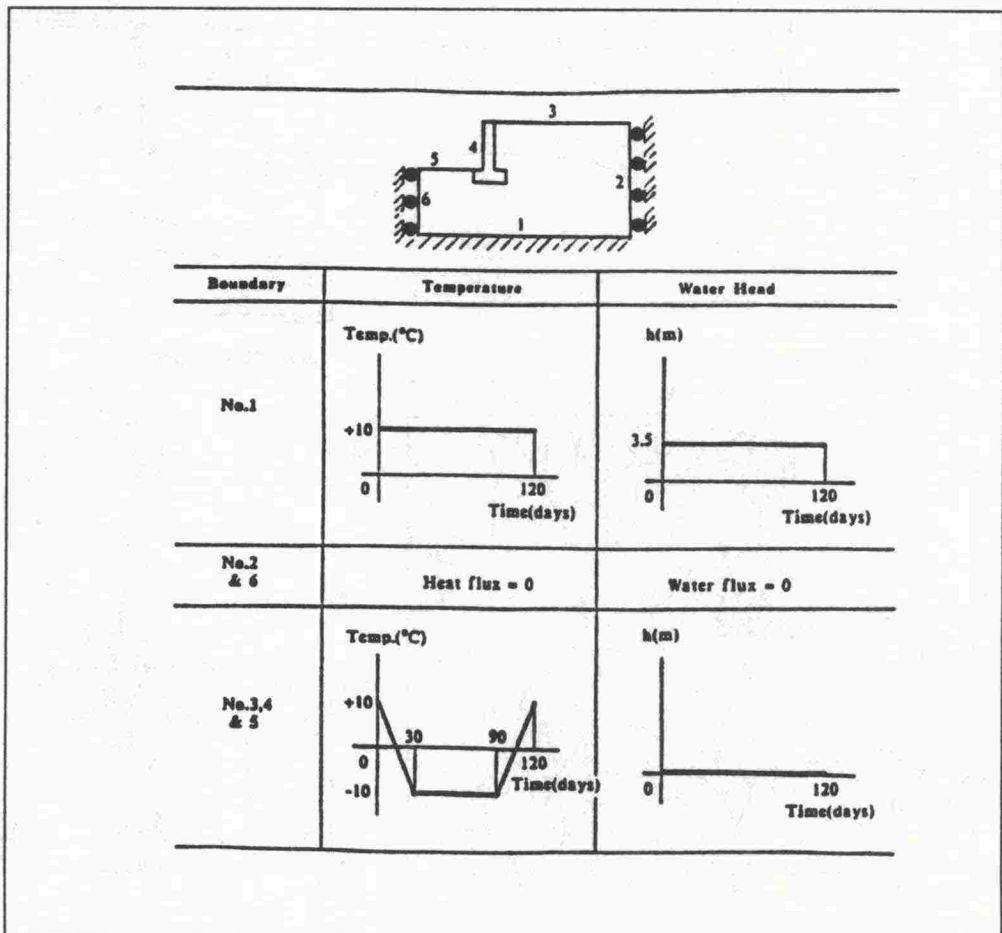
missä ρ on maan tilavuuspaino
 ε muodonmuutostensori
 $\dot{\varepsilon}$ muodonmuutosnopeus
 $A(\theta)$ kimmokerroin
 $\phi(\theta)$ viskoplastisen häviön pseudo-potentiaali

Edellä esitettyjen yhtälöiden avulla voidaan määrittää lämpötila, hydraulinen potentiaali ja siirtymä pisteessä x ajanhetkellä t . Lähtöparametreinä tarvitaan sulan veden määrä tilavuusyksikössä $v(\theta)$, huokoisuus $e(\theta)$, lämmönjohtavuus $\lambda(\theta)$, veden liikkuvuus (mobility of water) $m(\theta)$, Lamén kimmoparametrit (Lame elasticity parameters) $\lambda(\theta)$ ja $\mu(\theta)$, lämpökapasiteetti $C(\theta)$ sekä kertoimet $k(\theta)$ ja $p(\theta)$. Lisäksi tarvitaan veden, jään ja runkoaineen tiheydet, jään sulamislämpö sekä maan lämpökapasiteetti.

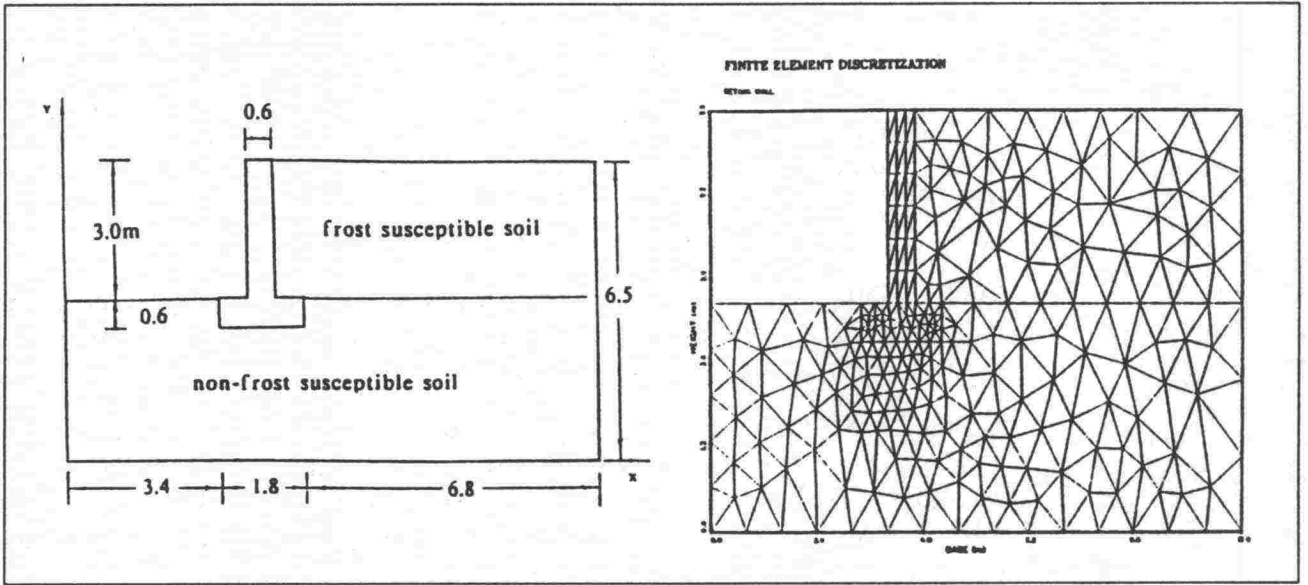
Mallissa lämpötila voidaan ratkaista riippumattomana veden potentiaalista ja siirtymistä. Tämän jälkeen veden potentiaali on lämpötilan funktio ja lopulta siirtymät saadaan edellisten perusteella.

Mallin sovellutuksena Blancard ja Fremond (1985) esittivät putkijohdon kautta jäätyvän maapohjan sekä ikiroutaan asennetun lämpimän (+60 °C) öljyputken. Mallia on kokeiltu myös roudan aiheuttamien liikkeiden laskemiseen tukimuurissa (Li et al. 1988). Alustavien laskelmien perusteella malli näyttää toimivan kvalitatiivisesti moitteettomasti (kuvat 27 - 29).

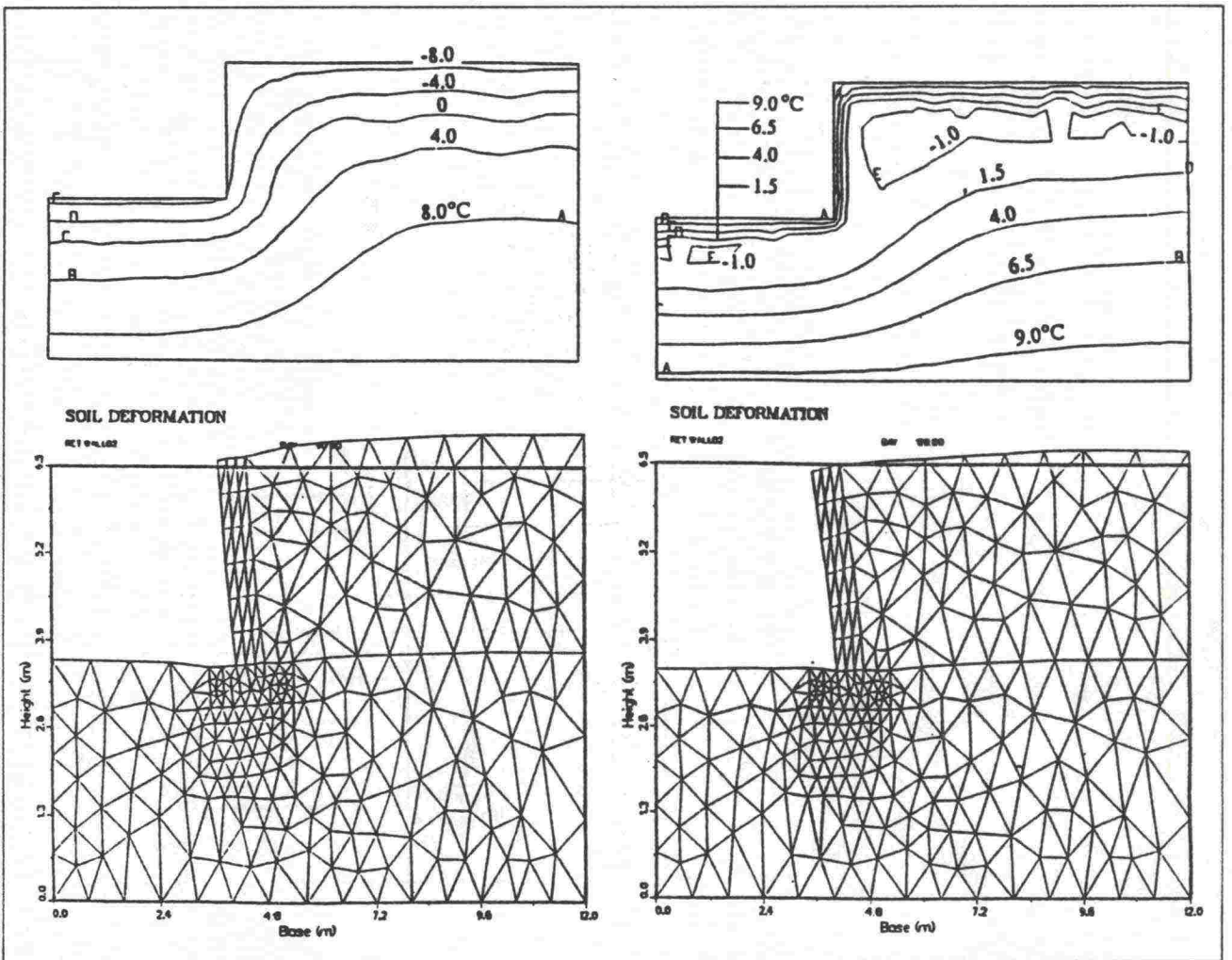
Fremond ja Mikkola (1991) ovat kehittäneet mallin matemaattista muotoa. Peruseriaatteet, joille malli pohjautuu, ovat kuitenkin pysyneet samoina. Tätä uutta kehitysvaihetta ei vielä kuitenkaan ole ratkaistu numeerisesti eikä mallia näin ollen vielä verrattu in situ mittauksiin.



Kuva 27: Tukimuuritarkastelun perusteet (Li et al. 1988).



Kuva 28: Tukimuuri ja käytetty elementtiverkko (Li et al. 1988).



Kuva 29: Tukimuuritarkastelu: muodonmuutokset jäätymis- ja sulamisvaiheessa (Li et al. 1988).

9 MALLIEN ARVIOINTI

9.1 Mallien edellyttämät lähtötiedot

Routanousun mallintamisessa tarvitaan lähtötietoina maaperän luokitusominaisuuksia sekä geoteknisiä ominaisuuksia kuvaavia parametrejä. Tärkeimmät luokitusominaisuudet ovat huokoisuus, tiheys, vesipitoisuus ja tilavuuspaino, joita käytetään kuormituksen sekä geoteknisten ominaisuuksien likimääräislaskentaan. Geoteknisistä ominaisuuksista tärkeimmät ovat maan hydrauliset ja lämpötekniset ominaisuudet. Routanousun malleissa yleisimmin käytettyjä hydraulisia ominaisuuksia ovat:

- matriisipotentiali
- kyllästyneen maan vedenjohtavuus
- osittain kyllästyneen maan vedenjohtavuus
- osittain jäätyneen maan vedenjohtavuus
- jäätyneen veden määrä jäätyneessä maassa
- osittain jäätyneen maan sulan veden määrän ja huokosvedenpaineen välinen riippuvuus
- veden diffusiviteetti.

Mallintamisessa käytettävien hydraulisten ominaisuuksien tulisi kattaa mallista riippumatta kyllästynyt ja osittain kyllästynyt tila sulana ja osittain jäätyneenä sekä sulan veden määrä lämpötilan funktiona. Osa näistä parametreistä voidaan määrittää pF-laitteistolla mitattavan vedenpidätyskäyrän sekä tilavuusvesipitoisuutta sulassa ja jäätyneessä tilassa mittaavan kaapelitutkan avulla. Vaikeimmin määritettävissä on osittain kyllästyneen maan vedenjohtavuus lämpötilan funktiona. Vedenjohtavuuden lämpötilariippuvuus voidaan määrittää joko empiirisesti tai mittaamalla kokeellisesti laboratorio- tai in situ olosuhteissa. Vedenjohtavuuden lämpötilariippuvuutta on tutkittu pääasiassa sekundaaristen routanousumallien yhteydessä. Vedenjohtavuutta on arvioitu myös empiirisesti lämpötilan funktiona jäätyneenä pysyvän veden määrän perusteella (Ishizaki & Nishio 1988). Mielenkiintoisen tarkastelutavan muodostaa myös analogia, jossa jäätyneen maan vedenjohtavuuden oletetaan olevan yhtä suuri kuin saman vesipitoisuuden omaavan sulan maan vedenjohtavuus. Tätä lähestymistapaa on käyttänyt mallintamisessa mm. Padilla ja Villeneuve (1992).

Eräs merkittävä rajanveto mallintamisessa on se, käsitelläänkö maata kylästyneessä vai osittain kyllästyneessä tilassa. Koska vedenjohtavuus on kyllästymisasteen funktio, aiheuttaa tämä epälineaarisuutta, joka tekee osittain kyllästyneen maan käsittelyn vaikeammaksi täysin kyllästyneeseen maahan verrattuna. Kausittaisen routan osalta routiminen tapahtuu lähes aina olosuhteissa, jossa maaperä on osittain kyllästyneessä tilassa. Maapohjan keinotekoisessa jäädytyksessä routiminen tapahtuu pääasiassa pohjaveden pinnan alapuolella kyllästyneessä tilassa. Mallintamisen kannalta merkittävin parametri on kuitenkin osittain kyllästyneen maan vedenjohtavuuden riippuvuus lämpö- ja jännitystilasta.

Mallintamisessa käytettäviä lämpötekniisiä ominaisuuksia ovat lämmönjohtavuus sulana ja jäätyneenä, olomuodonmuutoslämpö sekä tilavuuslämpökapasiteetti. Lämpötekniset ominaisuudet voidaan määrittää

kokeellisesti mittaamalla lämmönjohtavuus joko laboratoriossa tai in situ. Yleisimmin lämmönjohtavuudet määritetään kuitenkin empiirisillä yhtälöillä indeksiominaisuuksien avulla. Lämpötekniset ominaisuudet riippuvat voimakkaasti lämpötilasta, jolloin etenkin maan olomuodonmuutosalueella, esim. lämpötilavälillä 0...-5 °C, lämpötekniset ominaisuudet ovat voimakkaasti epälineaarisia. Lämpöteknisissä ominaisuuksissa olomuodonmuutoksessa tapahtuva lämmön sitoutuminen tai vapautuminen on vallitsevin ja täten myös voimakkaimmin tuloksiin vaikuttava.

Sekä lämpötekniisten että hydraulisten ominaisuuksien lämpötilariippuvuuden tarkastelussa lähtötietoina tarvitaan jäätymättömänä pysyvän veden määrä lämpötilan funktiona. Tähän liittyvä perustutkimus on ollut runsasta etenkin 70- ja 80-luvuilla ja jäätymättömänä pysyvän veden määrää arvioidaan usein empiiristen yhtälöiden avulla. Toisaalta routatutkimuksessa yleistyneen kaapelitutkan (TDR) käyttö mahdollistaa helposti jäätymättömänä pysyvän veden määrän mittaamisen myös in situ. Kosteusprofiilimittauksia voidaan toisaalta käyttää myös maaperän vedenjohtavuuden laskennalliseen määrittämiseen.

Jotta mallilla voitaisiin ennustaa maapohjassa tapahtuvia muutoksia tulee jäätymistä aiheuttava lämpötilan kehittyminen ottaa simulointiin mukaan. Lämpötilavaikutusta kuvataan usein pakkasmäärän kertymäfunktion avulla, jolla tarkoitetaan negatiivisen lämpötilan tuntiastesummaa. Pakkasmäärän kertymäfunktion muodolla voidaan ottaa huomioon myös lämpötilan muuttuminen pakkasjakson aikana. Tällöin voidaan laskennallisesti käsitellä esim. pakkaskauden jaksottumisen vaikutusta roudan syvyyteen ja routanousuun.

9.2 Mallien luotettavuus

Routaan liittyvässä mallintamisessa voi esiintyä useita virheitä, jotka voidaan Guymon et al. (1981) mukaan luokitella seuraavasti:

- mallivirheet sisältäen numeeriset analogiavirheet
- ajan ja paikan diskretisointivirheet
- reunaehto- ja lähtötilavirheet
- parametrivirheet.

Ajan ja paikan diskretisointi saattaa aiheuttaa mallintamisessa konvergointivaikeuksia, mikäli aika-askel valitaan liian pitkäksi. Toisaalta aika-askelen lyhentäminen vaikuttaa merkittävästi käytettävään laskenta-aikaan. Koska malleja on numeerisesti testattu runsaasti, ei ajan- ja paikan diskretisointivirheet mallien jatkokehittelyssä muodostune merkittäväksi ongelmaksi. Toisaalta myös routimisprosessin fysikaalinen perusta ja niitä säätelevät yhtälöt tunnetaan jokseenkin tarkasti, joten mallien jatkokehittämissä kannalta merkittävimmät tavoitteet liittyvät mallinnettavaa ilmiötä sääteleviin parametreihin.

Mallien luotettavuutta voidaan tarkastella myös merkitsevien parametrien tilastollisen tarkastelun avulla. Tällöin voidaan lähtöparametrien tarkkuusvaatimukset sovittaa mallilta haluttavaan ennustettavuuteen. Mallien luotettavuus on tällä hetkellä sidoksissa parametrien tarkkuuteen.

Guymon et al. (1981) vertasivat parametrien vaihtelun merkitystä yksidimensionaalisella routanousumallilla ennustettuun routanousuun. Lämpöteknisten ominaisuuksien vaihtelulla ei havaittu olevan voimakasta vaikutusta routanousun suuruuteen, koska lämmönsiirtymisprosessia hallitsee olomuodonmuutos veden muuttuessa jääksi. Merkittävin vaihtelua aiheuttava parametri oli jäätyneen maan vedenjohtavuus. Myös Piper et al. (1988) havaitsivat sekundaarisen routanousun teoriaan perustuvassa mallissa kriittisimmäksi parametriksi osittain jäätyneen maakerroksen vedenläpäisevyyden. Saman johtopäätöksen tekivät myös Ishizaki ja Nishio (1988) ja Nixon (1991). Vedenjohtavuutta voidaan arvioida empiiristen yhtälöiden tai kokeellisten mittausten avulla tai laboratoriossa suoritettavan routanousukokeen avulla, jolloin vedenjohtavuus sovitetaan siten, että lasketut arvot vastaavat mittaustuloksia.

Hromadka et al. (1982) ovat selvittäneet numeeristen ratkaisumenetelmien (mm. Galerkin finite element, subdomain weighted residual, finite difference methods) eroja Guymon et al. (1980) esittämällä routamallilla. Verrattaessa eri ratkaisumenetelmillä saatuja routanousuja laboratorio-olosuhteissa mitattuihin routanousuihin, ei merkittäviä menetelmäkohtaisia eroja voitu havaita. Diskretisointivirheitä selvitettiin yhdellä menetelmällä (subdomain menetelmä), jolloin ajan diskretisoinnilla havaittiin olevan voimakkaampi vaikutus kuin paikan diskretisoinnilla.

Lämmönjohtumisen ja massan siirtymisen yhtälöiden yhdistäminen suoritetaan useimmissa malleissa jäätymättömän veden määrää lämpötilan funktiona kuvaavan yhtälön avulla. Numeerinen ratkaisu saattaa tällöin vaatia huomattavan lyhyttä aika-askelta ja tiheää elementtijakoa (Karvonen (1986) Guymon et al. (1980) ja Engelman (1986). Täten täydellisen jäätymis-sulamissyklin laskeminen vaatii runsaasti tietokoneaikaa.

9.3 Routimiskriteerit

Routanousun mallintamisessa joudutaan valitsemaan kriteeri, miten ja milloin routimisen katsotaan alkavan. Kay et al. (1977) käytti routimisen kriteerinä jääpitoisuutta, joka on yhtäsuuri kuin huokoisuus vähennettynä sulan veden määrällä. Taylor ja Luthin (1978) käyttivät Dirksen ja Millerin (1966) mukaisesti kriteeriä, jossa routiminen alkaa silloin, kun jääpitoisuus on 85 % huokostilavuudesta.

O'Neill ja Miller (1985) käyttivät puolestaan routimisen kriteerinä jännitystilaa. Mikäli neutraali jännitys ylittää päällä olevan kuormituksen, maa routii. Myös Nixon (1991) käyttää tätä kriteeriä routimisen alkamisajan kohtana. Berg et al. (1977) mukaan routiminen alkaa kun kokonaisvesipitoisuus (vesi ja jää) ylittää maan huokoisuuden.

9.4 Mallien vertailu

Routanousun laskentamallit voidaan luokitella seuraavasti:

Empiiriset mallit

- Arakawa (1966)
- Sanger & Sayles (1978)
- Knutson (1973)

Semi-empiiriset mallit

- segregaatiopotentiaali (esim. Konrad 1980)
- Takashi (1978)
- Chen ja Wang (1988)
- Kulieshius (1991)
- Zhang ja Zhu (1983)
- Stenberg (1989)
- Nixon (1991)

Hydrodynaamiset mallit

- Harlan (1973)
- Taylor & Luthin (1978)
- Hopke (1980)
- Karvonen (1986)
- Sheppard (1978)
- Jansson & Haldin (1979)
- Fukuda (1985)
- Padilla & Villeneuve (1992)

Sekundaarisen routanousun mallit

- Gilpin (1980)
- Guymon et al. (1980, 1984)
- Ishizaki ja Nishio (1988)
- O'Neill ja Miller (1985)
- Shen ja Ladanyi (1987)
- Piper et al. (1989)

Termomekaaniset mallit

- Blanchard & Fremond (1985)
- Fremond & Mikkola (1991)

Taulukossa 3 on esitetty yhteenveto eri malleilla laskettavista ominaisuuksista.

Taulukko 3: Routanousumalleilla laskettavat ominaisuudet.

| | | Tilastol- liset mallit | Semi- empiiriset mallit | Hydro- dynaamiset mallit | Sekundaa- risen routa- nousun mallit | Termo- mekaaniset mallit |
|-------------------------------|---|---------------------------|-------------------------------|--------------------------------|--|--------------------------------|
| Lämpötila | Roudan syvyys $f(x,t)$ Sulamissyvyys $f(x,t)$ | x | x x | x x | x x | x x |
| Siirtymätila | Routanousu $f(x,t)$ Sulamispainuma $f(x,t)$ | x | x | x x | x x | x x |
| Kosteustila | Vesipitoisuus $f(x,t)$ Jääpitoisuus $f(x,t)$ Huokospaine $f(x,t)$ | | | x x x | x x x | x x x |
| Siirtymä- ja jäännitystila | Siirtymä- ja jännitystila $f(x,y,z,t)$ | | | | | x |

Taulukossa 4 esitetään yhteenveto yhdistetyissä massan ja lämmön siirtymisen malleissa käytetyistä yhtälöistä, niiden ratkaisuksista, parametreistä sekä mallien testaamisesta. Malleja on vertailu seuraavien ominaisuuksien perusteella: mallinnettava fysikaalinen tila, kuormituksen huomioonotta-

minen, käytetty routivuuskriteeri, yhtälöiden yhdistäminen, malleissa käytettävien keskeisten fysikaalisten parametrien merkitys, mallien testaus.

Roudan syvyyttä ja routanousua samanaikaisesti kuvaavien mallien lähtökohtana on ollut aine- ja energiataseen muodostaminen. Taserajoja ovat olleet osittain jäätyneen kerroksen ylä- ja alaraja sekä osassa malleja jäätyneen ja sulan maakerroksen raja. Lämmön siirtyminen oletetaan tapahtuvan lähes kaikissa malleissa pelkästään johtamalla. Konvektiivisen lämmön siirtymisen on todettu olevan merkityksetön routimisilmion yhteydessä. Massan siirtyminen lasketaan puolestaan Darcyn lain tai sen laajenuksen avulla. Lämmön ja massan siirtymisen yhtälöiden yhdistäminen suoritetaan useimmissa malleissa lämpötilan funktiona jäätymättömänä pysyvän vesipitoisuuden avulla. Tämän menettelyn todettiin 80-luvun alussa vaativan niin lyhyitä aika-askelia, että laskenta-ajan vuoksi tämä yhtälöitä yhdistävä menettelytapa usein korvattiin muilla menetelmillä. Mallien kehittämisessä merkittävä tekijä on ollut kuormituksen vaikutuksen mukaan ottaminen mallintamiseen. Suurimmassa osassa numeerisia malleja omasta painosta sekä ulkoisesta kuormituksesta aiheutuvaa painetta ei oteta huomioon. Ulkoisen kuormituksen vaikutus jätetään huomioon ottamatta useimmissa malleissa. Ensimmäinen malli, jossa ulkoinen kuormitus on otettu huomioon on Hopken (1980) esittämä malli. Jäähän oletetaan kohdistuvan ilmakehän paine. Kuormituksen huomioivia malleja ovat sekundaarisen routanousun mallit sekä Fremondin termomekaaninen malli. Maan routiessa tapahtuu maaperässä samanaikaista lämmön ja veden siirtymistä. Koska nämä prosessit ovat toisiinsa yhdistyneitä, saadaan yhtälöiden ratkaisuna useita eri muuttujia. Lämpötilan ja siirtymätilan lisäksi useissa malleissa saadaan huokosvedenpaine. Huokosvedenpaine liittyy kiinteän jään ja sulan veden väliseen tasapainoon. Jäätyneen maamateriaalin sisäinen jännitystila lasketaan ainoastaan Shenin ja Ladanyin mallissa. Termomekaanisissa mallissa (Fremond et al.) sen sijaan otetaan huomioon maan jännitys-muodonmuutosominaisuudet siirtymätilaa laskettaessa. Jäätyneen maan jännitystilaa mukaan ottaminen edellyttää materiaalien ajasta ja lämpötilasta riippuvien muodonmuutosominaisuuksien tuntemista.

Vaikka routanousumalleja on lukumääräisesti useita ja kehitystyötä tehty pitkällä aikavälillä, on niiden testaaminen jäänyt usein vähäiseksi. Ensimmäisten numeeristen routamallien osalta on tyydytty pelkästään numeeriseen testaamiseen vertaamatta niitä kokeelliseen mittausaineistoon. Yleisimmin malleilla saatuja tuloksia on verrattu laboratoriossa suoritettujen routanousukokeiden tuloksiin. In situ suoritettujen routanousuhavaintojen avulla testaamista on suoritettu toistaiseksi ainoastaan muutamissa malleissa. Yleensä mallien testaaminen maasto-olosuhteissa on ollut vähäistä. Merkittävimpana syynä tähän ollut kriittisten parametrien puuttuminen sekä routaan liittyvien pitkäaikaisten mittaushavaintojen puutteellisuus. Osasta malleja puuttuu kokonaan vertailu mallilla laskettujen ja mitattujen arvojen välillä. Numeerisista malleista Guymon et al. (1984) mallia on testattu runsaasti erilaisissa pohjaolosuhteissa. Mallia käytetään myös runsaasti käytännön mitoituksessa. Myös Fukuda ja Nakagawa (1985) ovat testanneet mallia in situ olosuhteissa, joissa on tehty runsaasti laboratorio- ja maastomittauksia luotettavien lähtötietojen ja mittaustulosten saamiseksi.

Taulukko 4: Yhteenvedo routanousumalleista

| | LÄMMÖN-SIIRTÄMINEN | MASSAN SIIRTÄMINEN | MUUT YHTÄLÖT | RATKAISU-MENETELMÄ | ROUUVUUSKRITEERI | KUOR-MITUS | JÄÄTYMÄTTÖMÄN VEDEN MÄÄRÄ | VEDENUHOITAVUUS (JÄÄ-TYNESSÄ TILASSA) | LÄMMÖN-JOHTAVUUS | LASKETUT MUUTUJAT | MALLIN TESTAUS |
|----------------------------------|------------------------------------|--------------------|---------------------------------------|--------------------------|----------------------------------|------------|---|--|------------------------------|---|--|
| Harlan (1973) | Taseyhtäio johtuminen | Taseyhtäio | | Differenssim. | Jääpitoisuus (85 % huokostilav.) | | Empiiriset yhtäöt eri jämpötila-alueilla | Veden diffuusio-kerroin (empiirinen) | de Vries | Huokospaine | Laboratoriotestaus kirjallisuusaineistolla |
| Taylor ja Luthin (1978) | Taseyhtäio johtuminen | Taseyhtäio | | Differenssim. | Jääpitoisuus (> huokostilav.) | | Empiirinen yhtäio (lakastusmäärä) | Veden diffuusio-kerroin (Andersson) | de Vries | Lämpötila Vesi- ja jääpitoisuus | Runsaasti laboratorio- ja maastotestauksia |
| Soil-malli (Jansson 1979...1991) | Taseyhtäio johtuminen ja konvektio | Taseyhtäio | | Differenssim. | Jääpitoisuus (> huokostilav.) | | Empiirinen yhtäio (pF-käyrä) | Empiirinen (Andersson) | Kersten | Lämpötila Vesi- ja jääpitoisuus | Laboratorio- ja maastotestauksia |
| Karvonen (1986) | Taseyhtäio johtuminen ja konvektio | Taseyhtäio | | Elementtim. | | | Empiirinen yhtäio (pF-käyrä) | Empiirinen (Andersson) | Kersten | Lämpötila Vesi- ja jääpitoisuus | Laboratorio- ja maastotestauksia |
| Fukuda (1982, 1985) | Taseyhtäio johtuminen | Taseyhtäio | | Differenssim. | Jääpitoisuus (85 % huokostilav.) | | Empiirinen yhtäio (Ishizaki ja Kinostia 1980) | Veden diffuusio-kerroin (mitattu) | Mitattu | Lämpötila Routanousu | Laboratorio- ja maastotestauksia |
| Padilla ja Villeneuve (1992) | Taseyhtäio johtuminen ja konvektio | Taseyhtäio | Konsentraation muutosyhtäio | | Jännitysstarkestele | | | Analogia sulan maan kanssa | Johansen | Lämpötila Huokospaine Suolapitoisuus Routanousu | (Laboratorio-testauksia) Maastotestauksia |
| Sheppard (1978) | Taseyhtäio johtuminen | Taseyhtäio | | Differenssim. | Jääpitoisuus (> huokostilav.) | Kyllä | Empiirinen yhtäio (Anderson ja Tee 1972) | Empiirinen yhtäio (eksponenttifunktio) | Johansen | Lämpötila Vesi- ja jääpitoisuus | Laboratorio- ja maastotestauksia |
| O'Neill ja Miller (1985) | Taseyhtäio johtuminen | Taseyhtäio | | Elementtim. | Jännitysstarkestele | Kyllä | Empiirinen yhtäio | Empiirinen yhtäio | Johansen | Routanousu | |
| Gilpin (1980) | Taseyhtäio johtuminen | Taseyhtäio | | Analyttinen ratkaisumen. | Jännitysstarkestele | Kyllä | Jäätymissistein alenema | Empiirinen yhtäio (potenssifunktio) | Laskutapaa ei esitetty | Lämpötila Routanousu | Laboratoriosimulointi (ei vertailua) |
| Piper et al. (1988) | Taseyhtäio johtuminen | Taseyhtäio | | Differenssim. | Jännitysstarkestele | Kyllä | Empiirinen yhtäio | Empiirinen yhtäio | Laskutapaa ei esitetty | Routanousu | Laboratoriosimulointi (ei vertailua) |
| Ishizaki ja Nishio (1988) | Taseyhtäio johtuminen | Taseyhtäio | | Ei esitetty | Jännitysstarkestele | Kyllä | Empiirinen yhtäio (Anderson et al. 1972) | Empiirinen yhtäio (potenssifunktio) | Laskutapaa ei esitetty | Routanousu | Laboratorio-testaus |
| Guymon et al. (1980, 1981, 1984) | Taseyhtäio | Taseyhtäio | | Differenssim. | Jännitysstarkestele | Kyllä | Huokospaineeseen vaikuttava vakio-kerroin | Empiirinen yhtäio | de Vries | Lämpötila Huokospaine Routanousu | Runsaasti laboratorio- ja maastotestauksia |
| Nixon (1991) | Taseyhtäio johtuminen | Taseyhtäio | | Differenssim. | Jännitysstarkestele | Kyllä | Empiirinen yhtäio (Anderson et al. 1972) | Empiirinen yhtäio | Laskutapaa ei esitetty | Lämpötila Routanousu | Laboratorio-testauksia |
| Shen ja Ladanyi (1988) | Taseyhtäio | Taseyhtäio | Jäätyneen maan lujus ja muodonnmuutos | Differenssim. | Jääpitoisuus (85 % huokostilav.) | Kyllä | Empiirinen yhtäio (Xu Xiaozu et al. 1985) | Empiirinen yhtäio (Horiguchi ja Miller 1983) | Laskettu tilavuus-osuuksista | Routanousu | Laboratorio-testaus |
| Frerond et al. (1985, 1991) | Taseyhtäio johtuminen | Taseyhtäio | Liikemäärän säilyminen | Elementtim. | Jännitysstarkestele | Kyllä | Laskutapaa ei esitetty | Laskutapaa ei esitetty | Laskutapaa ei esitetty | Routanousu | Laboratorio- ja maastotestaus |

9.5 Mallille asetettavat tavoitteet

Kausittaista routaa kuvaavan mallin tulisi käsitellä seuraavia olosuhteita:

Olosuhdetekijät

- maapohjan kyllästystila
- kuormitus
- lumi

Mallinnettava tila

- siirtymätila (routanousu)
- lämpötila (routan syvyys, sulamissyvyys)
- kosteustila (vesipitoisuus, jääpitoisuus, huokosvedenpaine)
- siirtymä- ja jännitystila (maan mekaaniset ominaisuudet huomioon otettuna)

Malleja, joissa kaikki edellä olevat fysikaaliset tilat on otettu huomioon, ovat tällä hetkellä Fremond ja Blanchardin malli sekä osittain myös Shen ja Ladanyin malli. Jäätyneen maan jännitys-muodonmuutosominaisuuksien huomioon ottaminen on merkittävin eri malleja erottava tekijä.

Mikäli routanousumallilla ei haluta ottaa huomioon siirtymätilaa laskettaessa jäätyneen maan lämpötilasta riippuvia jännitys-muodonmuutosominaisuuksia, vaan mallilla arvioidaan pelkästään kausittaisen roudan siirtymätilaa, lämpötilaa sekä huokospaineen jakautumista, tulisi mallin täyttää seuraavat vaatimukset:

- lämmönsiirtyminen johtamalla, konvektiota ei yleensä tarvitse ottaa huomioon. Mikäli ilmastotietoja halutaan käyttää mallintamisessa tulee esim. tienpinnan energiataseessa ottaa huomioon mm. konvektio ja säteily
- taserajat tulisi muodostaa osittain jäätyneen kerroksen ylä- ja alarajoille
- kuormituksen vaikutus routanousun suuruuteen tulisi ottaa huomioon jännitystarkastelun avulla
- materiaaliominaisuudet (lämmönjohtavuus, vedenjohtavuus) tulisi voida antaa lämpö-, kosteus- ja jännitystilan funktiona.

Arvioitaessa routanousumalleja tienrakentamisen kannalta, asettaa tie rakenteena mallintamista helpottavia että vaikeuttavia tekijöitä. Tien pinta on yleensä lumesta paljas, joten lumen vaikutusta tien keskilinjalla ei tarvitse yleensä ottaa huomioon. Toisaalta lumen kerääntyminen luiskiini aiheuttaa lämmönsiirtymisen kaksidimensionaalisuuden, jolloin reunojen osalta lumen vaikutus tulee ottaa huomioon. Tien kerroksellisuus aiheuttaa materiaaliominaisuuksien vertikaalisen epäjatkuvuuden, toisaalta kerrokset ovat ominaisuuksiltaan verrattain homogeenisia, joiden materiaali-parametrit ovat lähes vakioita. Toisaalta kuormituksen dynaamisuus voi aiheuttaa ajan funktiona tapahtuvia muutoksia materiaaliominaisuuksissa.

Lämmönsiirtymisessä etenkin sulamisvaiheen aikana päällystetyn tierakenteen pinnassa lämmönjohtumisen ohella myös muut lämmönsiirtymisen muodot ovat merkittäviä. Tierakenteessa routivat kerrokset ovat yleensä syvällä, jolloin kuormitus routivuuteen vaikuttavana tekijänä tulee ottaa huomioon.

10 YHTEENVETO JA JOHTOPÄÄTÖKSET

Routanousun mallintaminen on aloitettu 70-luvun alkupuolella, jolloin luotiin perusta numeeriselle mallintamiselle. Routamallien kehitystyötä on ohjannut voimakkaasti mallien käyttötarkoitus. Ensimmäisissä samanaikaista lämmön ja massan siirtymistä kuvaavissa malleissa ratkaistiin lämpö- ja kosteustilassa jäätyminen johdosta tapahtuvat muutokset. Ensimmäisenä varsinaisena routanousumallina voidaan pitää Taylorin ja Luthin (1978) esittämää mallia, jossa esitettiin myös kriteeri maapohjan routimiselle. Malleja kehitettiin edelleen siten, että niiden avulla voitiin ottaa huomioon myös jäätymistason yläpuolinen kuormitus, huokospaineen muutokset sekä jäätyneen maan jännitys-muodonmuutosominaisuuksien vaikutus siirtymätilaan. Samanaikaisesti kehitettiin myös malleja, joissa routimisilmiötä pyrittiin lähestymään kokeellisesti jäätymistä ja routimista simuloiden routanousukokeiden avulla. Pelkästään roudan syvyyden laskentaan käytettävien mallien kehitystyötä ei ole suoritettu, koska suurin epätarkkuus roudan syvyytlaskelmissakin on routivissa maapohjissa. Routimattomissa maapohjissa roudan muodostumisen ja sulamisen mallintaminen voidaan suorittaa pelkästään faasinmuutoksen huomioonottavalla lämmönjohtumisen mallilla. Routanousumallien yhteydessä näitä malleja käytetään lähinnä mallien kvalitatiiviseen verifiointiin.

Lähes kaikki routanousun laskentamallit perustuvat lämmön ja massan siirtymisen samanaikaisuuden laskemiseen. Merkittävimmät erot aiheutuvat siitä, missä määrin prosessia täydennetään apuyhtälöillä (esim kuormituksen vaikutus, routimisen alkaminen, lujuus- ja muodonmuutosominaisuuksien huomioonottaminen) ja miten maapohjan ominaisuudet lämpö- ja jännitystilän suhteen otetaan malleissa huomioon.

Routimisen mallintamisessa on muistettava, että fysikaalisilta perusteiltainkin pitävä malli on approksimaatio siitä mitä maapohjassa tapahtuu, eikä paraskaan malli voi täysin kuvata koko prosessia täydellisesti. Tästä syystä malleissa joudutaan aina tekemään yksinkertaistuksia. Malleja arvioidessa on pidettävä mielessä myös mallien käyttötarkoitus. Tällä hetkellä fysikaalisesti pisimmälle kehitetyt mallit ovat sekundaariseen routanousuteoriaan perustuvat mallit sekä termomekaaniset mallit. Sekundaariseen routanousuteoriaan perustuvien mallien kehitystyö on suoritettu Millerin johtamassa työryhmässä. Niitä ovat yksinkertaistaneet myöhemmin mm. Piper et al., Ishizaki ja Nishio. Keskeisin sekundaarisen routanousun malli on ns. rigid-ice malli, jonka keskeinen ajatus on, että jää on kiinteä aine, joka liikkuu lämpövirran suuntaan. Täten jäätyvässä maassa tapahtuu jään virtausta, veden virtausta ja lämmön virtausta. Jatkuvuus-ehdosta seuraa, että jään virtaus jäälinsiin on yhtä suuri kuin osittain jäätyneessä kerroksessa vaikuttava jään virtaus ja veden virtaus ja jotka ovat yhtä suuria kuin routanousu. Puhtaassa jäässä routanousunopeus ja jään virtaus ovat yhtä suuria. Jää virtaa yhtenäisenä jäykkänä kappaleena tasaisella nopeudella, joka on yhtä suuri kuin havaittava routanousu. Sekundaarisen routanousuteorian avulla voidaan selittää jokaisen linssin muodostumisajankohta, sijainti ja jäälinsin paksuus. Maassa tapahtuu massan siirtymistä sekä nestemäisessä että kiinteässä (jää) muodossa. Nesteen virtaus noudattaa Darcyn lakia ja jään virtaus on jään sulamista korkeamman paineen alaisuudessa ja uudelleenjäätymistä paineen aletessa. Myös CRREL:in mallia,

jossa otetaan huomioon osittain jäänyt maakerros, voidaan pitää sekundaarisen routanousun mallina. Eräs mallintamisessa esille tullut ongelma on ollut numeerinen epästabiilisuusongelma massan ja lämmön siirtymisen ratkaisemisessa yhdistämällä ne jäätyttömän veden määrää lämpötilan funktiona kuvaavan yhtälön avulla. Kuitenkin tietokonekapasiteetti vielä 80-luvulla vaikutti numeerisen ratkaisumenetelmän valintaan. Esim. työryhmän Guymon, Hromadka ja Berg käyttivät tästä syystä ns. isotermistä lähestymistapaa.

Termomekaanisten mallien keskeisenä ajatuksena on maan jännitys-muodonmuutosominaisuuksien huomioonottaminen samanaikaisesti siirtymätilan laskemisen kanssa. Tällä on ratkaiseva merkitys silloin kun mallilla halutaan ratkaista routanousu kaksidimensionaalisessa tilassa. Monet insinöörirakenteet ovat usein luonteeltaan kaksi- tai kolmidimensionaalisia. Tyypillisiä kaksidimensionaalisia kohteita routanousun osalta ovat mm. tierakenteet ja etenkin tien poikkisuunnassa syntyvät routanousuerot, jotka aiheuttavat pituushalkeamia. Sen sijaan tien pituussuuntainen siirtymätila (routanousu) ei ole niin voimakkaasti kaksidimensionaalinen kuin poikkisuuntainen siirtymätila. Ainoa routanousumalli, jossa siirtymätilan laskemisessa on samanaikaisesti otettu huomioon maamateriaalin jännitys-muodonmuutosominaisuudet, on Fremondin työryhmän termomekaaninen malli. Shen ja Ladanyin mallissa otetaan myös huomioon maan jännitys-muodonmuutoskäyttäytyminen, mutta jännitystilaa ei kuitenkaan lasketa samanaikaisesti siirtymätilan kanssa.

Semi-empiirisistä malleista Nixonin esittämä malli on fysikaalisesti perustelluin. Vaikka se tässä yhteydessä on luettu semi-empiirisiin malleihin, on ratkaisun lähtökohta ollut veden ja lämmön siirtymisen samanaikainen huomioonottaminen. Semi-empiirisistä malleista segregatiopotentiaalia on käytetty runsaasti mallin helppokäyttöisyyden vuoksi routanousun laskemiseen sekä kausittaisen roudan että keinotekoisien jäädytyksen tapauksissa. Segregatiopotentiaalilla osalta tulisi kuitenkin jatkotutkimuksissa selvittää mm. veden virtausnopeuden ja lämpötilagradientin lineaarisen vuorosuhteen voimassaoloalue kuormituksen, lämpötilagradientin ja pohjavedenpinnan aseman suhteen.

Lämmön siirtymisen yhtälö on epälineaarinen, koska lämmön johtavuus ja lämpökapasiteetti riippuvat jään ja veden määrästä. Samoin veden virtauksen osalta vedenjohtavuus on veden alipaineen funktio. Routimisilmiön kannalta massataseen muodostaminen sekä veden virtauksen huomioon ottaminen eri tilanteissa on kuitenkin vaativin toimenpide. Yhdistettyjen lämmön ja massan siirtymisen mallien jatkotutkimustarve kohdistuu lähinnä osittain jäätyneen maan vedenjohtavuuden määrittämiseen, koska se muodostaa kriittisimmän parametrin mallintamisessa. Osittain jäätyneen maakerroksen vedenjohtavuus voidaan määrittää kalibroimalla vedenjohtavuus tunnetuissa olosuhteissa (esim. routanousukoe) siten, että laskentatulokset vastaavat mittaustuloksia. Osittain jäätyneen maan vedenjohtavuus voidaan määrittää myös suoraan kokeellisesti.

Mallin valinta tulisi suorittaa käyttötarkoituksen mukaan. Routimisen fysikaalisen taustan perusteella jatkotutkimuksiin tulisi valita seuraavat malliryhmät:

- semiempiiriset mallit
- sekundaarisen routanousun mallit
- termomekaaniset mallit.

Sekundaarisen routanousun malleihin on tässä luettu kaikki ne mallit, jotka ottavat huomioon osittain jäätyneen maakerroksen olemassaolon. Termomekaaniset mallit on tässä yhteydessä rajattu käsittelemään malleja, joissa aineen ja energian säilymisen lain lisäksi otetaan huomioon liikemäärän säilymlaki.

Kaikkien mallien jatkokehitystarve liittyy jäätyneen ja sulan maan ominaisuuksien lämpötilariippuvuuden lisäselvityksiin sekä mallien monipuoliseen testaukseen laboratorio- ja in situ mittausaineistolla. Jatkotutkimuksissa tulisi selvittää kriittisten parametrien kuten vedenjohtavuuden ja lujuus- ja muodonmuutosominaisuuksien osalta lämpö- ja jännitystilariippuvuus sekä suorittaa laboratoriosimulointeja parametrien arvioimiseksi.

11 KIRJALLISUUS

Anderson, D.M. & Tice, A.R. 1972. Predicting Unfrozen Water Contents in Frozen Soils from Surface Area Measurements. Highway Research Record No. 393, s. 12 - 18.

Anderson, D.M. & Tice, A.R. 1971. Low-Temperature Phases of Interfacial Water in Clay-Water Systems. Proc., Soil Science of America, Vol. 35, No 1, s. 47 - 54.

Anderson, D.M. & Hoekstra, P. 1965. Migration of Interlamellar Water During Freezing and Thawing of Wyoming Bentonite. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., Vol. 29, s. 498 - 504.

Anderson, D.M. & Morgenstern, N.R. 1973. Physics, chemistry and mechanics of frozen ground, A review. In Permafrost, North American Contribution, Second International Conference, Washington, D.C.: National Academy of Sciences, s. 257 - 288.

Anderson, D.M. & Tice, A.R. 1973. The unfrozen interfacial phase in frozen soil-water systems. In: Ecological Studies, vol. 4, Springer-Verlag, New York, s. 107 - 124.

Anderson, D.M., Pusch, R. & Penner, E. 1978. Physical and thermal properties of frozen ground. In Geotechnical Engineering for Cold Regions O.B. Andersland and D.M. Anderson, Eds. New York, McGraw-Hill, s. 37 - 102.

Anderson, D.M. & Tice, A.R. 1973. The Unfrozen Interfacial Phase in Frozen Soil Water Systems. In: Ecological Studies, Vol. 4, Springer-Verlag, New York, s. 107 - 124.

Arakawa, K. 1966. Theoretical studies of ice segregation in soil. J. of Glaciology, Vol. 6, No. 44, s. 255 - 260.

Arvidson, W.D. & Morgenstern, N.R. 1974. Water flow induced by soil freezing. Proc. 27th Can. Geotech. Conference, Edmonton, Alta. s. 137 - 143.

Berg, R., Gartner, K. & Guymon, G. 1977. A mathematical model to predict frost heave. Proceedings. Volume 2. International Symposium on Frost Action in Soils. Luleå, Sweden, s. 92 - 109.

Beskow, G. 1935. Soil Freezing and Frost Heaving with special Application to Roads and Railroads, Swedish Geol. Surrey Yearbook 26(3) 1935, ser. c, No. 375.

Biermans, M. 1978. Water movement in porous media towards an ice front. Journal of Hydrology, Vol. 37, s. 137 - 148.

Black, P. & Miller, R. 1985. A continuum approach to modelling of frost heaving. In: Anderson, D. & Williams, P. (eds.) Freezing and thawing of soil-water systems. American Society of Civil Engineers, Technical Council on Cold Regions, Monograph, s. 36 - 45.

- Blanchard, D. & Frémond, M. 1985. Soil frost heaving and thawing. Fourth International symposium on Ground Freezing. Sapporo 5 - 7 August 1985, s. 209 - 216.
- Bouyoucos, G.J. 1917. Classification and measurement of the different forms of water in the soil by means of the dilatometer method. Michigan Agricultural Experimental Station, Technical Bulletin, 36 s.
- Brooks, R. H. & Corey, A. T. 1964. Hydraulic properties of porous media. Hydrology Paper, no 3. Colorado State University. Fort Collins, Colorado, 27 s.
- Burt, T.P. & Williams, P.J. 1976. Hydraulic conductivity in frozen soils. Earth surface processes 1, s. 349 - 360.
- Chen, X.B. & Wang, Y.Q. 1991. A new model of frost heave prediction for clayey soils. Cold Regions Science and Technology, 19 (2), s. 213 - 214.
- Chen, X.B. & Wang, Y.Q. 1988. Frost heave prediction for clayey soils. Cold Region Science and Technology, 15 (3), s. 233 - 238.
- Clapp, R. B. & Hornberger, G. M. 1978. Empirical equations for some hydraulic properties. Water Resources Research, vol. 14 no 4, s. 601 - 604.
- Dillion, H.B. & Andersland, O.B. 1966. Predicting unfrozen water contents in frozen soils. Canadian Geotechnical Journal 3 (1966) 2, s. 53 - 60.
- Dirksen, C. & Miller, R.D. 1966. Closed-system freezing of unsaturated soil. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 30, s. 168 - 173.
- Duquennoi, C., Frémond, M. & Levy, M. 1989. Modelling of thermal soil behaviour. Proc. Int. Symp. Frost in Geotechnical Engineering. VTT Symposium 94, s. 895 - 915.
- Everett D.H. 1961. Thermodynamics of Damage to Porous Solids, Transportation, Faraday Society, Vol. 57, s. 1541 - 1551.
- Everett, D. & Haynes, J. 1965. Capillary properties of some model pore systems with special reference to frost damage. Re-union International des Laboratoires d'Essois et de Recherches sur les Matereaux et les Contructions, Bull. New Ser. 27, s. 31 - 37.
- Frémond, M. & Mikkola, M. 1991. Thermomechanical modelling of freezing soil. International symposium on Ground Freezing 1991. Beijing. s. 17 - 24.
- Friberg, P. & Slunga E. 1989. Maalajien routivuuskriteerien kehittäminen. Otaniemi, Helsinki. Teknillinen korkeakoulu, 130 s. + 17 liitettä.
- Fukuda, M. 1982. Experimental studies of coupled heat and moisture transfer in soils during freezing. Contribution no. 2528 from the Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University, Sapporo, Japan, s. 35 - 91, ISSN 0073-2931.

- Fukuda, M. & Nakagawa, S. 1985. Numerical analysis of frost heaving based upon the coupled heat and water flow model. 4th International Symposium on Ground Freezing. 5 - 7 August 1985, Sapporo, Japan, s. 109 - 117.
- Fukuda, M. 1988. Suullinen tiedonanto.
- Gardner, W.R. 1958. Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. *Soil Sci.* 85, s. 228 - 232.
- Gilpin, R.R. 1980. A model for the prediction of ice lensing and frost heave in soils, *Water Resour. Res.* 16, s. 918 - 930.
- Green R.E. & Corey, J.C. 1971. Calculation of hydraulic conductivity: A further evaluation of some predictive methods. *Soil Science Society of America Proceedings*, vol. 35, s. 3 - 8.
- Gold, L.W. 1957. A possible Force Mechanism Associated with the Freezing of Water in Porous Materials, *Highway Research Board Bulletin*, Vol. 168, s. 65 - 72.
- Guymon, G.L., Hromadka II, T.V. & Berg, R. L. 1980. A one dimensional frost heave model based upon simulation of simultaneous heat and water flux, *Cold Regions Science and Technology*, vol. 3 nos 2 and 3, s. 253 - 262.
- Guymon, G.L., Harr, M.E., Berg, R.L. & Hromadka II, T.V. 1981. A probabilistic-deterministic analysis of one-dimensional ice segregation in a freezing soil column, *Cold Regions Science and Technology*, vol. 5 no 2, s. 127 - 140.
- Guymon, G.L., Hromadka II, T.V. & Berg, R. L. 1984. Two-Dimensional Model of Coupled Heat and Moisture Transport in Frost-Heaving Soils. *Journal of Energy Resources Technology*. Vol. 106, s. 336 - 343.
- Harlan, R.L. 1973. Analysis of coupled heat-fluid transport in partially frozen soil. *Water Resour. Res.* 9, s. 1314 - 1322.
- Hayhoe, H.N., Topp, G.C. & Edey, S.N. 1983. Analysis of measurement and numerical schemes to estimate frost and thaw penetration of a soil, *Can. J. Soil Sci.*, 63, s. 67 - 77.
- Hoekstra, P., Osterkamp, T.E. & Weeks, W.F. 1965. The migration of liquid inclusions in single ice crystals. *J. Geophys. Res.* 70, s. 5035 - 5041.
- Hoekstra, P. 1966. Moisture movement in soils under temperature gradients with the cold-side temperature below freezing. *Water Resources Research*, Vol. 2, s. 241 - 250.
- Hoekstra, P. 1969. Physics and chemistry of frozen soils, *Highway Research Board*, Spec. report 103, s. 78 - 90.
- Holden, J. T. 1983. Approximate solutions for Miller's theory of secondary heave. In: *Proceeding. Fourth International Conference on Permafrost*. 17 - 22 July 1983, Fairbanks, Alaska, s. 498 - 503.

- Holden, J. T., Piper, D. & Jones, R. H. 1985. Some developments of a rigid ice model of frost heave. In: Proceeding. Fourth International Symposium on Ground Freezing, Sapporo, Japan, s. 93 - 99.
- Holden, J. T. 1991. Towards a three-dimensional model of frost heave. In: Proceedings. Volume 1. Sixth International Symposium on Ground Freezing, Beijing, China, s. 231 - 235.
- Hopke, S.W. 1980. A model for frost heave including overburden, Cold Reg. Sci. Tech. 14, s. 13 - 22.
- Horiguchi, K. & Miller, R. 1983. Hydraulic conductivity functions of frozen materials. Proceedings of the Fourth International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, s. 504 - 508.
- Horiguchi, K. 1985. Determination of unfrozen water content by DSC. Fourth International Symposium on Ground Freezing. Sapporo, August 5 - 7, 1985, s. 33 - 38.
- Horiguchi, K. 1987. An osmotic model for soil freezing. Cold Regions Science and Technology, Vol. 1, s. 13 - 22.
- Hromadka II, T.V., Guymon, G.L. & Berg, R.L. 1981. Some approaches to modelling phase change in freezing soils. Cold Regions Science and Technology, No. 4, s. 137 - 145.
- Hromadka II, T.V., Guymon, G.L. & Berg, R.L. 1982. Sensitivity of a frost heave model to the method of numerical simulation. Cold Regions Science and Technology, No. 6, s. 1 - 10.
- Ishizaki, T. 1985. Experimental Study of Frost Heaving of Saturated Soils Under Overburden Pressure. Ph.D. Thesis, Hokkaido University, Sapporo, Japan, 98 s.
- Ishizaki, T. & Nishio, N. 1988. Experimental study of frost heaving of a saturated soil. In: Proceedings. Volume 1. 5th International Symposium on Ground Freezing, s. 65 - 72.
- ISSMFE Technical Committee on Frost, TC-8. Work report 1985 - 1989. Frost in Geotechnical Engineering Vol. 1. International Symposium Saariselkä, Finland 13...15 March, 1989. VTT symposium 94, s. 15 - 46.
- Jame, Y.-W. & Norum, D.I. 1980. Heat and mass transfer in a freezing unsaturated porous medium, Water Resour. Res. 16, s. 811 - 819.
- Jansson, P-E. & Halldin, S. 1979. Model for the annual water and energy flow in a layered soil. In: S. Halldin (ed.) Comparison of Forest and Energy Exchange Models. Society for Ecological Modelling Copenhagen, s. 145 - 163.
- Jansson, P-E. & Halldin, S. 1980. Soil water and heat model, Technical description, Swedish coniferous forest project. Tech. report 26 Lantbruksuniversitetet. Uppsala, 81 s.
- Jansson, P-E. 1990. SOIL water and heat model, Technical description. Swedish Univ. of Agric. Sci., Uppsala, 41 s.

- Johansen, Ø. 1975. Varmeledningsevne av jordarter, Institutt for Kjøleteknikk, Trondheim-NTH, 231 s.
- Kane, D.L. & Stein, J. 1983. Water movement into seasonally frozen soils, *Water Resour. Res.* 19, s. 1547 - 1557.
- Karvonen, T. 1986. Numerical solution of combined heat and mass transfer in unsaturated soils. Monistesarja. Teknillinen korkeakoulu, Vesitalouden laboratorio, Otaniemi, 21 s.
- Kay, B.D., Sheppard, M.I. & Loch, J.P.G. 1977. A Preliminary Comparison of Simulated and Observed Water Redistribution in Soils Freezing Under Laboratory and Field Conditions. Proceedings, International Symposium on Frost Action in Soils. Luleå, Sweden, University of Luleå, s. 29 - 41.
- Keinonen, L. 1974. Maan routiminen. Tutkimus ja Tekniikka, s. 6 - 12.
- Kersten, M.S. 1949. Thermal properties of soils. University of Minnesota, Inst. of Technology, Bull No. 28.
- Kinosita, S. 1962. Heave Force of Frozen Soil, Low Temperature Science, Kitami Tech. College Ser. A-21.
- Knutson, Å. 1973. Frost action on roads OECD Symposium, Paris.
- Konrad, J.M. & Morgenstern, N.R. 1980. A mechanistic theory of ice formation in fine grained soils. *Canadian Geotechnical Journal*, Vol. 17, s. 473 - 486.
- Konrad, J.M. & Morgenstern, N.R. 1981. The segregation potential of a freezing soils. *Canadian Geotechnical Journal*, Vol. 18, s. 482 - 491.
- Konrad, J.M. & Morgenstern, N.R. 1982. Effects of applied pressure on freezing soil. *Canadian Geotechnical Journal*, Vol. 19, s. 250 - 259.
- Konrad, J.M. 1987. Procedure for Determining the Segregation Potential of Freezing Soils. *Geotechnical Testing Journal*. Vol. 10. No 2. June, s. 51 - 58.
- Kujala, K. 1989. Unfrozen water content of Finnish soil measured by NMR. Frost in Geotechnical Engineering. Vol. 1, International Symposium, Saariselkä, Finland 13 - 15. March, 1989. VTT Symposium 94, s. 301 - 310.
- Kulieshius, V. 1991. Frost heave problems in geotechnical engineering. Vilnius Technical University. Vilna, 79 s.
- Kunii, D. & Smith, J.M. 1960. Heat transfer characteristics of porous rocks. *Am. Institute of Chem. Eng. J.* Vol. 6 (1), s. 71 - 78.
- Kvividze, V.I. et al. 1978. An NMR study of the phase transition of water in models and in frozen clays. Ottawa. Proceedings, third international conference on permafrost. National Research Council of Canada, s. 113 - 118.
- Li, Y., Michalowski, R.L., Dasgupta, B. and Sterling R.L. 1988. Preliminary results from simulation of retaining wall displacement by frost action. *Cold Regions Engineering*, Proceedings of the Fifth International Conference. University of Minnesota, s. 389 - 396.

- Loch, J. 1975. Secondary heaving: experiments and analysis of frost heaving pressure in soils. Ph.D. Thesis, Cornell University.
- Loch, J. 1979. Influence of the Heat Extraction Rate on the Ice Segregation Rate of Soils, *Frost i Jord*, Vol. 20, s. 19 - 30.
- Loch, J. & Kay, B.D. 1978. Water Redistribution in Partially Frozen, Saturated Silt Under Several Temperature Gradients and Overburden Loads, *Soil Science Society of America, Proceedings*, Vol. 42, s. 400 - 406.
- Mickley, A.S. 1951. Thermal conductivity of moist soil. *American Institute of Electrical Engineers Transactions*, vol. 70, s. 1789 - 1797.
- Miller, R.D. 1972. Freezing and heaving of saturated and unsaturated soils, *Highway Research Record No. 393*, s. 1 - 11.
- Miller, R.D. 1978. Frost heaving in non-colloidal soils. *Proceedings of the Third International Conference on Permafrost, Edmonton, Canada*. Vol. 1, s. 708 - 13.
- Miller, R.D. 1980. Freezing phenomena in soils, In: Hillel, D. (ed.), *Applications of soil physics*, Academic Press, s. 254 - 299.
- Mualem, Y. 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.* 12, s. 205 - 234.
- Mustonen, S. 1966. Ilmasto- ja maastotekijöiden vaikutuksesta lumen vesiarvoon ja roudan syvyyteen. *Acta Forestalia Fennica* 79.
- Nakano, Y., Tice, A., Oliphant, J. & Jenkins, T. 1982. Transport of water in frozen soil: I: Experimental determination of soil-water diffusivity under isothermal conditions, *Advances in Water Res.* 5, s. 221 - 226.
- Neresova, Z.A. & Tsytoovich, N.A. 1963. Unfrozen water in frozen soils. In *Proceedings, Permafrost International Conference*. Washington, D.C. National Academy of Sciences-National Research Council Publication 1287, s. 230 - 234.
- Nixon, J. 1987. Thermally induced Heave Beneath Chilled Pipelines in Frozen Ground. *Can. Geotech. J.*, 24, s. 260 - 266.
- Nixon, J.F. 1991. Discrete ice lens theory for frost heave in soils. *Can. Geotech. J.* 28, s. 843 - 859 .
- Ohrai, T. & Yamamoto, H. 1985. Growth and migration of ice lenses in partially frozen soil. *Proceedings of the Fourth International Symposium on Ground Freezing, Sapporo, Japan*, Vol. 1, s. 79 - 86.
- Oliphant, J.L. & Tice, A.R. 1982. Comparison of unfrozen water contents measured by DSC and NMR. *Proceedings of the Third International Symposium on Ground Freezing, Hanover, N.H.*, s. 115 - 121.
- O'Neill, K. & Miller, R.D. 1985. Exploration of rigid ice model of frost heave, *Water Resources Res.* 21 (3), s. 281 - 296.

- Padilla, F. & Villeneuve, J-P. 1992. Modeling and experimental studies of frost heave including solute effects. *Cold Regions Science and Technology*, No. 20, s. 183 - 194.
- Patterson, D.E. 1980. The use of time domain reflectometry for the measurement of unfrozen water content in frozen soil. *Cold Regions Science and Technology* 3, s. 205 - 210.
- Penner, E. 1959. The mechanism of frost heaving in soils. *Highway Research Board, Bull.* 225, s. 1 - 22.
- Penner, E. 1967. Heaving pressure in soils during unidirectional freezing. *Canadian Geotechnical Journal*, Vol. 4, No. 4, s. 398 - 408.
- Penner, E. 1969. Heaving pressure in soils during unidirectional freezing. *Canadian Geotechnical Journal*, 4, s. 398 - 408.
- Penner, E. & Ueda, T. 1977. The dependence of frost heaving on load application - preliminary results, *International Symposium on Frost Action in Soils*, Luleå, Sweden, University of Luleå, s. 92 - 101.
- Penner, E. 1977. *Fundamental Aspects of Frost Action*. *International Symposium on Frost Action in Soils*, Luleå, Sweden, University of Luleå, Vol. 2, s. 17 - 28.
- Piper, D. 1987. A mathematical model of frost heave in granular materials. Ph.D. Thesis, University of Nottingham, 240 s.
- Probe manual, 1984. An instruction manual by Urban Svensson, Sveriges meteorologiska och hydrologiska institut, Norrköping, Sverige.
- Radd, T. & Oertle, D.H. 1973. Experimental pressure studies of frost heave mechanisms and growth fusion behaviour of ice. *Proceedings of the Second International Conference on Permafrost*, North Am. Contr., Nat. Acad. Sci., s. 409 - 419.
- Richards, L.A. 1931. Capillary conduction of liquids in porous medium, *Physics* 1, s. 318 - 333.
- Saarelainen, S. 1986. Maan routanousun arviointi. RIL K66-1986. Routa maa- ja pohjarakentamisessa, s. 67 - 79.
- Saarelainen, S. 1992. Modelling frost heaving and frost penetration in soils at some observation sites in Finland. The SSR model. VTT Publications 95, 120 s. + app. 1 s.
- Sanger, F. J. 1968. Ground freezing in construction. *Proceedings, ASCE, Journal of Soil Mechanics and Foundation Division*, vol. 94, no. SM 1, Proceedings Paper 5743, s. 131 - 158.
- Sanger, J.F. & Sayles, F.H. 1978. Thermal and Rheological Computations for Artificially Frozen Ground Construction, *International Symposium on Ground Freezing 1978 Bochum*, Vol. 2, s. 95 - 117.
- Shen, M. & Ladanyi, B. 1987. Modelling of coupled heat, moisture and stress field in freezing soil. *Cold Region Science and Technology*, 14 (1987), s. 237 - 246.

- Sheppard, M, Kay, B. & Loch, J. 1978. Development and testing of a computer model for heat and mass flow in freezing soils. In: Proceedings. Volume 1. 3rd International Conference on Permafrost, Edmonton, Alberta, Canada, s. 76 - 81.
- Smith, M. W. & Tvede, A. 1977. The computer simulation of frost penetration beneath highways. Canadian Geotechnical Journal, vol. 14 no 2, s. 167 - 179.
- Smith, M.W. & Patterson, D.E. 1980. The measurement of unfrozen water content by time domain reflectometry, 2nd Int. Conf. on Ground Freezing, Norwegian Institute of Technology, June 24 - 26, Trondheim, Norway, 383 - 399.
- Smith, M.W. 1985. Observations of soil freezing and frost heave at Inuvik, Northwest Territories, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences 22, s. 283 - 290.
- Soveri, U. & Johansson, S. 1966. Havainnot ja lumesta raivatun maan routaantumisen ja sulamisen Suomessa vuosina 1958 - 1964. Valtion teknillisen tutkimuslaitoksen julkaisuja 107.
- Soveri, J. & Varjo, M. 1977. Routan muodostumisesta ja esiintymisestä Suomessa vuosina 1955 - 1975. Vesihallitus. Vesientutkimuslaitoksen julkaisuja n:o 20. Helsinki, 66 s.
- Stein, J. 1985. An elaboration of two methods to investigate unfrozen water movement in a snow-soil environment. Ph.D.thesis. University of Alaska, Fairbanks, 295 s.
- Stenberg, L. 1981. Laboratorietrustning för tjällyftningsstudier. VTI meddelande 248. Linköping, 11 s.
- Stenberg, L. 1984. Laboratorietrustning för tjällyftningsstudier. VTI meddelande 421. Linköping, 44 s.
- Stenberg, L. 1989. Laboratorietrustning för tjällyftningsstudier. VTI meddelande 609. Linköping, 29 s.
- Sutherland, H. B. & Gaskin, P.N. 1973 Pore water and heaving pressure developed in partially frozen soils. Proceedings of the International Conference on permafrost, Yakutsk, USSR, North American Contribution, s. 409 - 419.
- Taber, S. 1930. The mechanics of frost heaving, J. Geol., Vol. 38, s. 303 - 317.
- Tagaki, S. 1980. The adsorption force theory of frost heaving. Cold Regions Science and Technology, Vol. 1, s. 57 - 81.
- Takashi, T., Yamamoto, H., Ohrai, T. & Masuda, M. 1978. Effect of penetration rate of freezing and confining stress on the frost heave ratio of soil. 3rd Int. Permafrost Conf., s. 737 - 742.

- Takashi, T.P., Ohrai, T., Yamamoto, H. & Okamoto, J. 1980. Upper limit of heaving pressure decided by pore water pressure measurements of partially frozen soil. Proceedings of the Second International Symposium on Ground Freezing, Norwegian Institute of Technology, Trondheim, Norway, Vol. 1, s. 713 - 724.
- Taylor, G. S. & Luthin, J. N. 1976. Numeric results of coupled heat-mass flow during freezing and thawing. Proceedings, 2nd Conference on Soil Water Problems in Cold Regions, Edmonton. Sept. 1 - 2.
- Taylor, G.S. & Luthin, J.N. 1978. A model for coupled heat and moisture transfer during soil freezing. Canadian Geotechnical Journal. 15 (1978), s. 548 - 555.
- Tice, A.R., Burrows, C.M. & Anderson, D.M. 1978. Determination of unfrozen water in frozen soils by pulsed nuclear magnetic resonance. Proceedings of Third International Conference on Permafrost. National Research Council of Canada, s. 149 - 155.
- Tice, A.R., Oliphant, J.L., Nakano, Y. & Jenkins, T.F. 1982. Relationship between the ice and unfrozen water phases in frozen soil as determined by pulsed nuclear magnetic resonance and physical desorption data. Hanover. CRREL Report 82-15, 8 s.
- Tice, A.R., Zhu, Y. & Oliphant, J.L. 1984. The effects of soluble salts on the unfrozen water contents on the Lanzhou, P.R.C., silt. CRREL Report 84-16, 18 s.
- Travis, B.J. 1984. TRACR3D: A model of flow and transport in porous media. Los Alamos National Laboratory, LA-9667-MS, Los Alamos, N.M.
- Watzinger, A., Kindem, E. og Michelsen, B. 1965. Maaeutskiftnings-materialer for teleforbygning på vei og jernbane. Varmetekniske undersøkelser, Norges Geotekniske Institutt, Oslo.
- Vignes, M. & Dijkema, K.N. 1974. A model for the freezing of water in a dispersed medium. Journal of colloidal and interface science, Vol. 49:2, s. 165 - 172.
- de Vries, D.A. 1952. Het warmtegeleidingsvermogen van ground. Med. Landbouwhogelschool te Wageningen, 52. Wageningen, Nederland.
- de Vries, D.A. 1963. Thermal properties of soils. In: Physics of Plant Environment (W.R. van Wijk; Ed.), (North-Holland Publishing Company). Amsterdam.
- Williams, P. & Smith, 1989. M. The frozen earth. Cambridge University Press, 306 s.
- Williams, P.J. 1964. Unfrozen water content of frozen soils and soil moisture suction. Geotechnique 14. (1964) 3, s. 231 - 246.
- Williams, P.J. 1967. The nature of freezing soils and its field behavior, Norwegian Geotechnical Institute, Publication 72.

Woodside, W. & Messmer, J.M. 1961. Thermal conductivity of porous media. *J. of Appl. Phys.*, 32, 9, s. 1688 - 1706.

Yong, R. & Osler, J.J. 1971. Heave and Heaving Pressures in Frozen Soil. *Canadian Geotechnical Journal*, Vol. 8, s. 272 - 282.

Yoneyama, K., Ishizaki, T. & Nishio, N. 1983. Water redistribution measurements in partially frozen soil by x-ray technique, Final Proc., Fourth Int. Conf. Permafrost, Nat. Acad. Sci., Washington, D.C., s. 1445 - 1450.

Xu Xiaozu, Oliphant, J.L. & Tice, A.R. 1985. Prediction of unfrozen water contents in frozen soils by a two-points or one-point method. *Proc. 4th Int. Symp. on Ground Freezing*, s. 83 - 87.

Zhang, S. & Zhu, Q. 1983. A study of the calculation of frost heaving. In: *Proceeding. Fourth International Conference on Permafrost. 17 - 22 July 1983, Fairbanks, Alaska*, s. 1479 - 1483.

TIELAITOKSEN TUTKIMUKSIA

- 1/1991 Keli- ja sääolosuhteiden vaikutus yleisten teiden onnettomuuksiin.
TIEL 3100001
- 1/1992 Suomen matkailutiet. TIEL3100002
- 2/1992 Pääteiden tasoliittymissä tehtyjen toimenpiteiden vaikutukset
onnettomuuksiin. TIEL 3100003
- 3/1992 Viipurin batoliitin eri rapakivityyppien soveltuvuus tienpäällyste-
kiviaineeksi. TIEL 3100004
- 4/1992 Tiepenkereen holvautuminen; loppuraportti. TIEL 3100005
- 5/1992 TAM - Tien Arvon Mittaus. TIEL 3100008
- 6/1992 Tien arvon käyttö strategisessa johtamisessa. TIEL 3100009
- 1/1993 Liikenneympäristön kokeminen; Kvalitatiivinen analyysi Klaukkalan,
Kuhmon ja Rantasalmen muuttumisesta. TIEL 3100006
- 2/1994 Organisaation luovuus ja sen mittaaminen (Measuring Organizational
Creativity). TIEL 3100007
- 3/1993 Ekologinen ympäristöluokitus tiensuunnittelussa. TIEL 3100010
- 4/1993 Infrastructure Management System; Preparation of Case-Study,
Final Report.
- 5/1993 Arktinen tienrakentaminen; Kilpisjärven hankkeen yhteenveto.
TIEL 3100011
- 1/1994 Tutkimus tielaitoksen sisäisestä viestinnästä; Kyselytutkimus tielaitoksen
henkilöstölle, tutkimusraportti. TIEL 3100012