

GLASIAALIGEOLOGIA II

Kurssin sisältö

1. glasiologian perusteita

- jäätiköiden morfologia, jäätikköjään ominaisuudet ja jäätiköiden liikemekanismit, jäätiköiden paikallinen ja ajallinen jakautuminen

2. glasiaalieroosio

- abraasio ja louhiminen, eroosion intensiteetti eri jäätikkötyypeissä ja -vyöhykkeissä, jäätikköjen aiheuttamat eroosiomuodot
- jäätikön sulavedet ja niiden kulutus

3. glasiaalikerrostumat

- kerrostavat prosessit, jäätikön kerrostavan toiminnan tuloksena syntyvät maaperämuodot ja niiden sisäinen rakenne
- jäätikön sulavesien kerrostumat ja kerrostumien sisäinen rakenne

GLASIOLOGIAN PERUSTEITA

1.1 JÄÄTIKKÖTYYPEISTÄ

– jäätiköiden morfologinen luokitus perustuu siihen, miten maanpinnan topografia vaikuttaa jäätikön käyttäytymiseen:

1) mannerjäätikkö (ice sheet) ja laki- eli kilpijäätikkö (ice cap)

– jään liikesuunta ja käyttäytyminen kuvastaa lähinnä jäätikön omaa kokoa ja muotoa (alustan topografialla ei ole suurta merkitystä jäätikön käyttäytymiseen)
– lakijäätikkö < 50 000 km² ja mannerjäätikkö > 50 000 km² (Armstrong *et al.* 1973)

– manner- ja kilpijäätiköistä voidaan erottaa kaksi osaa:

a) **jäätikködoomi (ice dome)** (kuva), jonka muoto johtuu jään virtausmekaniikasta
– doomin muodon (kuten myös koko jäätikön profiilin) tunteminen on glasiologisesti tärkeää (kts. alla)

b) **ulosmenojäätiköt (outlet glaciers)** sijaitsevat jäätikködoomin reuna-alueilla
– topografisesti alavilla alueilla, ”doomeista” poispäin virtaavat ns. jäätikkövirrat
– jään virtausnopeus suurempi kuin doomialueilla
– ulosmenojäätiköitä esim. Antarktiksella (Lambert outlet glacier, pituus 700 km), Grönlannissa mutta myös lakijäätiköiden (ice caps) alueella (mm. Vatnajökull)
– ulosmenojäätikköjen profiilien gradientit ovat huomattavasti pienempiä kuin doomien

2) **shelfjäätiköt (ice-shelfs)**

– shelfjäätikkö on kelluva osa lakijäätikkö (ice cap) tai mannerjäätikköä, joka deformatuu oman painonsa alla
– shelfjäätikön käyttäytymistä rannikon muoto rajoittaa vain osittain
– yleisimpiä Antarktiksella, jossa shelfjäätiköt muodostavat 7% jäätiköityneestä alueesta
– shelfjäätiköt ovat pysyviä alueilla, joissa ne ovat kiinnittyneet alustaansa useissa kohdin ja/tai kesän keskilämpötila on < 0°C (Mercer, 1968)
– näyttävimpiä shelfjäätiköitä Antarktiksella Ross ice shelf, pystysuora seinämä n. 30m mpy, ≈ 200m paksu

3) topografian rajoittamat jäätiköt

- **jääkentät (ice fields)** esiintyvät yleensä vuoristoisilla alueilla, joissa ne eivät voi kasvaa ja kehittyä jäätikködoomeiksi (ice dome)
- **laaksojäätiköt (valley glaciers)** esiintyvät vuoristoisilla alueilla mm. Alpeilla
- kun laaksojäätikkö vapautuu vuoristosta (laaksosta) jäästä voi syntyä ns. **piedmont** loobeja, esim. Malaspina piedmont glacier
- **onsilojäätiköt (cirque glaciers)** ovat vuoristojäätiköitä, jotka täyttävät kallioperän painanteita
- pieniä jäätiköitä, jotka ovat leveitä verrattuna niiden pituuteen, voivat sijaita laaksojäätikköiden yläosassa (esim. Vels-skautbreen, Jotunheimen Norjassa <1km leveä, pinnan kaltevuus 26°)
- lukuisia pienempiä jäätikkötyyppejä esim. ice aprons

1.2 JÄÄTIKÖN PINTAPROFIILEISTA

- jos oletetaan, että jää käyttäytyy kuten täydellisesti plastinen materiaali ja verrataan jään pinnan teoreettisesti laskettua profiilia todellisiin, geofysikaalisten luotausten avulla selvitettyihin manner- tai lakijäätikköiden pintaprofiileihin voidaan havaita selvä yhtäläisyys (Orowan 1949, Nye, 1952, Weertman, 1961, Haefeli 1961)
- Nye (1952):

$$h = \sqrt{2h_0 s}, \text{ missä}$$

h = jään paksuus/m ; h₀ = 11m; s = horisontaali etäisyys jään reunasta /m

1.3 JÄÄTIKKÖJÄÄ

1) lumesta jääksi

- jäätiköt koostuvat 1) jääkiteistä, 2) ilmakuplista, 3) vedestä ja 4) kivimateriaalista
- jään muodostuminen riippuu suurimmaksi osaksi sadannasta (lumi tai vesi) ja lämpötilasta
- sukessio lumi - firn - jää
- firn on vesipitoista lunta, joka on säilynyt yhden sulamiskauden muuttumatta suoraan jääksi
- firn muuttuu jäätikköjääksi, kun firnin ilmatiehyet sulkeutuvat
- jäässä ilmaa esiintyy ainoastaan ilmakuplina
- lumen muuttuessa jääksi tiheys muuttuu eli kidekoko suurenee ja ilma puristuu pois

Tiheysarvoja	(kg/m ³)
uusi lumi	50 - 70
vetinen uusi lumi	100 - 200
kerrostunut lumi	200 - 300
kuurainen lumi	100 - 300
tuulen nietostama lumi	350 - 400
firm	400 - 830
kosteaa lumiä ja firmiä	700 - 800
jäättököjää	830 - 917

Paterson 1983. Physics of Glaciers.

- muutos firmistä jätikköjääksi tapahtuu helpoiten jääkiteen sulamislämpötilassa - tästä seuraa, että firmiä muuttuu jääksi nopeammin lauhkeiden vyöhykkeiden jätikköillä kuin esim. Antarktiksella, missä se pysyy <0° useilla alueilla

2) jään lämpötilakäyttäytyminen

- jätikköjään käyttäytyminen riippuu pääasiassa sen lämpötilasta
- jätikköjään lämpötila riippuu lämmöstä, joka johtuu 1) jätikkön pinnasta (säteily, firmiä, vesi) 2) jätikkön pohjalta (geoterminen lämpö) 3) jätikkön sisältä (sisäinen jännitys ja hierto ns. internal friction)
- suhteessa lämmön lähteisiin esiintyy kaksi jään perustyyppiä: **lämmin jää ja kylmä jää**
- kylmän ja lämpimän jään esiintymisen perusteella jätikköitä (tai jätikkön pohjan alueita) voidaan kutsua **kylmäpohjaisiksi jätikköiksi** tai **lämminpohjaisiksi jätikköiksi**
- kylmää jäätä esiintyy siellä, missä jään lämpötila on alle jään **painesulamispisteen (pressure melting point = pmp)**
- lämmintä jäätä esiintyy puolestaan siellä, missä jään lämpötila on riittävän **lähellä painesulamispistettä, jolloin siinä esiintyy myös vettä**
- pmp – lämpötila, jossa vesi jäätyy on riippuvainen paineesta eli mitä suurempi paine sitä alempi on veden jäätympiste ($\approx c. 1^{\circ}\text{C}$ jokaista 140 bar kohden)
[paine: 1 Pascal (Pa) = 1 N / m² ; 1 bar = 100 kPa; 1 atm = 760 mmHg = 101,3 kPa]
- Byrd Station (Antarktis), H=2164 m, pmp jään pohjalla = -1.6°C, paine \approx 200 bar.

- kylmää jäätä muodostuu pääasiassa silloin, kun
 - a) firn akkumuloituu niin alhaisessa l_t :ssä, ettei jäätikön pinnalla tapahdu merkittävää pinnan sulamista kesäkautena,
 - b) jäätikön pintakerroksen riittävä jäähtyminen talviaikana (esim. talviaikana jäätikön pintakerroksen, 5-20 m, l_t on yleensä alle 0°C , ellei jään pintakerroksissa esiinny eristävää lunta. Jos seuraavana sulamiskautena jään pintakerroksesta edes osa säilyy sulamatta jäätikön pintakerrokseen jää kylmän jään horisontteja)
- lämmintä jäätä syntyy niissä olosuhteissa, joissa käytettävänä on niin paljon lämpöä, että se nostaa jään l_t :n painesulamispisteeseen.

– kylmän jään jäätiköissä pohjan geoterminen lämpö voi nostaa pohjajään lämpötilaa painesulamispisteeseen esim. seuraavien syiden vuoksi:

- 1) jäätikön paksuus on riittävä
- 2) jäätikön pintalämpötila on suhteellisen korkea
- 3) jään virtausnopeus on suhteellisen suuri (frictional heath)
- 4) akkumulaatio on vähäistä tai keskimääräistä

– jäätikköjen käyttäytyminen ja morfologia riippuu suuresti jäätikön pohjan olosuhteista (kylmä/lämmin) eli siitä onko pohjajää painesulamispisteessä (esiintyykö jään pohjan ja alustan välissä vettä)

– kun pmp on saavutettu jäätikön pohjalla, vain vähäinen osa vapautuvasta geotermisestä lämmöstä voi johtua jäähän

3) Jäätikön virtaus (liikemekanismit)

– jäätikön liike kostuu **jään sisäisestä deformaatiosta (internal deformation)**, **pohjan liukumisesta (basal sliding)** ja **subglasiaalisten sedimenttien deformaatiosta (subglacial sediment deformation)**

a) jään sisäinen deformaatio

- jään sisäinen deformaatio johtuu gravitaatiosta, joka kohdistuu jäämassaan (jäätikköön)
- jäätikön jokaiseen pisteeseen vaikuttaa kompressiivinen jännitys, joka johtuu jäätikön painosta (overburden pressure)
- tällä kompressiivisella jännityksellä on kaksi komponenttia; **hydrostaattinen paine** (valitussa pisteessä kaikkiin suuntiin saman suuruinen; se johtuu valitun pisteen

yläpuolella olevan jään painosta) ja **leikkausjännitys** (joka johtuu valitun pisteen yläpuolella olevan jään painosta ja jäätikön pinnan gradientista)

→ leikkausjännitys aiheuttaa yksittäisten jääpartikkelien liukumista toistensa yli

– leikkausjännitys mielivaltaisesti valitussa pisteessä jäätikön sisällä voidaan laskea kaavalla:

$$\tau_b = \rho_i g H \sin \alpha ,$$

τ_b = leikkausjännitys

ρ_i = jään tiheys

g = gravitaatiovakio

H = jään paksuus

α = jään pinnan kaltevuus

– leikkausjännitys riippuu siis olennaisesti jäätikön paksuudesta ja jäätikön pintagradientista (gravitaatiovakio = $9,81 \text{ ms}^{-2}$, jään tiheys jäätikköjäässä vaihtelee 830 kgm^{-3} – 917 kgm^{-3} ; laskuissa käytetään arvoa 910 kgm^{-3})

– jännitykset jäässä aiheuttavat jään ryömimisen (creep) eli jääkiteiden liikkeen toistensa suhteen

– Glenin virtauslaki kuvaa monikiteisen jään muodonmuutosnopeutta (shear strain rate)

– Nye (1952) sovelsi Glenin lakia jäätikköjäähän

$$\dot{\epsilon}_{xy} = A \tau_b^n$$

$\dot{\epsilon}_{xy}$ = muodonmuutosnopeus;

A = vakio, riippuu jään l_t :sta

τ_b = tehollinen leikkausjännitys

$n = 3$ (vaihtelee $1,5 - 4,2$: viskoosi

neste $n = 1$, n kasvaa jännityksen

kasvaessa)

- Glenin lailla voidaan selittää monia ilmiöitä jäätiköiden deformaatiotapahtumassa

1) Suurin osa deformaatiosta tapahtuu jäätikön pohjaosissa, missä jännitykset ovat suuret verrattuna muihin jäätikön osiin. Jäätikön pinnalla nähtävät liikkeet ovat heijastusta jäätikön alempien kerrosten liikkeestä.

2) Glenin laki auttaa ymmärtämään, kuinka sisäinen deformaatio tapahtuu niissä jäätiköissä, jotka ovat kylmäpohjaisia.

- 3) Glenin laki selittää miksi lämpimät jäätiköt deformatuvat nopeammin kuin kylmät
- 4) Glenin laki selittää negatiivisen 'feedback' ilmiön, jossa jäätikkösystemi säätelee jään virtaamaa. Esim. jään paksuuden lisäys muutamalla prosentilla (joka voi tapahtua laaksojäätiköissä yhdessä talvessa; suuremmissa jäätiköissä muutamien vuosien kuluessa) voi lisätä leikkausjännitystä jäätikön pohjalla ja aiheuttaa 15-20 % suuremman jään virtausnopeuden. Toisaalta nopea jään sulaminen vähentää jään virtausnopeutta.

- Glenin laki on vain eräs sisäistä deformaatiota kuvaava approksimaatio
- kun lasketaan Glenin lain avulla jäätikköjään virtausnopeutta jäätikössä, saadut nopeudet ovat yleensä pienempiä kuin jäätikön pinnalla mitatut jään virtausnopeudet
- jään sisäisen deformaation aiheuttama **virtausnopeus (u_d)** jäätikön pinnalla voidaan laskea kaavalla

$$u_d = (2A / n + 1) \tau_b^n H$$

- **siirrostuminen (fracture)** = kun jäässä olevat jännitykset eivät 'ehdi' purkautua jään ryömimisen (eli sisäisen deformaation) avulla, tapahtuu tensionaalisia siirroksia (railot eli krevassit jään pinnalla) ja ylityöntösiirroksia (thrusting; yleensä jäätikön reunavyöhykkeessä)

b) pohjan liukuminen (basal sliding)

- monilla jäätiköillä pohjan liukuminen vastaa jopa 90 % jään liikenopeudesta
- liukuminen on pääasiallinen jään eroosiota aiheuttava tapahtuma
- liukumisen yksityiskohtainen tutkiminen on osoittautunut ongelmalliseksi ja 'kentällä' liukumista voidaan tutkia vain suotuisissa olosuhteissa ja paikoissa mm. jään reunaosien tunneleissa
- tästä johtuen liukumisen yksityiskohtaista dynamiikkaa ei tunneta
- Weertmanin (1957) teoria jäätikön pohjan liukumisesta sisältää ajatuksen, että jään sulaminen ja uudelleen jäätyminen (regelaatio) tapahtuu alustan epätasaisuuksien (kohoumien) kohdalla ja toisaalta jäätikön pohjan ja alustan välillä tapahtuu tehokas plastinen deformaatio ('lisäryömiminen' eli enhanced creep)

– liukumisprosesseihin luetaan:

1) **enhanced creep ('lisäryömiminen')**

- **enhanced creep** tapahtuu jään pohjakerroksessa (voi tapahtua missä jään lämpötilassa tahansa) ja ei välttämättä edellytä jään pohjan liukumista
- **enhanced creep** käsitteen avulla Weertman (1957) selitti, miten jää ohittaa esteitä (> 1m esteet)
- **enhanced creep** on pääasiallinen virtaustapa painesulamispisteessä olevan jään pohjaosassa, se myös ohjaa jäätikköjään virtaussuuntaa pohjajäässä

2) **painesulamismekanismi (pressure melting mechanism)**

- painesulaminen on tehokkainta kun esteet ovat $ca < 1$ m (Weertman, 1957)
- painesulaminen (pressure melting) tapahtuu kun jää liikkuu yli pienten kohoumien
- 'lisäryömiminen' (enhanced creep) on tehokas prosessi kun esteet ovat 'suuria' kun taas painesulaminen on tehokas kun esteet ovat 'pieniä' - kriittinen estekoko on 0.1 - 1 m (Nye, 1974), jolloin liukumiselle aiheutuu suurin vastus

3) **slippage over a water layer (liukuminen vesikerroksen päällä)**

- Weertman (1964) esitti, että 'Weertmanin kalvo' voi kasvattaa jään liukumisnopeutta 40-100 %:lla
- tämä johtuu siitä, että vesi jään pohjalla pienentää jään ja pohjan kosketuspinta-alaa, mistä seuraa, että jää liikkuu herkemmin virtauksen suuntaan
- toisaalta pohjan kohoumien ympärillä jää deformatuu nopeammin (suuremmat jännitykset)
- liukuminen tapahtuu yleensä nykäyksittäin (a jerky stick-slip fashion)
- edellä esitetyissä skenaarioissa oletetaan alustan olevan läpäisemätön (esim. kiteinen kallioperä)

- jos jään alustalla on irtonaisia sedimenttejä tai se on yleensä ottaen vettä läpäisevä, riippuu subglasiaalisista virtaussysteemistä pystyykö jäätikkö liukumaan alustallaan vai ei
- jäätikön pohjan virtausnopeudet vaihtelevat jaksollisesti (päivittäin /vuodenajoittain) ja on havaittu, että pohjan liukuminen on riippuvainen lähinnä jäätikön pohjalla olevan veden paineesta
- vettä voi jäätikön pohjaosissa olla 1) tunneleissa, 2) onkaloissa (cavity), 3) onkaloverkostoissa (linked cavity system) ja/tai 4) Weertmanin kalvona

c) subglasiaalisten sedimenttien deformaatio

- konsolidoitumattomat alustan sedimentit → jäätikön alla oleva hydrologinen tilanne muuttuu, koska jään pohjan alla olevat sedimentit kyllästyvät vedellä ja sedimenttien huokospaine kasvaa → myötölujuus alustalla olevissa sedimenteissä heikkenee → deformaatiota alla olevissa sedimenteissä laajalla alueella
- jos vettä muodostuu paljon se voi muodostaa jäähän tunneleita (R- tunnelit)
- deformoituva alustan sedimentti mm. Breidamerkurjökull, Trapridge jäätikkö, Ice Stream B

4) Jäätikköjään kiviaineskuorma

- jäätikössä olevan kiviaineksen määrä on yleensä suhteellisen pieni verrattuna jäätikköjään määrään: esim. kiviaineksen määrä Barnes lakijäätikön kokonaistilavuudesta on 0.05% (Andrews, 1972)
- Boulton (1972) arvioi, että kiviainesta on keskimäärin n. 5 % kylmissä lakijäätiköissä
- Boulton (1975) arvioi, että lämminpohjaisilla jäätiköillä **debris**pitoisuus voi nousta jopa 55% jäätikön pohjaosissa (0-200 mm)
- supraglasiaalinen debriskuorma voi kuitenkin nousta huomattavan suureksi erilaisten massaliikuntatapahtumien vaikutuksesta
- äkillinen debriskuorman kasvu (esim. erilaiset massaliikunnot) voi aiheuttaa paikallisesti jään nopean etenemisen
- normaalisti jäätikön pohjaosissa esiintyvä debrispitoinen jää deformoituu puhdasta jäätä hitaammin, jään pohjaosien debrispitoiseen jäähän syntyy ylityöntörakenteita,

hiertopintoja ym., jotka ovat geneettisiä indikaattoreita tutkittaessa jäätikkösyntyisiä sedimenttejä

1.4 JÄÄTIKÖN MASSATASAPAINOSTA

1) Peruskäsitteitä

- jäätikön massatasapaino kuvaa jäätiköstä poistuvan ja sitä kasvattavan jään, lumen ja firnin kiertokulkua ja keskinäisiä suhteita
- massatasapainoa mitataan ns. vesi ekvivalenttina (water equivalent)
- **akkumulaatio** (input) käsittää kaikki tavat, joilla jäätikön massa kasvaa (mm. sadanta)
- **ablaatio** (output) käsittää puolestaan kaikki ne tavat, joilla jäätikön massa vähenee (mm. pinnan sulaminen, pohjan sulaminen, haihtuminen)

Table 3.1 Mass balance relationships on a medium sized idealized glacier during one year. (Adapted from Mayo, Meier and Tangborn, 1972.)

Season	Spatial variation	Mass balance characteristics
Autumn	Snow accumulating at higher altitudes. Ablation of ice continues at low altitudes.	Snow mass increasing Ice mass decreasing Total mass constant
Winter	Snow accumulating over whole glacier. Little ablation.	Snow mass increasing Ice mass constant Total mass increasing
Spring	Snow accumulating at higher altitudes. Ablation of winter snow at low altitudes.	Snow mass constant Ice mass constant Total mass constant
Summer	Little snow accumulation except at high altitudes. Ablation over much of glacier (snow at higher altitudes, firn and ice at lower altitudes).	Snow mass decreasing Ice mass decreasing Total mass decreasing

- vuoden aikana: akkumulaatio - ablaatio = jäätikön nettotasapaino (net balance; a balance year)
- jäätikön nettobalanssissa on luonnollisesti suuria eroja jäätikön eri alueiden välillä, tästä johtuen jäätikkö on käytännöllistä jakaa akkumulaatioalueisiin ja ablaatioalueisiin
- akkumulatioalueen ja ablaatioalueen välillä **tasapainolinja (equilibrium line)** i.e ablaatio on yhtä suuri kuin akkumulaation yhden vuoden aikana

- **ELA (equilibrium line altitude)** tasapainolinjan korkeus merenpinnasta (kuva)
- todellisuudessa esim. talvikautena voi tapahtua vain akkumulaatiota ja kesäkautena vain ablaatiota, joten ablaatio- ja akkumulaatioalueiden suuruus sekä tasapainolinja (myös ELA) sijainti vaihtelee
- massatasapaino on riippuvainen ilmastosta
 - akkumulaatio; lumen tai jään (superimposed ice) kasaantuminen
 - ablaatio; säteilyn tehokkuus ja heijastuminen (albedo)
- jäätikköjään liike riippuu jäätikön tai sen osan ablaation ja akkumulaation määrästä
- jäätikön liikkeen horisontaalikomponentissa on suuria vaihteluja; yleisesti ottaen horisontaalinen liikekomponentti on maksimissaan tasapainolinjalla
- jään vertikaalinen liikekomponentti vaihtelee suhteessa jäätikön akkumulaatio- ja ablaatioalueisiin (akkumulaatioalueella alaspäin ja ablaatioalueella ylöspäin)
- mitä suurempi akkumulaatio ja ablaatio sitä suurempi on vertikaalinen liike jäätikössä
- poikittainen liikekomponentti voi tapahtua sheet flow olosuhteissa tai stream flow olosuhteissa

2) **Surge-ilmiö** - nopea jäätikön eteneminen

- surge ilmiöt tapahtuvat periodisesti (esim. Pohjois-Amerikan jäätiköillä 15-100 v. välein)
- surge-tyyppiset jäätiköt ovat epästabiileja siten, että ne hetkittäin (muutamien kuukausien tai muutamien vuosien ajan) etenevät nopeasti ja nopean etenemisen jälkeen ovat lähes stabiilissa tilassa useita vuosikymmeniä tai vuosisatoja
- vaikka nykyiset esimerkit surge-ilmiöistä ovat suhteellisen pieniltä jäätiköiltä on todennäköistä, että ajoittaisia jäätikön nopeita etenemisiä voi ja on tapahtunut myös mannerjäätiköiden reunaosissa (jäätikkövirtojen reunaosissa)
- surge-ilmiön aiheuttaa se, että jokin osa jäätiköstä 'varastoi' jäätä tiettyyn kriittiseen pisteeseen asti, jonka jälkeen jää alkaa purkautua 10-100 kertaa nopeammin kuin normaaliolosuhteissa
- surgeilmiön edellytyksenä on subglasiaalinen vesikerros
- otaksutaan, että surge-ilmiön deformatumattomalla alustalla laukaisee pohjan sulavesien uudelleen järjestäytyminen tunnelisysteemistä (tehokas veden virtaus pois subglasiaalisesta asemasta) onkaloverkostoihin (subglasiaalinen vesi ei virtaa

tehokkaasti pois ja veden paine kasvaa) (Kamb 1987) → jäätikön pohja irti alustasta (decoupling) → nopea eteneminen

- huokoisella alustalla huokosveden paine kasvaa ja saattaa johtaa nopeaan etenemiseen (Clarke et al. 1984, MacAyeal 1993)
- 'surge-aalto' koostuu:
 - 1) kompressiivisen virtauksen alueesta, jossa jää kasaantuu
 - 2) jään nopean virtauksen alueesta (alueen tai aallon takana jää siirrostuu)
 - 3) tensionaalisen virtauksen alue, jossa jään virtaus hidastuu ja sen paksuus ohenee
- nopean virtauksen aalto voi aiheuttaa jäätikön reunan katastrofaalisen etenemisen (esim. Bruarjökull Islannissa eteni vuonna 1963-1964 n. 8 km nopeudella 5m/h)
- surge siirtää jäätä jäätikön sisäosista sen reunaosiin, samalla se pienentää jäätikön pinnan gradienttia sen lähtöalueella ja kasvattaa pinnan gradienttia jäätikön alemmissa osissa

1.5 JÄÄTIKÖIDEN HYDROLOGIASTA

1) Yleistä

- vettä voi esiintyä jäätikköjen niissä osissa, missä lämpötila on sulamispisteessä (jään sulamispiste on riippuvainen vallitsevasta paineesta)
- vettä esiintyy yleisesti lämpimillä jäätiköillä (temperate glaciers) mutta myös kylmillä jäätiköillä (cold glaciers ja ice sheets), jossa vettä muodostuu pohjan sulamisen (basal melting) kautta
- jäätiköissä oleva vesi vaikuttaa oleellisesti jään virtaukseen sekä sisäiseen deformaatioon eli ryömimiseen (creep), pohjan liukumiseen (basal sliding) ja subglasiaalisen sedimenttien deformaatioon
- Duval (1979) osoitti, että on olemassa selvä yhteys vesimäärän ja ryömimisnopeuden välillä (vesipitoisuuden muutos jäässä 0.1%:sta 1%:iin kasvatti jään deformaationopeutta kymmenkertaiseksi vakiopaineessa)
- riittävän paksuinen vesikerros jäätikön pohjalla voi alentaa huomattavasti jään pohjan alla olevien sedimenttien välistä kitkaa ja vesikerros kasvattaa jään liukumisnopeutta (mm. surge-ilmiössä subglasiaalinen vesi näyttelee suurta osaa)

- korkea huokosvesipaine voi alentaa merkittävästi jäätikön pohjan alla olevien sedimenttien leikkauslujuutta (→ glasiotektonismi)
- vesi kuljettaa ja lajittelee jään erodoimaa kiviainesta (debristä)

2) Vettä muodostavat prosessit

- pinnan sulaminen (auringon säteily tärkein, myös turbulenttien virtauksien lämpövuot, tiivistymisessä ja jäätymisestä vapautuva latentti lämpö), geoterminen lämpö, mekaaninen lämpö (nopean deformaation aikana), sade, pohjavesi ja jään päälle laskevat joet
- lämpimillä jäätiköillä (temperate glaciers) suuri osa vedestä syntyy jään pinnan sulamisen kautta, kylmillä jäätiköillä ei jään pinnalla juurikaan esiinny vettä

3) Veden kulku jäätikössä

- veden liikkeistä jäätikön läpi saadaan informaatiota esim. tutkittaessa jäätikön syöttämiä jokia

Zermatt, Sveitsi (Elliston, 1973):

- jäätikköjoen veden määrässä (tilavuus/pinta-ala yksikkö) on merkittävä vuorokausivaihtelu, joka kuvastuu ns. base flown (perusvirtaus) yläpuolella
- perusvirtaus muuttuu mutta sen muutos on suhteellisen hidas verrattuna vuorokauden aikana tapahtuviin muutoksiin
- talviaikana jäätikköjoessa on myös virtaus, jonka on todettu vastaavan veden määrää, joka syntyy geotermisen ja hankauksesta vapautuneen lämmön sulattaessa jäätä
- talvella ei jäätikköjoen veden virtausmäärissä tapahdu vaihteluja vuorokauden aikojen mukaan
- yleisesti voidaan todeta, että vesi viipyy jäätikössä tietyn ajan ja veden viive johtuu osittain siitä, että lumi ja firn pidättää vettä

- sulavesi tunkeutuu hitaasti alaspäin läpi lumen ja firnin ja tätä nopeutta säätelee gravitaatio ja hydraulinen gradientti
- muutaman metrin syvyydessä jäätikön pinnalta huokoisessa väliainessa tapahtuva virtaus → pienten tunnelien verkosto → vertikaalinen tunneliverkosto
- firnin ja jään rajalla tapahtuu yleensä veden kyllästysvaihe ja muodostuu melko laaja vesikerros tai potentiometrinen pinta (potentiometric surface)
- esim. South Cascade Glacier & Ewigschneefeld (Grosser Aletsch Gletcher) vettä esiintyy yhtäjaksoisesti syvyyksillä 14-32 m ja $\approx 25-75$ m
- interangulaarinen (kiteiden ja kideryhmien välinen) virtaus on eräs mahdollinen tapa, jolla sulavedet kulkeutuvat jäätikön pohjalle
- on kuitenkin todettu, että 'hiusraot' jääkiteiden tai kideryhmien välissä eivät ole merkittäviä sulavesien virtausnopeuden kannalta [jo Wakahama (1973); 'the velocity of waterdrainage through interangular veins - tube network is estimated between 10^{-7} - 10^{-5} m/s']
- havainnot puoltavat ajatusta, että jäätikön tensiovyöhykkeillä (eli vetojännitysvyöhykkeillä → esiintyy krevasseja) vesi kulkeutuu tehokkaammin alaspäin verrattuna jäätikön kompressiovyöhykkeisiin (puristusjännitysvyöhykkeillä)
- **pääosa jäätikköjen vedestä kulkeutuu tunneliverkostojen kautta jäätikön pohjalle**
- laajempien subhorisontaalisten tunnelisysteemien synty ei ole fyysikaalisesti mahdollista eli vesi pyrkii laskeutumaan lyhyintä mahdollista tietä jäätikön pohjalle
- suuret tunnelit pyrkivät kasvamaan pienempien kustannuksella, koska suuret tunnelit kuljettavat ja luovuttavat enemmän lämpöä; tämä yhdessä tunnelin sijainnin kanssa aiheuttaa sen, että pienet tunneliverkot yhdistyvät suuriksi tunnelisysteemeiksi, joilla on normaalisti yksi 'laskutunneli' (vrt. joet)
- Collins (1977): kaksi toisistaan riippumatonta tunnelisysteemiä ns. englacial conduits ja subglacial conduits

- vesi jäätikön pohjalla virtaa pääasiassa tunneleissa, onkaloissa, onkaloverkostoissa ja pohjalla olevissa Weertmanin kalvoissa
- **hydraulisen potentiaalin (Φ)** muutokset vaikuttavat veden liikkeeseen jäätikössä
- jäätikön pinnalla olevan veden hydraulinen potentiaali riippuu ainoastaan korkeustasosta, jäätikössä ja jäätikön pohjaosissa olevan veden hydraulinen potentiaali riippuu veden paineesta ja korkeustasosta
- englasiaalisessa ja subglasiaalisessa asemassa (eri kokoisissa tunneleissa, onkaloissa ja huokosissa) olevan veden **hydraulinen potentiaali** on

$$\Phi = \Phi_0 + \Phi_e + P_w$$

Φ_0 = vakio, riippuu veden täyttämän tilan muodosta ja koosta

Φ_e = korkeustasosta johtuva hydraulinen potentiaali

P_w = veden paine

$$\Phi_e = \rho_w g z$$

ρ_w = veden tiheys (1000 kg/m³)

g = gravitaatiovakio (9,81 m/s²)

z = korkeustaso

P_w vaihtelee normaalin ilmanpaineen ja kryostaattisen (P_i) (eli jään aiheuttaman) paineen välillä

$$P_i = \rho_i g (H - z)$$

ρ_i = jään tiheys (930 kg/m³)

H = jään korkeus

h = tarkasteltavan pisteen korkeus

- jään aiheuttaman paineen ja veden paineen erotus on ns. tehollinen paine N eli

$$N = P_i - P_w$$

- jos $N = 0$ niin paineen alainen vesi kannattaa jäätikköä

4. Tunnelisysteemeistä jäätiköissä

- kaksi vastakkaista tekijää määrää tunnelin (conduit) koon tietyllä hetkellä:

1. virtaava vesi tunnelissa sulattaa jäätä ympärillään [lämpömäärä tulosta virtaavasta vedestä (viscous dissipation) ja veden hankauksesta jääseinämää vastaan (yleensä veden $t > 0^\circ\text{C}$)]

2. toisaalta jos $P_i > P_w$ jää pyrkii pienentämään tunnelin kokoa

- lämpimissä jäätiköissä edelliset tekijät vaikuttavat siihen, miten tunnelisysteemi reagoi jään pinnalta tulevan veden määrän vaihteluihin

- jos muutoksia tapahtuu sulavesimäärissä tunnelisysteemi ei reagoi näihin muutoksiin heti vaan muutokset tunneleissa tapahtuvat viikkojen tai kuukausien ajanjaksolla

- mm. tunnelin koko vaihtelee tietyn tasapainoaseman molemmiin puolin ja muutokset riippuvat sekä veden syöttömäärästä että alkutilanteesta tunneleissa l. mm. tunnelin halkaisijasta ja tunnelin asemasta jäässä

- vesi siis saavuttaa jäätikön pohjan lukuisissa suhteellisen suurissa tunneleissa (conduit) ja jos pohja on läpäisemätön (esim. kiteinen kallioperä) kulkeutuu vesi yleisesti ottaen jäätikön reunaan kohden painegradientin osoittamalla tavalla

$$\begin{aligned} P_{\text{grad}} &= -dP_w / dx^* \\ &= -\rho_i g d_w h / dx^* \\ &= -\rho_i g (d_w (H^* - h_z) / dx) (dx / dx^*) \\ &= \rho_i g (\tan \alpha_s - \tan \beta) \cos \beta \end{aligned}$$

missä d_w = vesikerroksen paksuus tai tunnelin halkaisija

h_z = tunnelin korkeus peruslinjasta (pohjasta)

x = horisontaalinen etäisyys

x^* = etäisyys mitattuna pohjaa pitkin

h = jään paksuus

H^* = jään kokonaispaksuus

α_s = jään pinnan kaltevuus

β = pohjan pinnan kaltevuus

- pienillä jään pinnan ja pohjan kaltevuuksilla $P_{grad} = \rho_i g \alpha_s + (\rho_w - \rho_i) g \beta$

- painegradientti riippuu olennaisesti jään aiheuttamasta paineesta

5. Vesikerrokset ja kalvot jään pohjalla

- Weertman (1966, 1972): läpäisemättömällä alustalla jään pohjassa esiintyy ohut vesikerros tai kalvo

- Walder (1982) tutki tämän kaltaisten vesikerrosten olemassaolon mahdollisuutta ja totesi että vain < 4 mm paksuisia kerroksia voi esiintyä ajoittain jään pohjalla

- sulavedet voivat virrata ja esiintyä jään pohjalla, jos pohjalla olevan veden paine vastaa jään aiheuttamaa painetta

- yleisen painegradientti yhtälön mukaan vesi jään pohjalla virtaa suuntaan, joka on kohtisuorassa jään pinnan kaltevuutta vastaan

- jään pinnan kaltevuus ohjaa kymmenen kertaa tehokkaammin veden virtaussuuntaa kuin paikallisen alustan kaltevuus ja täten Weertmanin yhtälöt suosivat vesikalvom muodostumista jään pohjalle

- toisaalta on täysin yleistä, että alustan kaltevuudet ovat merkittävästi suuremmat kuin jään pinnan kaltevuudet ja näin ollen alusta ohjaa vesiä tunnelimuodostukseen

- Weertman (1966) esitti että jään pohjan vesikalvon paksuuden voi laskea yhtälöllä:

$$\Pi = (12 \eta_w V_m x / P_{grad})^{1/3}$$

V_m = kuljetettu pohjan vesimäärä per leveys per aikayksikkö

x = etäisyys jäätikön reunalta

η_w = veden viskositeetti

- vaikka Weertmanin teoria on mahdollinen, vesikalvojen esiintyminen laajoilla alueilla jään ja alustan välissä on vielä todistamatta, on olemassa varsin vahvat todisteet (mm. Stenborg, 1969, 1970; Hallet, 1979 etc.) siitä, että pohjajään

- sulamisen jään liukumisen ja geotermisen lämmön vaikutuksesta aiheuttaa vesikalvon muodostumisen alustan ja jäätikön pohjan väliin
- alustan epätasaisuudet aiheuttavat luonnollisesti muutoksia vesikerroksen paksuuteen jään pohjalla (ohuet vesikerrokset ≈ 0 seuraa korkea paine, paksummat vesikerrokset pienempi paine)
- paine vaihtelut jään pohjalla olevassa vedessä aiheuttaa veden keräytymistä sen hetkisiin paineminimeihin
- Nye (1976) osoitti, että pisteessä missä vesikerros on kaksi kertaa niin paksu kuin alueella keskimäärin veden keräytymisnopeus kerrokseksi tai tunnelimuodostusnopeus kasvaa kahdeksan kertaiseksi
- koska 'Weertman kalvot' eivät ole pysyviä vesi kerrostuu yleensä onkaloihin (cavities) (paineminimikohtiin) alustan kohoumien suojapuolelle
- onkaloilla saattaa olla yhteys kanavien kautta muihin onkloihin, näissä olosuhteissa painekenttään vaikuttavat ns. liukumisparametrit ja pohjan karheus
- subglasiaalisia onkaloita ovat kuvanneet Blackfoot Glacierilla (Montana) ja Castelguard Glacierilla (Alberta) Walder and Hallet (1979) ja Hallet and Anderson (1980) - näillä alueilla vertikaalinen reliefi pienimuotoista (0.1 - 1.0 m)

6. Röthlisbergerin tunnelit ja Nye tunnelit (tai uomat)

- tunneleissa havaittu kaksi päätyyppiä R- ja N- tunnelit
- R-tunnelit ovat tunneleita jään ja alustan välillä ja ne jatkuvat loivasti ylöspäin jäähän
- samat rajalait vallitsevat tunnelin muodostumisen ja sen sulkeutumisen suhteen kuin edellä on esitetty
- R-tunnelit ovat yleensä suuria mittasuhteiltaan
- N-tunnelit ovat tunneleita, jotka ovat jään pohjalla mutta ovat kallistuneet alustaasa päin

- on vaikea päätellä kuinka hyvin N-uomat säilyvät toiminnassa (glasiaalieroosio, veden virtaus voi tuhota toimivan uoman)

7. Subglasiaaliset järvet

- subglasiaalisia järviä esiintyy joko jäätikön pinnalla, edullisissa asemissa jään 'patomina' tai subglasiaalisina
- parhaat esimerkit Antarktiksens sisäosissa (yhteensä 68 subglasiaalista järveä, mm. Lake Vostok) ja vulkaanisilla alueilla esim. Vatnajökull, Grimsvötn

2. GLASIAALIEROOSIO

2.1. Prosessit

- perinteisesti glasiaalieroosioprosessit jaetaan abraasioon (abrasion) ja louhimiseen (quarrying, plucking), joiden tuotteet ovat jauhautunut kiviaines ja kivifragmentit
- eroosioprosessit:

a) abraasio

- debrispitoinen jäätikön pohja hankaa alustaansa tuottaen erittäin hienoksi jauhautunutta kiviainesta
- esim. kallion pinnalla usein havaittavat uurteet ovat tulosta abraasiosta

Louhimisprosesseja:

b) ehjän alustan murrostuminen (fracture of fresh rock)

- prosessi, jossa jää tai debrispitoinen jää aiheuttaa riittävän kovan voiman ehjään kallioperään niin, että kallion pinnalle syntyy murroksia (esim. sirppimurrokset), iskumerkkejä, pinnan lohkeilua etc.

c) heikkousvyöhykkeiden murrostuminen (joint exploitation)

- käsittää heikkousvyöhykkeitä sisältävän alustan (esim. rakoilleen kallioperän) murrostumisen
- jäätikkö louhii isoja fragmentteja kallioperästä

- periglasiaaliset prosessit heikentävät tehokkaasti kallioperää, jota jäätikön on helpompi kuluttaa
- murrostuminen ei välttämättä tapahdu vain periglasiaalisesti heikenneessä kallioperässä vaan jäätikön vetojännitys sopivasti liuskeiseen ja rakoilleeseen alustaan aiheuttaa isojen lohcareiden louhiutumista
- rakosysteemissä tapahtuvat subglasiaalisen veden vuorottainen sulaminen ja jäätyminen (freeze and thaw phenomena) edistää louhimista

Alustan luonne vaikuttaa eroosion tehokkuuteen:

Table 8.3 Bedrock conditions most favourable to the effective operation of the various processes of erosion.

Abrasion	Large blocks in basal ice Tools harder than bedrock
Rock fracture	Large blocks in basal ice
Joint exploitation	Hard, jointed rock Suitable bedding attitude
Entrainment – ice pressure	large fragments
Entrainment – regelation	small fragments
Meltwater erosion	impermeable bedrock soluble bedrock
Meltwater evacuation	impermeable bedrock

d) sulavesien eroosio

- yksi tärkeimmistä mekanismeista lämminpohjaisilla jäätiköillä
- sulavesien eroosion alueellinen tehokkuus riippuu siitä millainen on jäätikön subglasiaalinen sulavesisysteemi (tunneli, onkalo, vesikalvo)
- eroosion tehokkuus vaihtelee suuresti saman jäätikön eri osien välillä ja eri tyyppisten jäätiköiden välillä
- veden aiheuttama eroosio:
 - 1) attritio (virtauksessa olevien patikkeliin hankausta), jonka tehokkuus riippuu virtausnopeudesta, debriskonsentraatiosta, debriksen ja alustan kovuudesta ja virtauksessa olevan debriin kokojakaumasta,

- 2) kavitaatio (nopea viratus → pieni paine → vesi alkaa kuplia; paine kasvaa äkillisesti → kupliiva vesimassa romahtaa aiheuttaen eroosiota),
- 3) veden aiheuttama hydraulinen paine
- 4) liukeneminen (esim. kalkkikivet)

2.2. GLASIAALIEROOSION ALUSTALLEEN AIHEUTTAMAT KULUTUSMUODOT

- kulutusmuotoihin vaikuttavat tekijät johtuvat jäätikkötyypistä, alustasta, topografiasta ja ajasta

Table 9.2. Classification of features of glacial erosion

PROCESS	RELIEF TYPE	RELIEF SHAPE	SCALE									
			Micro							Macro		
			m^{-2} (1 cm)	m^{-1} (10 cm)	m^0 (1 m)	m^1 (10 m)	m^2 (100 m)	m^3 (1 km)	m^4 (10 km)	m^5 (100 km)	m^6 (1,000 km)	m^7 (10,000 km)
Areal ice flow	Eminence	Streamlined	← Whaleback → ← spur → ← Rock drumlin →								Landscape of Areal Scouring ↓	
		Part-streamlined	← Roche moutonnée → ← Flyggberg →									
	Depression	Streamlined	← Striae → ← Groove → ← P-form →									
		Part-streamlined	← Rock basin →									
Linear flow in rock channel	Depression	Streamlined	← Trough →								Landscape of Ice Sheet Linear Erosion	
Interaction of glacial and periglacial	Depression		← Alpine trough → ← Cirque →								Valley glacier landscape	
	Eminence		Residual summit or horn ← horn →								Nunatak landscape	

- a) jään laaja-alaisen virtauksen tuottamat muodot

positiiviset muodot

- **'whaleback' muodot:** kauttaaltaan pyöristäneitä kalliokohoumia, pituusakseli kymmenestä muutamaan sataan metriin, korkeus alle metristä kymmeneen metriin, hieman pitkänomaisia, pintojen kaltevuus voi olla jopa 40°, syntyvät yleisimmin kiteiseen kallioperään (graniitti, gneissi)
- **kalliodrumliinit** (rock drumlins; Linton, 1963): virtaviivaisia drumliinien muotoisia seläniteitä, pituusakseli kymmenistä metreistä muutamiin kilometreihin (pit/lev. ≈ 2/1-4/1; korkeus 5-50m), esiintyvät drumliinikenttien yhteydessä

- joissain tapauksissa kalliodrumliinit ovat muodostuneet kestävästä kivilajeista; esim. Skotlannissa (the Sound of Jura) kalliodrumliinit kvartsiittia ympärillä liuskeita, toisaalta kalliodrumliineja esiintyvä alueilla, joissa jäävirtaukset konvergoivat (Islanti)
- 'tapered spurs and interfluves' (Linton, 1962; Clayton, 1965) suuria virtaviivaisia alustan muotoja, joilla yhteys glasiaalieroosiin
- mm. Skotlannissa 10 km pitkiä jaksoja, joissa hiekkakivi ja liuskeet esiintyvät suojasivuilla ja kulutusta kestävämmät kivilajit vastasivuilla
- '**roches moutonnée**' (**silokalliot**): asymmetrisiä kohoumia, eri kokoisia, liittyvät läheisesti kallioperän juoni- ja siirrosvyöhykkeisiin kiteisessä kallioperässä
- '**flyggberg**': epäsymmetriset kohoumat, esim. Västerbotten, 1-3 km, 100-350 m korkeita erillisiä kallioita (fig. 30)

negatiiviset muodot

- **uurteet, sirppimurrokset, pirstalekaarteet**



Silokalliomuoto



Sirppimurroksia ja uurteita

- **kourut:** voivat olla jopa 12 km pitkiä, 100 m leveitä ja 30 m syviä (Mackenzie laakso, Kanada), yleisesti kertaluokkaa pienempiä



Jäätikön kuluttama kouru.

- **kallioaltaat** (rock basins): muutamista metreistä useisiin satoihin kilometeihin ovat ainakin osittain tulosta jään eroosiosta
- altaat ovat usein varsin pitkiä mutta matalia (Minnesota, Rove Area, järvet; pit. 1.5 -13 km / syv. keskim. 30 m)
- altailla selvä yhteys alueen kallioperään ja sen heikkousvyöhykkeisiin mutta myös jään liikesuuntaan
- Brochu (1954): suurimmat järvet (i.e. kallioaltaat) esiintyvät seuraavassa järjestyksessä: dolomiitti-liuske-andesiitti, ryoliitti, basaltti-graniitti-gabro

- kallioaltaiden erikoisluokkana voidaan pitää altaita, jotka sijaitsevat kiteisen kallioperän ja nuorempien kerrostumien reunalla (mm. Great Lake Distric, Suuri Karhujärvi, Suuri Orjajärvi, Itämeri)

- virtaviivaisia eroosionmuotoja aiheuttaa pääasiassa abraasio ja jossain määrin myös kallioperän murrostuminen (louhiminen)

- alustan virtaviivaisia eroosionmuotoja syntyy parhaiten lämpimillä jäätiköillä, missä jäätikön pohjaosien debris uusiutuu tehokkaasti - enhanced basal creep

- roches moutonnée - vastasivu abraasio, suojasivu louhiminen (freeze and thaw + murrostuminen)

- kallioaltaat (rock basins) - louhiminen (altaat liittyvät kallioperän heikkousvyöhykkeisiin)
 - abraasio (altaiden kohdalla paksumpi jää joten louhiminen ei mahdollista)

- b) ruuhilaaksot - jäätikön vitaus uomissa
 - sekä laaksojäätiköillä että mannerjäätiköiden ja lakijäätiköiden alueella esiintyy ehkä selvimpinä eroosionmuotoina U-eli ruuhilaaksot
 - kolme päätyyppiä: Alpine troughs, Icelandic troughs, trough valley

- c) periglasiaalisten prosessien ja jäätikön aiheuttamat muodot
 - onsilot (glacial cirque) - takaseinällä pakkasrapautuminen (freeze and thaw) + glasiaalieroosio

d) jäätikön sulavesien aiheuttamat muodot

- glasifluviaalisia eroosionmuotoja on tutkittu sangen vähän ja niiden luokittelu on suhteellisen vaikeaa
- on kuitenkin selvää, että subglasiaaliset 'joet' aiheuttavat kulutusta alustallaan samoin kuin normaalit joet
- lisäksi on huomattava, että subglasiaalisten jokien sedimenttikuorma ja virtausnopeus on erittäin suuri
- alueellisista kulutusmuodoista (< 20 m) voi mainita lukuisat painanteet ja sileät kaliopinnat (horisontaaliset ja vertikaaliset) ns. **p-muodot (plastiset muodot)**; esim. Sichelwannen (sirppimäiset murrokset kiteisessä kallioperässä), hiidenkirnut
- lineaariset kulutusmuodot; jään kulkusuuntaiset uomat, marginaaliset ja submarginaaliset uomat (yhdensuuntaisia jään reunan kanssa)

3. JÄÄTIKÖN KERROSTAMAT SEDIMENTIT

- jäätikön välitön kerrostumistuote on moreeni (till), jäätikköympäristössä kerrostuu myös muita glasigeenisia sedimenttejä (diamikton, hiekka, sora, siltti, savi) mm. sulavesien, massaliikuntojen yms. seurauksena
- moreeneja (till) kerrostavat prosessit:

a) lodgement prosessi

- yksinkertaisimmillaan lodgement käsittää jään pohjaosien painesulamisen aktiivisesti liikkuvan jään pohjalla, minkä seurauksena pohjajäällä olevat partikkelit vapautuvat ja 'liisteröityvät' alustalleen
- toisaalta jään pohjan nopeus voi asteittain hidastua (esim. debrispitoisuuden kasvusta johtuen), joka johtaa hiertoon pohjajään eri kerrosten välillä aiheuttaen debriin asteittaisen kerrostumisen alustalleen
- lodgement prosessin tuote on lodgement moreeni (lodgement till)
- lodgement voi tapahtua kaikkialla virtaavan jään pohjalla mutta varsinkin lämpimipohjaisilla jäätiköillä (jäätikön lämpimipohjaisilla vyöhykkeillä) tilanteessa, jossa jäätikkö menettää asteittain eroosiokapasiteettiaan

- lodgement liittyy yleisesti jäätikön vetäytymisvaiheeseen mutta on todisteita , että esim. suuri osa Myöhäis-Wisconsinin lodgement moreenista Ohiossa olisi kerrostunut Laurentinin mannerjään etenemisvaiheessa (Goldthwait, 1958)
- lodgement moreenia voi syntyä jopa 20 mm/v jopa stagnanteilla jäätikön osilla (geoterminen lämpö) ja jäätikön liikkeen tuloksena 20-40 mm/v
- on laskettu, että lämminpohjaisilla vyöhykkeillä Grönlannissa ja Antarktiksella lodgement moreenia voisi syntyä 6 m/ 100 v.
- Huippuvuoret, Boulton (1970, 1971, 1972): lodgement moreenin kerrostuminen silokallioiden vastasivulle (painesulamien), pohjaosien hierto aiheutti < 0.5 cm paksuisten debriskerrostojen suoran kerrostumisen alustalleen ja jo aiemmin kerrostuneen lodgement moreenin päälle

- erityisesti subglasiaalisissa vyöhykkeissä, joissa on vallalla nettosulaminen (basal melting) pohjakuorma konsentraatio kasvaa ja tapahtuu lodgement moreenin tehokasta kerrostumista
- näissä olosuhteissa lodgement prosessille on suotuisaa jos alusta on epätasainen tai jäätikön paksuus on suuri, sillä tällöin hierto alustan ja debriin välillä kasvaa mikä puolestaan edistää lodgement moreenin syntyä
- toisaalta jos pohjansulaminen on liian tehokasta muodostuu paljon vettä ja jään pohjan ja alustan välinen tehokas paine pienenee, mikä puolestaan vähentää hiertoa alustan ja debrispitoisen pohjajään välillä eli estää lodgement moreenin syntyä

b) subglasiaalinen debrivirtaus (subglacial flowage, lee side cavity deposition)

- Gripp (1929), Huippuvuoret - englasiaaliset moreeniraidat - vesipitoinen debris (moreeni) puristunut pohjan railoihin
- materiaalin puristuminen pohjan railoihin deglasiaatio tilanteessa (Andrews and Smithson, 1966; Hoppe, 1952; Elson, 1969; Price, 1970)
- Mickelson (1971) havainnot Plateau jäätiköllä Alaskassa tukevat puristumisteoriaa

- depriskuorma etsiytyy alustan paineminimikohtiin (alustan topografiset painanteet)
- Boulton (1971, 1972, 1987); lämminpohjaisen jään alla voi esiintyä huomattavia määriä vesipitoista, korkean huokosvesipaineen omaavaa debristä
- Allen *et al.* (1987), Blakenship *et al.* (1987): Ice Sream B, West Antarctica- 2-13 m paksu (keskim. 8 m) debriskerros jään alla, huokoisuus ≈ 0.4 , veden kyllästämä, huokosveden paine vain n. 50 kPa vähemmän kuin glasiostaattinen paine (9000 kPa)
- vesipitoinen, korkean huokosvesipaineen alainen debris deformaatioituu tehokkaasti ja viimeinen kerrostuessaan muodostaa ns. deformaatiomoreenia (deformation till)

c) pusku ja uudelleenkerrostuminen

- jäätikön reunaosat voivat olla hyvin aktiivisia ja edetessään jäätikkö voi deformoida ja ottaa uudelleen kuljetukseen jo kerrostunutta materiaalia
- tuloksena puskumoreenit (maaperämuoto), jotka sisältävät myös deformaatiomoreenia (deformation till)

d) melt-out prosessit

- stagnantin jään rauhallisen sulamisen kautta debris laskeutuu alustalleen melt-out moreeniksi
- melt-out prosessin tuloksena sub-, en-, ja supraglasiaalinen debris vapautuu moreeniksi
- melt-out moreenin synnyn edellytyksena on jään korkea debrispitoisuus, joka voi syntyä esim. olosuhteissa, joissa pohjajääkerrosten regelaatio on tehokasta tai missä kompressiivinen virtaus 'evakuoi' kivimateriaalia en- ja supraglasiaaliseseen asemaan (kylmäpohjainen jäätikkö)

e) flow prosessit

- moreeniaines, joka on vapautunut tai vapautumassa jäädä joutuu yleensä massavirtauksiin (plastinen -, semiplastinen virtaus ja ryömiminen (down slope creep)-Boulton (1971)) ja kerrostuessaan muodostuu ns. flow-moreenia

4. JÄÄTIKÖN KERROSTAMAT MAAPERÄMUODOT

- suurin osa jäätikön kerrostamista maaperämuodoista on moreeneja (moraine i.e. morfologisia muotoja)

- hyvin harva moreenimuoto on rakentunut pelkästään moreeniaineksesta (till)
- esim. drumliinit, päätemoreenit, subglasiaaliset moreenivallit, kumpumoreenit etc.
- moreenimuodoista on lukuisa määrä luokituksia (esim. Okko, 1955; Donner, 1978)
- Sugden and John (1983) perustaa luokituksensa Prestin (1968) luokitukseen mikä on yksinkertaisuudessaan erittäin käyttökelpoinen

Table 12.1 Classification of morainic forms (modified after Prest, 1968)

Linear features		Non-linear features
Parallel to ice flow (controlled deposition)	Transverse to ice flow (controlled deposition)	Lacking consistent orientation (controlled or uncontrolled deposition)
Subglacial forms with streamlining: (a) Fluted and drumlinized ground-moraine (b) Drumlins and drumlinoid ridges (c) Crag and tail ridges	Subglacial forms: (a) Rogen or ribbed moraine (b) De Geer or washboard moraine (c) Kalixpinnmo hills (d) Subglacial thrust moraines (e) Sublacustrine moraines	Subglacial forms: (a) Low-relief ground moraine (b) Hummocky ground moraine
Ice-pressed forms: longitudinal squeezed ridges	Ice-pressed forms: minor transverse squeezed ridges and corrugated moraine	Ice-pressed forms: random or rectilinear squeezed ridges
Ice marginal forms: lateral and medial moraines, some interlobate and kame moraines	Ice front forms: (a) End moraines (b) Push moraines (c) Ice thrust/shear moraines (d) Some kame and delta moraines	Ice surface forms: (a) Disintegration moraine (controlled) (b) Disintegration moraine (uncontrolled)

a) Jäätikön liikkeen suuntaiset moreenimuodot

1) subglasiaalisesti syntyneet virtaviivaiset kerrostumismuodot

- kaikki virtaviivaiset moreenit eivät todennäköisimmin ole kerrostumismuotoja (Prest, 1968; 'fluted ground moraine where the ridge crests are at the same level as the adjacent ground moraine')
- flutings (vakopinnat) - dimensioiltaan vaihtelevia (pienet vakopinnat jopa useiden satojen metrien tai noin kilometrin pituisia mutta vain muutaman metrin korkuisia; mega-flutes aina 20 km pitkiä, 100 m leveitä, 25 m korkeita esim. Montana, Quebec, Alberta)

Vakopinta (fluting)

- yleisesti ajatellaan että pienet vakopinnat (flutings) syntyvät ainakin jään reunaosissa siten, että veden kyllästämä kiviaines puristuu joko jään pohjan railoihin tai lohkkareiden suojapuolen onkaloihin
- toisaalta Boulton (1971) esittää, että vakopinnat, jotka ovat lodgement moreenia ovat syntyneet jäätyvätkä partikkeleiden liikkeestä painegradientien mukaisesti paineminimi kohtiin i.e. lohkkareiden suoja ja vastasivuille

- drumliinit - virtaviivaisia maaperämuotoja, jotka esiintyvät etenkin alueilla, jotka ovat olleet mannerjäätikkön peitossa
- drumliineja voi esiintyä myös laaksojäätikköiden alueilla kun laaksot ovat dimensioiltaan suuria (leveitä)
- drumliinien syntymekanismia on tutkittu intensiivisesti mutta yhtenäistä syntyteoriaa ei ole pystytty löytämään
- mm. Boulton (1970, 1971) esittää, että kun jään pohja on painesulamispisteessä tapahtuu kiviaineksen rikastumista pohjajäädästä alustan kohoumien ympärille. Partikkelit kerrostuvat puolestaan drumliinien (kohoumien) sivuille lodgement moreeniksi (drumlinoidit)
- drumliineissa, varsinkin niiden distaaliosissa on yleensä lajittuneita osueita
- jäätikön liikkeen suuntaisista moreenimuodoista voi mainita myös keskimoreenit (medial moraines) ja lateraalimoreenit (lateral moraines), crag and tail (virtaviivainen moreenihäntä)

b) Moreenimuodostumat, joiden pituusakseli on jään liikkeeseen nähden kohtisuorassa

- sekä subglasiaalisia että jään reunan eteen syntyneitä maaperämuotoja
- akateeminen debatti poikittaisten moreenimuotojen synnystä on keskittynyt lähinnä siihen, ovatko nämä muodot syntyneet jään reunavyöhykkeessä vai jäätikön sisemmissä osissa
- poikittaisille moreenimuodoille on annettu lukuisia nimiä, joita voidaan nimittää ns. ribbed moraine ryhmäksi; tunnetuin Rogen moreeni
- Rogen moreenivallit ovat usein kaarevia ja vallien kärjet osoittavat jäätikön menosuuntaan, aines moreenia
- Rogen moreenivallit ovat muutaman sadan metrin pituisia ja alle kymmenen metriä korkeita (Quebec: h=10-30m; l=1km) ja esiintyvät sarjoina 100-300 m välein
- Rogen moreenit esiintyvät yleensä laaksoissa (fig. 44) ja niiden aines on moreenia
- Rogen moreenien synty edellyttää aktiivisesti virtaavaa ja sulapohjaista jäätikköä ja Rogen moreenikentät voivat syntyä tilanteessa, jossa jään pohjaosien jännityskenttä vaihtelee ekstensiosta kompressioon
- Rogen moreenin synnyn aiheuttajana voi olla esim. lämminpohjaisen ja kylmähajaisen jäätikön vaihtumisvyöhyke
- vaihtelut voivat myös aiheutua normaalista puristusjännityksestä lämminpohjaisella jäätiköllä etenkin jään reunaosissa

- näissä tilanteissa jään kompressiivinen virtaus suuntautuu pohjajäätä ylöspäin, tapahtuu painesulamista, lodgement ilmiötä ja poikittaiset selänteet alkavat akkumuloitua

- De Geer moreeneja esiintyy alueilla, missä jäätikön reuna päättyy veteen
- dimensioiltaan ne ovat paljon vaatimattomampia kuin Rogen moreenit, esiintyvät myös parvissa
- yleensä jyrkkärinteisiä sisältäen moreenia ja lajittuneita kerroksia, joissain tapauksissa lajittunut aines on hallitseva komponentti
- 'todelliset' De Geer moreenit ovat todennäköisimmin syntyneet pohjastaan kiinni olevan jään alla suhteellisen syvässä vedessä

- Rogen ja De Geer moreenien ohella on lukuisia poikittaisia moreenimuotoja, joiden synty tapa vaihtelee suuresti (mm. pseudo päätmoreenit)

- poikittaiset moreenimuodot voivat siis syntyä pohjastaan kiinni olevan jään alla, jään hiertopintojen alueelle kompressiivisen virtauksen tuloksena tai siten, että vesipitoinen debris puristuu jään alla pitkittäisiin railoihin

- poikittaisia moreenimuotoja voi syntyä myös supraglasiaalisesta aineksestä stagnantin jään alueella

- jään reunan eteen syntyneet poikittaiset muodostumat
- päätmoreenit (tai reunamoreenit) ovat poikittaisia moreeniselänteitä, jotka ovat syntyneet jään reunavyöhykkeessä
- dimensioiltaan vaihtelevia (jotkut jopa 200 m korkeita, useita kymmeniä km pitkiä; toisaalta esim. Holoseenin aikana muodostuneet päätmoreenit Islannissa ja Norjassa ovat vaatimattomampia mutta paikallisesti merkittäviä)
- suuret päätmoreenit kuvastavat alueellista jään reunan asemaa

- päätmoreenien aines vaihtelee suuresti (aines saattaa olla pelkästään moreenia tai toisaalta lajittunutta ainesta ja moreenia)

- kun jäätikön reuna päättyy veteen syntyy alkiodeltoja ja deltoja joiden proksimaaliosissa esiintyy moreenia (till) ja distaaliosissa dimiktoneja mutta valtaosa aineksesta on lajittunutta (kts. alla)
- laajoja yhtenäisiä reunamuodostumien osia (esim. osia Salpausselistä) voidaan kutsua reunamoreeneiksi (t. päätemoreeneiksi); toisaalta tietyt osat esim. Salpausselkiä ovat kerrostuneet suhteellisen kauas ns. jäätikön 'grounding line'-alueesta
- reunamoreenit (t. päätemoreenit) syntyvät jäätikön reunalla monien prosessien yhteisvaikutuksesta
- jäätikön reunalla kompressiivinen virtaus- hiertopinnat- aineksen kasautuminen; voimakas kompressiivinen virtaus- supraglasiaalista materiaalia -putoaminen reunan eteen; jään reunan pienikin oskillointi (push moraine); sulavesitoiminta
- moreeniaines päätemoreeneissa saattaa siis sisältää lodgement, melt-out ja flow tyyppisiä moreeneita ja lajittunutta ainesta
- pienet päätemoreenit esim. Fjällsjökullin alueella Islannissa syntyneet todennäköisimmin vesipitoisen moreenin puristuessa jäätikön alta sen reunan eteen
- shear-moraines (hierto moreenit)- debris jäätikön päälle hiertopintoja pitkin tai regelaation avulla - stagnantin jään sulaessa poikittaiset moreenivallit

c) Suuntautumattomat moreenimuodostumat (kumpumoreenit)

subglasiaalisesti syntyneet kummut

- vaihtelevia dimensioiltaan, yleensä suhteellisen vaatimattomia kumpuja ja kohoumia
- aines pohjamoreenia (lodgement, basal melt-out)
- kaikkien kasaantumismuotojen syntyä ei tunneta; luultavimmin aktiivisen jään alla tai alaosissa aines kulkeutuu paineminimikohtiin l. pohjan railoihin, sulaveden hylkäämiin onkaloihin etc.

varsinaiset kuolleen jään kumpumoreenit

- kaoottinen kumpu/kuoppa maasto, joissa aineksen paksuus saattaa olla parhaimmillaan useita kymmeniä metrejä
- aines kummuissa on pääasiassa eri tyyppistä ablaatiomoreenia mutta lajittuneuta kerroksia esiintyy itse kummuissa ja niiden lähetyvillä
- kumpumoreenit syntyvät stagnantin jään sulaessa alustalleen (kulleen jään muodostumat)

- kumpumoreeneja esiintyy supra-akvaattisella alueella tai lähellä korkeimman rannan tasoa, niitä esiintyy myös glasifluviaalisten muodostumien välittömässä läheisyydessä

d) Glasifluviaaliset kerrostumat

- pitkittäisharjut, kamekummut, alkiodeltat ja deltat
- debrisin alkuperä 1) alustalta (erosio) 2) debris virtauksen mukaan jo kerrostuneesta materiaalista 3) debris jäästä 4) debris periglasiaalisesta ympäristöstä
- glasiofluviaaliset maaperämuodot kts. taulukko
- tärkeimmät muodostumat pitkittäisharjut ja alkio- sekä varsinaiset deltat
- kames maasto syntyy lähelle jäätikön reunaa (suuntautuneita lajittuneita muotoja)
- kames-terassi - laaksojen reunaterassi
- laaksoharjut (valley eskers) - syntyvät kuolleen jään alueella, niiden muodostumista kontrolloi paikallinen topografia, sijaitsevat yleensä laaksojen reunoilla
- jäätikön reunoilla syntyy railon täytteitä (osin subglasiaalisia, osin avoimia railoja), sekä pitkittäisiä että poikittaisia jään yleiseen liikesuuntaan nähden

Glasiolakustrinen ympäristö

- altaan vesi on yleensä vyöhykkeistä joko It:stä johtuen tai It:stä ja suspensiosta johtuen
- kun vesi+sedimentti saapuu vyöhykkeiseen veteen tiheysero veden+sedimentin ja altaan veden välillä ratkaisee tavan, jolla nämä kaksi ainetta sekoittuvat toisiinsa
- raskaat painuvat ensin pohjaan tunnelin tai jokisuun eteen – alkiodelta tai delta
- suspensiossa oleva materiaali kulkeutuu kauemmas (back water zone beyond the delta front) ja syntyy rytmiittejä ja lustosavia

- glasimariinisessa ympäristössä suolapitoista vettä → karkea aines tunnelin tai joen suulle → suuri osa sedimentistä nousee ylös ns. turbulentissa suihkuvirtauksessa → leviää overflow-interflow mekanismilla ja kerrostuu altaaseen
- syntyy rytmiteitä (ns. cyclopsams (sand-silty clay couplets) ja cyclopels (silt-silty clay couplets)) ja massiivista silttiä ja savea