

MAANKOHOAMISEN, RANNANSIIRTYMISEN JA ITÄMEREN VAIHEIDEN TUTKIMINEN SUO- JA JÄRVIKERROSTUMIEN PERUSTEELLA

LAND UPLIFT, SHORE-LINE DISPLACEMENT AND STAGES OF THE BALTIC SEA, AS INTERPRETED FROM PEATLAND AND LAKE-SEDIMENT LAYERS

MAANKOHOAMINEN JA SIIHEN LIITTYVÄT ILMIÖT

Stratigrafisen tutkimuksen avulla pyritään selvittämään maan kerrostumien järjestystä, ikäsuhteita ja yhteenkuuluvuutta sekä tätä tietä maapallon geologista historiaa. Suomessa kvartaaristratigrafinen tutkimus keskittyy pääasiassa jääkauden loppuvaiheessa ja sen jälkeen syntyneiden kerrostumien tutkimiseen. Tämän nuoria sedimenttejä tutkivan tieteenhaaran keskeisenä tavoitteena on aikaisempien ilmastolisten ja kasvillisuudenhistoriallisten vaiheiden selvittäminen. Fennoskandiassa on tärkeä tutkimuskohde myös maankohoamisilmiö ja siihen liittyvät tapahtumat. Aikaisempaa maankohoamista (koko jääkauden jälkeisenä aikana) voidaan seurata niillä alueilla, missä maa joutui jäätikön häviämisen eli deglasiation aikaan veden peittoon. Kvartaarigeologian menetelmin voidaan muinaiset rantapinnat ajoittaa. Näin saadaan selville, kuinka kauan sitten merenpinta oli esim. 100 m nykyisen merenpinnan yläpuolella jollain alueella. Kun tiedetään tai oletetaan tunnetuksi silloisen ja nykyisen merenpinnan korkeusero ja ajoitusten avulla tiedetään rantapintojen ikäero, voidaan tehdä arvioita maankohoamisen nopeudesta. Lisäksi suuresta osasta Suomea tunnetaan nykyisen maankohoamisen nopeus, joten maankohoamisen nykyarvoja voidaan käyttää vertailukohtana (kts. esim. Kääriäinen 1953, 1966, Eronen 1974 s. 94).

Laskettaessa maankohoamisen arvoja muinaisten rantapintojen perusteella on aina otettava huomioon myös vedenpinnan korkeuden vaihtelut. Varsin suuri merkitys on tässä suhteessa valtameren pinnan eustaattisella kohoamisella jääkauden päättymisen jälkeen. Viimeisen jääkauden aikana valtameren pinta oli noin 100 m nykyisen merenpinnan alapuolella (Flint 1971 s. 6—7). Jääkauden loppuvaiheessa merenpinta jäätiköiden sulamisen johdosta nopeasti kohosi. Noin 6000—5000 vuotta sitten merenpinta oli kohonnut lähelle nykyistä tasoa. Merenpinnan korkeusvaihteluista ei kuitenkaan olla toistaiseksi aivan yhtä mieltä. Merenpinnan vaihteluja kuvaavia ns. eustaattisia käyriä on esitetty kovin suuri määrä (kts. Eronen 1974 s. 98—99). Maankohoamisen suuruuden ja aikaisemman nopeuden arviointi riippuu jossain määrin siitä, mikä eustaattinen käyrä otetaan lähtökohdaksi. Yleisenä toteamuksena voidaan kuitenkin sanoa, että maankohoaminen oli heti deglasiation jälkeen hyvin nopeaa. Postglasiaaliajan alussa maankohoamisen nopeus hidastui voimakkaasti. Myöhemmin maankohoaminen on jatkunut tasaisempaan hidastuen kuitenkin vähitellen koko ajan.

Maankohoaminen on koko jääkauden jälkeisen ajan ollut nopeinta Perämeren ympäristössä. Kaakkois-Suomessa on maankohoaminen ollut siihen verrattuna aika hidasta. Eri nopeudella tapahtuneesta maankohoamisesta johtuen muinaiset rantapinnat ovat kallistuneet. «Kallistumisakseli» kulkee Etelä- ja Keski-Suomessa suunnilleen luoteesta kaakkoon. (kts. Donner

1969). Maan kallistumisen suunta on kuitenkin voinut postglasiaaliaikana jonkin verran muuttua. Maanpinnan kallistuminen on vaikuttanut voimakkaasti Suomen suurten järvien kehitykseen. Tähän asiaan palataan kuitenkin tarkemmin kirjoituksen lopussa.

«Hidas» maankohoaminen Suomen kaakkoisosissa on johtanut siihen, että kaksi kertaa vesi on väliaikaisesti peittänyt uudelleen jo kerran vedestä paljastuneita maita. Ensimmäisen kerran tämä tapahtui Itämeren Ancyclusjärvi-vaiheen aikana ja toisen kerran Litorinameri-vaiheen aikana.

ITÄMEREN KEHITYKSEN PÄÄPIIRTEET

Noin 12000 vuotta sitten lähes koko Itämeren allas ja koko Suomen alue olivat jään peitossa. Noin 11000 vuotta sitten mannerjäätikön reuna oli vetäytynyt Salpausselkien vyöhykkeelle, missä se pysytteli melkein paikallaan useita satoja vuosia. Salpausselkävaihe vastaa Balttilaista jääjärveä Itämeren kehityksessä. Noin 10200 vuotta sitten jään reuna oli jo lähtenyt vetäytymään pohjoiseen Toiselta Salpausselältä. Samaan aikaan se oli alkanut vetäytyä pohjoiseen myös Billingenin vuoren kohdalla Keski-Ruotsissa. Tällöin paljastui jään alta alavia maita. Merenpinnan yläpuolelle patoutunut jääjärvi purkautui uutta uomaa pitkin ja laski nopeasti valtameren tasoon. Keski-Ruotsiin muodostui lyhyessä ajassa leveä salmi, joka yhdisti silloisen Itämeren altaan ja valtameren. Itämeren altaaseen tunkeutui suolapitoista merivettä. Alkoi vaihe, joka on tunnettu nimellä Yoldiameri. (Kartat Itämeren vanhimmista kehitysvaiheista, kts. Hyvärinen 1975).

Yoldiameri on kuitenkin jossain mielessä harhaanjohtava termi. Varsinainen meri ei tuolloin ollut kysymyksessä. Salmiyhteys kapeni voimakkaan maankohoamisen johdosta nopeasti. Samaan aikaan tuli pieneneviltä jäätiköiltä runsaasti sulavesiä. Selvästi suolaista merivettä oli vain lyhyen aikaa Itämeren altaan eteläosissa. Monissa yhteyksissä on suositeltavaa käyttää Yoldiameri -nimityksen sijasta termiä Yoldia-vaihe (Eronen 1974).

Noin 9500 vuotta sitten salmiyhteys Keski-Ruotsin (Närken maakunnan) kautta katkesi, koska alue kohosi kuiville. Aikaisemman käsityksen mukaan entisen salmen kohdalle syntyi putous, jonka kautta Itämeren altaan vedet laskivat valtameriin. Vedet kynnynsä itäpuolella nimittäin pa-

toutuivat salmiyhteyden katkeamisen jälkeen valtameren pinnan yläpuolelle. Tätä suurjärvivaihetta Itämeren historiassa nimitetään Ancyclusjärveksi. Uusimmat Ruotsissa tehdyt tutkimukset osoittavat kuitenkin, että oletetun lasku-uoman kohdalla ei ole voinut olla putousta (Freden 1975). Maa ilmeisesti kohosi Närken alueella tuohon aikaan niin nopeasti, että rantaviiva aleni koko ajan eikä alueen matalimmasta kohdasta tullut säätelevää kynnystä. Närken salmen kuivuttua Itämeren allas ilmeisesti jäi joksikin aikaa ilman lasku-uomaa. Tämä tietenkin aiheutti valtavan tulvan Itämeren altaan eteläosissa, missä maankohoaminen oli vähäistä. Vedenpinnan nousu tuntui myös Kaakkois-Suomessa, missä tapahtui ns. Ancylostansgressio. Kaakkois-Suomessa vedenpinta kohosi ilmeisesti alle 10 m. Itämeren altaan eteläosissa nousu lienee ollut 50 m:n luokkaa. Vedenpinnan kohoamisen seurauksena oli uuden lasku-uoman puhkeaminen Juutinrauman kautta noin 9000 BP. Lasku-uoman puhkeamisen jälkeen vedenpinta Itämeren altaassa aleni nopeasti. Tätä tapahtumaa kutsutaan Ancylostansgressioksi. Ancyclusjärvi laski Juutinrauman kautta, kunnes kohoava valtameren pinta nousi Tanskan salmien tasolle. Itämeren allas joutui jälleen valtameren pinnan tasoon. Nyt alkoi valtameren eustaattinen nousu taas kohottaa Itämeren altaan vedenpintaa. Suolaista merivettä alkoi myös virrata makeavetiseen suurjärveen. Suolapitoisuus pysytteli kuitenkin pintavesissä pitkään varsin alhaisena. Vähäsuolaista vaihetta Ancyclusjärven ja Litorinameren välissä kutsutaan Mastogloia-vaiheeksi. Tämän vaiheen alku sattuu Itämeren altaan eteläosissa lähelle 8500 BP. Vaihe päättyy Litorinameri-vaiheen alkaessa noin 7500 BP Itämeren eteläosissa ja noin 7000 BP pohjoisosassa. Litorinameren alkuna pidetään sitä, kun Itämeren altaan vesi muuttui melko yhtäkkisesti selvästi suolaiseksi murtovedeksi. Tämä muutos näyttää kuitenkin olevan jossain määrin metakroninen eli erikäinen (kts. Eronen 1974).

Transgressiota tapahtui Itämeren altaassa ilmeisesti jo Mastogloia-vaiheen aikana. Lämpökauden alkupuolella tapahtunut transgressio kuitenkin tunnetaan nimenomaan Litorinatransgressiona. Merenpinta kohosi eustaattisen nousun johdosta melko nopeasti noin 6000 BP saakka. Kaakkois-Suomessa joutui jälleen vedestä paljastuneita maita veden peittoon. Litorinatransgres-

sio tapahtui kuitenkin paljon alemmalla tasolla kuin *Ancylustransgressio*. Litorinansgressio ulottui maantieteellisesti noin Helsingin—Espoon seudulle saakka. Tästä alueesta länteen maankohoaminen oli niin nopeaa, että rannansiirtyminen oli koko ajan regressiivistä (Eronen 1974).

Litorinameren alkuvaiheiden jälkeen Itämeren kehityksessä ei ole tapahtunut suuria muutoksia. Vedenpinta on rannikoillamme maankohoamisen johdosta selvästi alentunut ja veden suolapitoisuus on Tanskan salmien kaventumisen tai madaltumisen seurauksena jonkin verran alentunut.

On pantava merkille, että aikaväliin noin 10200—7000 BP Suomen luonnon kehityksessä mahtuu runsaasti olosuhteita voimakkaasti muuttavia tapahtumia. Tänä aikana Fennoskandian peittänyt mannerjäätikkö suli lopullisesti. Itämeren historiassa tapahtui Balttilaisen jääjärven lasku, valtameriyhteyden syntyminen Yoldia-vaiheen aikana, *Ancylusjärven* synty ja sen aikaiset vedenpinnan vaihtelut, Mastogloia-vaiheen aikana uuden valtameriyhteyden muodostuminen sekä vielä Litorinameri-vaiheen alkaminen. Pian jääkauden jälkeen tapahtui siis melko paljon geologisesti lyhyessä ajassa. Viimeisten 7000 vuoden aikana olosuhteet ovat olleet siihen verrattuna rauhalliset.

RANNANSIIRTYMISTUTKIMUKSET JA C¹⁴-MENETELMÄ

Nykyisin saavutetaan tärkeimmät tulokset rannansiirtymistutkimuksissa suo- ja järvikerrostumiin perustuvasta aineistosta. Aikaisemmin olivat rannansiirtymistutkimuksissa tärkeällä sijalla rantamorfologiset havainnot. Etsittiin eri korkeuksilta maastosta muinaisrantoja: rantavalleja, rantatörmä, rantatasanteita. Nykyisen käsityksen mukaan muinaisrantoja on syntynyt kaikkiin sellaisiin paikkoihin, missä maaperä ja ekspositio ovat suoneet niiden synnylle edellytykset. Ne eivät siis sinänsä edusta mitään tiettyä vaihetta tai pysähdystä rannansiirtymisessä.

Stratigrafisten tutkimusten merkittävyyttä on lisännyt ennen muuta radiohiilimenetelmän keksiminen ja ottaminen yleiseen käyttöön kvartaarigeologian alalla. Tämä amerikkalaisen W. F. Libbyn kehittämä ajoitusmenetelmä mahdollistaa absoluuttiset iänmääritykset (orgaanista hiiltä sisältävistä) sedimenteistä. C¹⁴-menetelmään liittyy tosin eräitä epävarmuustekijöitä ja virhelähteitä. C¹⁴-vuodet eivät sellaisenaan

vastaa kalenterivuotia, vaan on käytettävä erilaisia korjauksia todellisten ikien saamiseksi. Korjaukset ovat kylläkin monilta osin niin epävarmoja suuruudeltaan, että useimmiten käytetään C¹⁴-ikiä sellaisinaan, koska ajoitustulokset ovat kuitenkin tällä tavoin keskenään vertailukelpoisia. Myös tässä kirjoituksessa esitetyt ajoitustulokset ja aikamäärät ovat korjaamattomia C¹⁴-ikiä.

Joka tapauksessa C¹⁴-menetelmä on suuresti muuttanut Suomen kvartaaritutkimuksen luonnetta. Näytteenottoaikat valitaan ja aineiston käsittely tehdään nykyisin erityisesti C¹⁴-ajoitukset huomioon ottaen. Suokerrostumat ja pienten järvien sedimentit ovat C¹⁴-ajoitukseen sopivia. Näistä kerrostumista voidaan myös tehdä siitepölyanalyysi ja siten yhdistää nämä eri ajoitusmenetelmät toisiinsa.

ITÄMEREN ALTAAN RANNANSIIRTYMISTÄ OSOITTAVIA KERROSSARJOJA

Muutamain esimerkein voidaan nyt tarkastella, millaisesta aineistosta ja millä tavoin aikaisemmin kuvattuja Itämeren altaan kehitystapahtumia on selvitetty. Suurin osa käsiteltävästä aineistosta on Kaakkois-Suomesta, koska siellä ovat nähtävissä edellä mainitut *Ancylus-* ja *Litorinansgressiot* sekä näiden lisäksi järvalueella vielä Saimaan *transgressio*.

Esimerkkinä Yoldia-vaiheessa kuroutuneesta altaasta voidaan mainita Valovirran (1965, s. 51) tutkima Suursuo, joka sijaitsee entisessä Sippolan, nykyisessä Anjalankosken kunnassa. Siitepölyanalyysi osoittaa suon kuroutuneen jo varhain koivuvaiheen alussa. Vuosissa ilmaistuna se tarkoittaa, että suo on kuroutunut Itämeren altaasta pian jälkeen 10000 BP. Allas on aluksi ollut järvenä, johon on kerrostunut liejua. Turpeen kerrostuminen eli soistuminen alkanut paikalla pian lepän yleistymisen jälkeen. Leppä yleistyi Etelä-Suomessa noin 8000 BP (Donner 1971). Suursuon altaan kerran kurouduttua myöhemmät Itämeren vaiheet eivät ole siihen enää yltäneet eli allas on ollut *Ancylustransgression* ulottumattomissa. Suon pinnan korkeus ja samalla kynnyskorkeus on 71,6 m mpy.

Seuraavaksi voidaan tarkastella yksityiskohtaisesti toista esimerkkiä, jossa suo on ensin kuroutunut Yoldia-vaiheen aikana erilleen Itämerestä, mutta on peittynyt *Ancylusjärven transgression* aikana uudelleen veden alle. Kysymyksessä on Hangassuo, joka myös sijaitsee entisessä Sippolan kunnas-

Ancylusjärven transgressio ajoittuu Hangassuossa noin 9300—8900 BP väliseen aikaan. Transgression suuruutta, amplitudia, ei tämän yhden kerrossarjan perusteella voida määrittää. Ottamalla tueksi Hyypän (1937), Valovirran (1965) ja Tynnin (1966) läheisiltä alueilta tekemät tutkimukset voidaan tehdä transgression ulottuvuudesta kohtalaisen tarkkoja arviointeja. Hyypän ja Valovirran aineiston perusteella transgressio ulottui Hangassuon kohdalla ja sen lähi-alueilla noin 45 m:stä vähän alle 50 m:iin (kts. Eronen 1976). Korkein paikka, missä Ancylustransgressio on stratigrafisesti todettu, on Tynnin tutkima Haapasuo Askolassa. Suo sijaitsee 59 m mpy.

Stratigrafisen aineiston perusteella on piirretty kuvan 2 esittämä rannansiirtymiskäyrä. Tähän rannansiirtymiskäyrään on yhdistetty myös Itämeren vaiheiden rajakohdat sekä tärkeimmät siitepölyvyöhykkeiden rajat Kaakkois-Suomessa. Rannansiirtyminen on kuvattu Litorinameren 30 m:n isobaasilla, siis vyöhykkeellä, missä Litorinameren korkein ranta on 30 m nykyisen merenpinnan yläpuolella. Hangassuo sijaitsee melko tarkasti tällä vyöhykkeellä, vaikka se maastollisesti onkin Litorinameren korkeimman rannan yläpuolella.

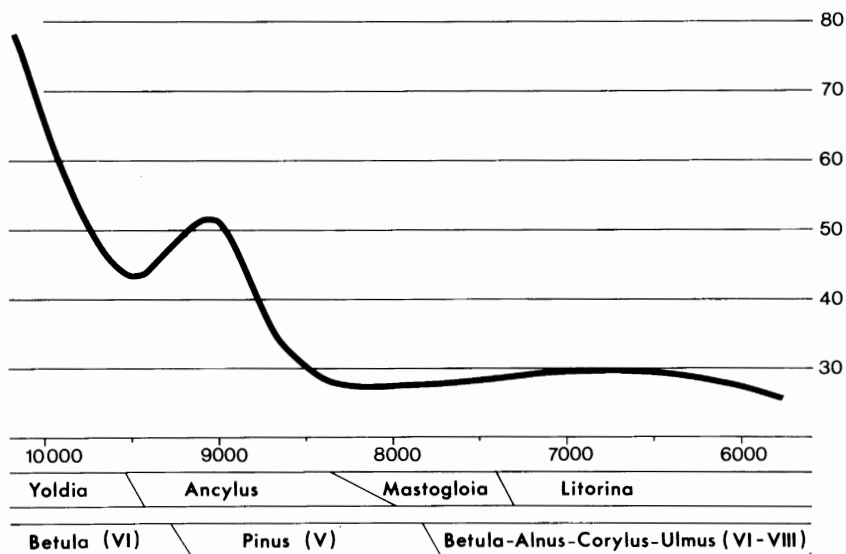
Rannansiirtymiskäyrästä nähdään, että rantaviivan aleneminen pian deglasiation jälkeen oli hyvin nopeaa. Sen jälkeen maankohoamisen nopeus alkoi hidastua. Regression katkaisee välillä kaksi transgressiota, jotka aiheutuvat Itämeren pinnan kahteen otteeseen tapahtuneesta nopeasta noususta. Ylemmällä tasolla on nähtävissä Ancylustransgressio, joka tapahtui noin 9500—9000 BP ulottuen noin 45 m:stä vähän alle 50 m:n tasolle. Tämän jälkeen rantaviiva nopeasti aleni, kunnes se alkoi kohota uudelleen valtameren pinnan eustaattisen nousun johdosta valtameriyhteyden avautumisen jälkeen. Meriyhteys syntyi ehkä noin 8500 BP Tanskan salmien kautta. Litorinameri-vaihe alkoi 7500—7000 BP välillä. C¹⁴-ajoitusten mukaan vaiheen alku sattuu Etelä- ja Lounais-Suomen rannikoilla ajankohtaan 7400—7300 BP (Eronen 1974). Transgressiokerrostumat ovat selvimmän erotettavissa, kun suolapitoinen vesi on peittänyt alleen makean veden (järven) kerrostumia tai suoaltaita. Tämän vuoksi Litorinatransgressio on helposti ja yksiselitteisesti todettavissa. Valtameren pinnan nopea eustaattinen kohoaminen alkoi hidastua vähän ennen 6000 BP. Tällöin alkoi regressio

nopean maankohoamisen alueilla. Siellä, missä maankohoaminen oli hidasta tai sitä ei lainkaan tapahtunut, jatkui transgressio pitempään. Noin 6000—5000 BP välillä valtameren pinnan nousu ilmeisesti päättyi. Tällöin alkoi kaikkialla maankohoamisalueilla yleinen regressio.

Mastogloiatransgressiona alkanut ja Litorinatransgressiona päätynyt vedenpinnan nousu ulottui Hangassuota vastaavalla maankohoamisen isobaasilla ehkä noin 26—27 m:n tasolta 30 m:n tasolle. Litorinameren aikana on otaksuttu tapahtuneen myös useampia kuin yksi transgressio. Tämän kirjoittaja on kuitenkin sitä mieltä, että stratigrafisen aineiston perusteella on erotettavissa vain yksi suuri transgressio. On mahdollista, että tämän transgression «sisällä» esiintyi pientä vedenpinnan heilahtelua, fluktuaatiota, jonka johdosta tietyissä tapauksissa saattaa olla mahdollista erottaa pieniä lyhytaikaisia regressiovaiheita. Stratigrafiset menetelmät eivät kuitenkaan ole riittävän tarkkoja aivan pienten vedenpinnan korkeusvaihtelujen selvittämiseen. Alle puolen metrin suuruusluokkaa olevat vedenkorkeuden vaihtelut ovat usein vaikeita osoittaa luotettavasti. Tulokset ovat tällöin suuressa määrin tulkinnanvaraisia.

Litorinatransgression jälkeen rantaviiva on Suomen rannikolla alentunut melko tasaisesti. Maankohoaminen on jatkunut tasaisesti hidastuen. Myöskään valtameren pinnasta ei ole tapahtunut suuria vaihteluja. Fennoskandiassa tehdyt rannansiirtymistutkimukset viittaavat siihen, että valtameren pinta olisi jääkauden jälkeisellä lämpökaudella kohonnut 3—4 m nykyisen merenpinnan yläpuolelle (Eronen 1974 s. 92—105). Merenpinnan korkeusvaihteluja ei kuitenkaan ole vielä lopullisesti selvitetty. Joka tapauksessa viimeisten 6000—5000 vuoden aikana ei merenpinnan korkeudessa ole tapahtunut niin suuria vaihteluja, että se olisi aiheuttanut pitkäaikaisia pysähdyksiä tai transgressioita Suomen rannikoiden rannansiirtymistapahtumassa.

Edellä on jo käsitelty aika laajasti Litorinameren historiaan liittyviä tapahtumia. On syytä kuitenkin vielä selostaa yksi kerrossarja, jossa on nähtävissä Litorinameren transgressio. Kerrossarja on peräisin Porvoon maalaiskunnassa sijaitsevasta Bastubergin suosta (kts. Eronen 1974, s. 177—178 sekä Supplement, diagrammit 12 A ja B). Tämä suo on itse asiassa vain pieni



Kuva 2. Rannansiirtymiskäyrä Litorina meren 30 m:n isobaasilta Kaakkois-Suomessa. Vaaka-akselilla on esitetty vuodet nykyajasta taaksepäin, Kaakkois-Suomen alueen siitepölyvyöhykkeiden rajakohdat sekä Itämeren vaiheiden muutoskohdat Suomenlahdella. Pystyakselilla olevat numerot tarkoittavat metrejä nykyisen merenpinnan yläpuolella.

Fig. 2. Shore-line displacement curve from the 30 m isobase of the Litorina Sea in SE Finland. On the horizontal axis are shown the years from the present instant backwards in time, the border lines of the pollen zones in SE Finland and the border lines in the stages of the Baltic Sea in the Gulf of Finland. The figures on the vertical axis indicate meters above the present sea level.

suolaikku, joka nykyisin on ojituksen seurauksena metsittynyt. Suon pohjaosissa on kuitenkin säilynyt kerrosjärjestys, joka on Itämeren historian kannalta sangen mielenkiintoinen ja tärkeä. Siitä voidaan nähdä paikan ensin kuroutuneen Itämeren altaasta Ancylusjärven aikana, mutta joutuneen taas Litorinameri-vaiheen alussa Itämeren yhteyteen. Suon pohjalla on ensin savea, jonka yläpuolella on sitten pienen järven liejua. Paikka on siis kuroutumisen jälkeen muuttunut ensin lammeksi. Lampeen kerrostuneen karkean detritusliejun päällä on kuitenkin savinen liejukerros, jossa on runsaasti suolaisen murtoveden piileviä. Tämä kerros on syntynyt Litorinameren transgression seurauksena. Murtovesikerrostuman päältä alkaa välittömästi turve. Paikka on siis heti Litorinamerestä kurouduttuaan soistunut. Radiohiilijoiutuksista on saatu seuraavia tuloksia: altaan kuroutuminen Itämeren yhteydestä 8480 ± 190 BP, karkean detritusliejun kerrostumisen alkaminen 7960 ± 180 BP, Litorinatransgression alku 7250 ± 240 BP, kuroutuminen Litorinamerestä 6230 ± 220 BP, altaan umpeenkasvu 5970 ± 200 BP.

Bastubergin suon kynnyskorkeus on 28,5 m mpy. Litorinatransgressio ulottui altaaseen pian Litorinameri-vaiheen alkamisen jälkeen. Allas oli meren peitossa noin 1000 vuotta, kunnes merenpinnan eustaattinen nousu alkoi pysähtyä ja maankohoaminen nosti altaan vedenpinnan yläpuolelle.

SUOMEN JÄRVIALUEEN RANNANSIIRTYMISISTÄ

Lopuksi tarkastellaan lyhyesti Suomen järviolueen suurten järvien kehitystä. Keski-Suomen «järviplato» kuroutui Itämeren yhteydessä Ancylusjärvi-vaiheen lopulla ehkä noin 8500 vuotta sitten. Vedet virtasivat silloin syntyneistä suurista järvistä aluksi Pohjanlahden suuntaan. Maankohoaminen kallisti kuitenkin aluetta niin, että lasku Pohjanlahteen päin hidastui ja madaltui. Samaan aikaan tapahtui transgressiota varsinkin järviolueen etelä- ja kaakkoisosissa. Maan kallistuminen johti suureen tulvaan ennen muuta Päijänteen ja Saimaan alueilla. Tulvan seurauksena Saimaa ja Päijänne muodostivat yhdessä vaiheessa laajan Keski-Suomen suurjärven,

jonka pinta oli yli koko järviolueen miltei samassa tasossa (Saarnisto 1971, b). Lopullisena seurauksena vedenpinnan kohoamisesta kuitenkin oli se, että sekä Päijänne että Saimaa puhkaisivat itselleen uudet lasku-uomat. Päijänteen uusi uoma puhkesi ensin noin 6000 BP, jolloin se alkoi virrata Kymijokeen. Saimaa puhkaisi Toisen Salpausselän noin 5000 vuotta sitten, mistä oli seurauksena Vuoksen synty. Molemmissa tapauksissa uuden lasku-uoman puhkeaminen johti voimakkaaseen vedenpinnan laskuun.

Muinaisen suurjärvivaiheen aikaisen tulvimisen seurauksena syntyneitä vesisedimenttejä on nähtävissä monissa järviolueen pikkujärvissä ja soissa. Esimerkkinä voidaan mainita Saarniston (1971 a). Muinais-Päijänteen alueelta tutkima Asikkalassa sijaitseva Lahnalampi. Lammen pohjalla on pienjärven liejukerrostuman välissä kohtalaisen runsaasti mineraaliainesta sisältävä kerros. Saarniston mukaan tämä kerros osoittaa Päijänteen ulottumista Lahnalampeen transgression huipun aikana. Transgressiokerroksen alaosa on saatu C¹⁴-ikä 6250 ± 180 BP ja sen päällä olevasta liejusta 5890 ± 190 BP (Saarnisto 1971 a, s. 160).

Muinais-Saimaan transgressiota osoittavista kerrossarjoista voidaan ottaa esimerkiksi Kerimäellä sijaitseva Puntusensuo (Saarnisto 1970, s. 38—39). Transgressio on selvimmin näkyvässä suon eteläpäässä. Siellä on liejukerroksen alle jäänyttä turvetta. Suon keskustassa on pohjan lähellä aluksi hienoa detritusliejua oleva kerros, joka on syntynyt muinaiseen järveen. Sen päälle ulottuu kuitenkin eteläreunasta lähtevä karkean detritusliejun kerrostuma, jossa on nähtävissä makroskooppisia kasvinjätteitä. Tämä kerros edustaa muinaisen

järven matalaa vaihetta, jonka seurauksena olisi pian ollut umpeenkasvu ja soistuminen, ellei allas olisi joutunut Muinais-Saimaan vesien peittoon. Karkean detritusliejun päälle on uudelleen kerrostunut hienoa detritusliejua, joka lisäksi sisältää suhteellisen paljon mineraaliainesta. Tämä kerrostuma ja liejun alle jääneet rantaturpeet osoittavat paikan joutuneen vesistöyhteyteen Muinais-Saimaan kanssa transgression seurauksena. Vuoksen puhkeamisen yhteydessä vedenpinta ko. paikalla nopeasti aleni, ja tämän seurauksena alkoi Puntusensuon soistuminen.

Muinais-Saimaan transgressio ulottui laajalle alueelle. Okko (1965) on kuvannut Kuopion läheltä kaksi kerrossarjaa, joissa turve on peittynyt tämän transgression johdosta toisessa paikassa hiekka- ja toisessa liejukerroksen alle. Joensuusta on Mansikkaniemi (1975) kuvannut suokerrostuman, joka on peittynyt Muinais-Saimaan rantahiekkojen alle.

YLEISTÄ

Edellä on käyty läpi eräitä kvartaari-stratigrafian tutkimuksen avulla selvitettyjä asioita Suomen luonnon kehityksessä. Näiden tapahtumien kehityskulku on saatu selvitetyksi vuosikymmeniä jatkuneen tutkimustyön tuloksena. Kuva ei kuitenkaan vielä ole lopullinen. Uutta materiaalia tarvitaan jatkuvasti tutkimuksen viemiseksi eteenpäin. Toivottavasti soiden taloudelliseen käyttöön tähtäävä tutkimus antaa runsaasti lisää aineistoa myös Suomen luonnon kehitystä tutkiville kvartaarigeologeille. Kasvava tietomäärä tämän maan luonnon kehityshistoriasta lienee hyödyksi myös käytännön tehtävissä toimiville suontutkijoille.

KIRJALLISUUTTA

- Donner, J. 1952. On the early Post-glacial shoreline displacement in Southeast Finland. *Ann. Acad. Sci. Fennicae A III* 29, 21 s.
- Donner, J. 1969. A profile across Fennoscandia of Late Weichselian and Flandrian shore-lines. *Soc. Sci. Fennica, Comm. Phys.—Math.* 36, 1, 23 s.
- Donner, J. 1971. Towards a stratigraphical division of the Finnish Quaternary. *Soc. Sci. Fennica, Comm. Phys.—Math.* 41, 281—305.
- Eronen, M. 1974. The history of the Litorina Sea and associated Holocene events. (Supplement: Pollen and diatom diagrams). *Soc. Sci. Fennica, Comm. Phys.—Math.* 44, 79—195.
- Eronen, M. 1976. A radiocarbon-dated *Ancylus* transgression site in south-eastern Finland. *Boreas* 5, (painossa).
- Flint, R. 1971. *Glacial and Quaternary Geology*. New York. 892 s.
- Fredén, C. 1975. Svea älv? Svenska turistfören. årsbok «Närke». Nacka, 250—258.
- Hyvärinen, H. 1975. Myöhäisjääkauden Fennoscandia- käsityksiä ennen ja nyt (Summary: Lateglacial palaeogeography of Fennoscandia). *Terra* 87, 3, 155—166.
- Hyypä, E. 1937. Post-glacial changes of shoreline in South Finland. *Bull. Comm. géol. Finlande* 120, 225 s.
- Kääriäinen, E. 1953. On the recent uplift of the Earth's crust in Finland. *Suomen Geodeettisen lait. julk.* 42, 106 s.
- Kääriäinen, E. 1966. Land uplift in Finland computed with the aid of precise levellings. *Ann. Acad. Sci. Fennicae A III* 90, 187—190.
- Mansikkaniemi, H. 1975. Havaintoja Muinais-Saimaan peittämästä turvekerrostumasta Joensuussa (Summary: Observations on a peat stratum covered by Ancient Lake Saimaa in Joensuu). *Geologi* 27, 9—10, 1—8.
- Okko, V. 1965. Kallaveden suurtulvasta (Summary: On the transgression in Lake Kalla). *Savotar* V, 61—68.
- Saarnisto, M. 1970. Late Weichselian and Flandrian History of the Saimaa Lake Complex. *Soc. Sci. Fennica, Comm. Phys.—Math.* 37, 107 s.
- Saarnisto, M. 1971 a. The upper limit of the Flandrian transgression of Lake Päijänne. *Soc. Sci. Fennica, Comm. Phys.—Math.* 41, 149—170.
- Saarnisto, M. 1971 b. The history of Finnish lakes and Lake Ladoga. *Soc. Sci. Fennica, Comm. Phys.—Math.* 41, 371—388.
- Salmi, M. 1948. Die *Ancylustransgression* in dem Moore Hangassuo im Süd-Finland. *Bull. Comm. géol. Finlande* 142, *Compt. Rend. Soc. Geol. Finlande* 21, 1—20.
- Tynni, R. 1966. Über spät- und postglaziale Uferverschiebung in der Gegend von Askola, Südfinnland. *Bull. Comm. géol. Finlande* 223, 97 s.
- Valovirta, V. 1965. Zur spätquartären Entwicklung Südost—Finnlands. *Bull. Comm. géol. Finlande* 220, 101 s.

SUMMARY:

LAND UPLIFT, SHORE-LINE DISPLACEMENT AND STAGES OF THE BALTIC SEA, AS INTERPRETED FROM PEATLAND AND LAKE-SEDIMENT LAYERS

The first part of the study is concerned with some general aspects of the various stages of the Baltic Sea, land uplift and shore-line displacement during the period following the last glacial period. Land uplift was much faster immediately after the end of the glacial period than it is today. As a result of land uplift, regressive shore-line displacement, i.e. movement of the shore-line seawards, has prevailed along the coast of Finland during the time following the glacial period. However, in SE Finland the sea has risen during two separate periods, at a faster rate than the rate of land emergence, and so land which has earlier emerged from the sea has again been covered, i.e. transgression has taken place. The *Ancylus* transgression occurred around 9500—9000 B.P. and was caused by the damming up of the water in the Baltic Sea basin at a level above that of the sea during the *Ancylus* Lake stage. Towards the end of the *Ancylus* Lake stage rapid regression took place as the surface of the lake subsided to the level of the Atlantic Ocean. Regression changed to transgression after the surface of the ocean had risen, due to the so-called eustatic rise, above the threshold level of the Straits of Denmark. The eustatic rise caused by melting of the glaciers produced a considerable amount of transgression in the Baltic Sea basin during the warm period which started in the *Mastogloia* stage and continued into the first half of the *Litorina* Sea stage. At the start of the *Litorina* Sea stage, between 7500—7000 B.P., the water in the Baltic Sea basin clearly became salty brackish water. The transgression which occurred during the *Litorina* Sea stage extended from the coast of SW Finland as far as the Helsinki—Espoo area. Further west, however, land uplift occurred at such a fast rate

that shore-line movement throughout the warm period was regressive.

In the latter half of the paper, a number of examples have been presented to show, how the various phenomena connected with the development phases of the Baltic Sea and shore-line movement can be seen in the peatland and lake-sediment layers. Examples of peat layers showing transgression are to be found in Hangassuo swamp, near Anjalankoski (Eronen 1976) and Bastuberg swamp, near Porvoo (Eronen 1974). The peat layer covered by the *Ancylus* transgression is visible in the peat profile from the former swamp. On the other hand, the sediment layer of a small lake is covered by the *Litorina* transgression in the Bastuberg swamp. In addition to these, a number of examples have been presented of transgression sediment layers produced by the large lakes of the Finnish Lake District. After contracting from the Baltic Sea basin, the water in the Finnish Lake District flowed towards the Gulf of Bothnia. However tilting of the lake basins caused by land uplift of varying degree resulted in transgression, especially in the southern and south-eastern parts of large lakes.

Transgression of Lake Päijänne can be seen in layer series from Lahnalampi (Asikkala) (Saarnisto 1971). Transgression of Lake Saimaa has been demonstrated in bottom layer sediments from Puntusensuo (Kerimäki) (Saarnisto 1970). Transgression ceased in both of these large lakes after a new discharge channel had formed. The water from Lake Päijänne started to flow southwards in about 6000 B.P. and the water from Lake Saimaa broke through Salpausselkä II in about 5000 B.P. forming River Vuoksi.