

# Geodynaaminen mallinnus: yhtälöistä kivinäytteisiin

LARS KAISLANIEMI

**G**eodynaamiikka tutkii maapallon ja muiden planeettojen dynaamista, ajassa tapahtuvaa ja vahvasti prosessien kesken vuorovaikutteista, kehitystä. Sen tavoitteena on ymmärtää maapallon ytimen ja vaipan toimintaa ja kehitystä sekä sen vaikutusta kuoressa tapahtuviin ilmiöihin, kuten maanjäristyksiin, vuorijonomuodostukseen ja uuden kuoren syntyyn. Geodynaamiikka hyödyntää muun muassa geodeettisia mittausten menetelmiä ja seismisiä sekä muita sovelletun geofysiikan menetelmiä. Yksi tärkeimmistä geodynaamikan menetelmistä on numeerinen mallinnus, jolla pyritään ennen kaikkea ymmärtämään maapallon prosessien ajallista kehitystä, johon on usein hankala päästä käsiksi nykyhetken sitovin fyysikkemiallisin havainnointimenetelmin.

## Mannertörmäyksen jälkeinen magmatismi

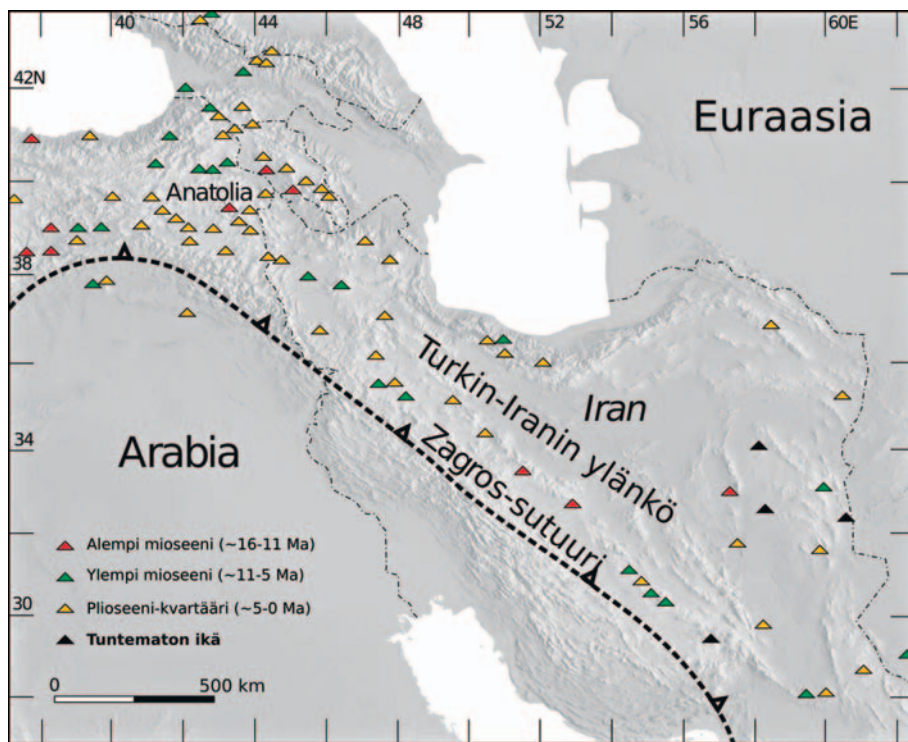
Seuraavassa on esitetty tapausesimerkki geodynaamisen mallin käytöstä orogeniavyöhykkeiden geologisen historian ymmärtämisessä. Tutkimuksen tulokset on julkaistu aiemmin tänä vuonna huhtikuun *Geology*-lehden numerossa (Kaislaniemi *et al.* 2014).

Mannertörmäyksen huippuvaiheen jälkeinen vaippaperäinen magmatismi on yleistä nykyisillä orogeniavyöhykkeillä, esimerkiksi Tiibetissä (Williams *et al.* 2004) sekä Arabian ja Euraasian törmäyksessä syntyneellä Turkin-

Iranin alueen yläköalueella (Pearce *et al.* 1990, Keskin 2003). Magmatismista käytetään yleensä englanninkielistä termiä *post-collisional*, törmäyksenjälkeinen, sillä sitä esiintyy ympäristöissä joita voi luonnehtia niin syn-, myöhäis- kuin post-orogeenisiksikin: yleensä törmäyksen huippuvaiheen jälkeen, laattaliikkeen aiheuttaman kompression jatkuessa, mutta myös kymmeniä miljoonia vuosia törmäyksen alun jälkeen, lähes kaiken tektonisen toiminnan näennäisesti lakattua.

Näitä, yleensä kalium-rikkaita (*potassic*) magmoja, luonnehtivat alhainen sulamisaste ja lähtöalueiden rikastuminen LIL- (*large ion lithophile*) ja raskaista maa-alkuaineista. Geokemiallisten ominaisuuksien perusteella on päätelty, että sulien lähtöalueet ovat subduktiosta peräisin olevien fluidien rikastuttamassa litosfäärivaipassa. Sulaminen on tapahtunut vaihtelevasti sekä spinellin että granaatin stabiilisuusalueen syvyydellä, noin 70–100 kilometrin syvyydellä. Toisaalta, joukossa on myös valtamerten saarten basalteja (*OIB*) muistuttavia koostumuksia, joiden lähtöalue on luultavasti astenosfäärivaipassa. Samankaltaista törmäyksenjälkeistä mafista magmatismia esiintyy myös maapallon varhaisemmassa historiassa, muun muassa Etelä-Suomessa Sveko-fennisen orogeenian yhteydessä (Väisänen *et al.* 2000).

Törmäyksenjälkeinen magmatismi esiintyy yleensä laajalla alueella törmäykseen liitty-



Kuva 1. Törmäyksenjälkeinen magmatismi Turkin-Iranin ylänköalueella, joka on muodostunut Arabian ja Euraasian laattojen törmätessä. Huomaa säännönmukaisuuden puute vulkaanisten keskusten jakaumassa. (Kuva muokattu: Kaislaniemi et al. 2014)

Figure 1. Post-collisional magmatism on the Turkish-Iranian plateau, formed in the collision between Arabian and Eurasian plates. Note the temporal and spatial irregularity of the volcanic centres. (Modified: Kaislaniemi et al. 2014)

villä ylänköalueilla. Turkin-Iranin ylänköalueen tapauksessa magmatismia esiintyy liki 1000 km:n etäisyydellä subduktiovyöhykkeestä (kuva 1). Nuorin vaippaperäinen magmatismi on kvartaarikaudelta, vaikka törmäyksen huippuvaihe on ajoitettu 25–35 miljoonan vuoden päähän (McQuarrie ja van Hinsbergen 2013). Laattaliike aiheuttaa alueella yhä kompressiota, jonka vaikutus kuitenkin keskittyy vain ylänköalueen reunoilla tapahtuvaan muodonmuutokseen.

Törmäyksenjälkeisen magmatismin tarkka syntymekanismi on yhä epäselvä ja aktiivisen tutkimuksen kohde. Esitettyjä mahdollisia mekanismeja sulien synnylle ovat muun

muassa 1) litosfäärin delaminaatio (Bird 1979, Pearce et al. 1990), 2) subduktoituneen laatan äkillinen irtoaminen ja vajoaminen vaippaan (*slab break-off*; Davies ja von Blanckenburg 1995, Keskin 2003), sekä 3) radiogeenisen lämmöntuoton kasvu kuoren paksuuntumisessa (England ja Thompson 1986). Ongelmana kuitenkin on, että esitettyjen mekanismien (delaminaatio ja laatan irtoaminen) aiheuttaman vaipan sulamisen tulisi synnyttää ajallisia tai maantieteellisiä säännönmukaisuuksia, joissa sulien synty seuraa subduktiovyöhykkeen reunaan tai etenee ajallisesti katsottuna johonkin suuntaan. Osa mekanismeista (radiogeenisen lämmöntuoton kasvu) ei

kykene selittämään sulien koostumusta, sillä suurimman osan sulista tulisi syntyä tässä selitysmallissa kuoressa, ei vaipassa.

Suosituimmasta selitysmallista, delaminaatiosta, esitetään usein versio, jossa litosfäärin paksuneminen aiheuttaa sen pohjan epävakautumista ja irtoamista “pisaroina” vaippakonvektion mukana astenosfääriin (Platt ja England 1993), näin aiheuttaen litosfäärin pohjan eroosiota ja vaippasulien synnyn. Näiden sulien synty tulisi kuitenkin sijoittua samanaikaiseksi tektonisen aktiivisuuden – litosfäärin paksuuntumisen – kanssa, mikä on ristiriidassa havaitun kanssa: magmatismia esiintyy yläkõaluideiden sisäosissa, joissa tektoninen aktiivisuus on liki olematonta.

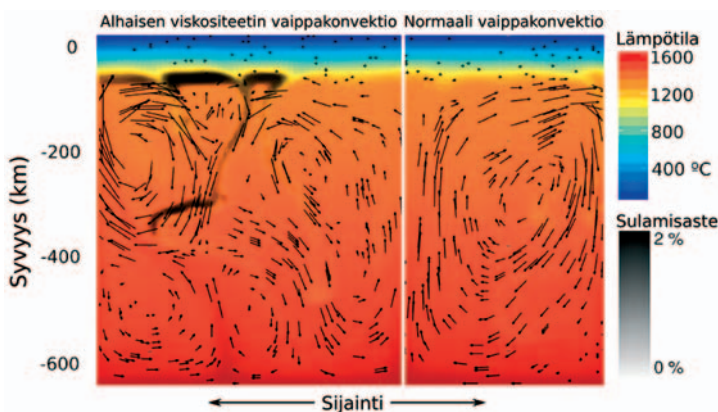
## Vesi vanhin voitehista

Aikaisempien mallien ongelmien kiertämiseksi olemme testanneet uudenlaista, veden vaikutukseen perustuvaa hypoteesia. Litosfäärin pohjan epävakauttaminen, mikä käytännössä tarkoittaa vaipan viskositeetin laskemista litosfääri-astenosfääri-rajapinnassa, voi tapahtua paitsi paksuunnuttamalla litosfääriä (kasvatamalla lämpötilaa), myös lisääntyvän vesipi-

toisuuden vaikutuksesta. Vaipan viskositeetti riippuu voimakkaasti sen vesipitoisuudesta ja suhteellisen pienikin määrä voi laskea viskositeettia 10–100 -kertaisesti.

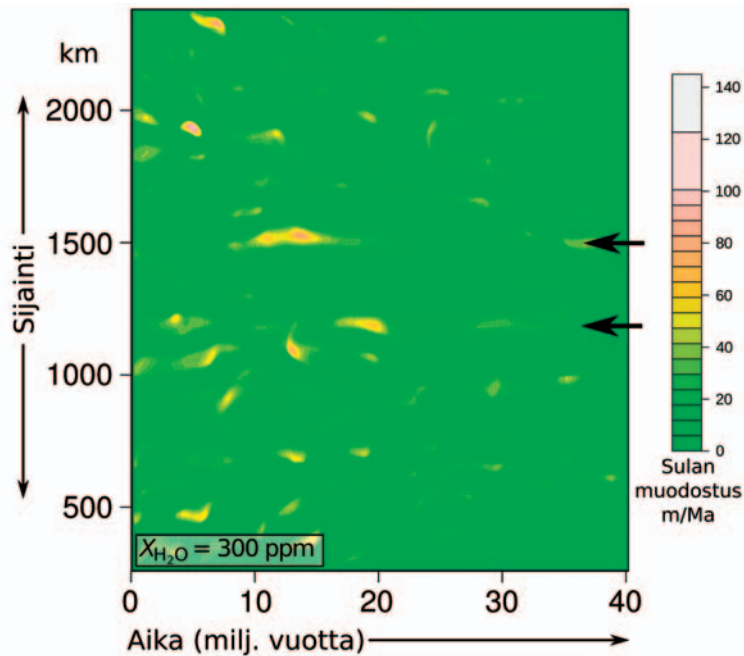
Mannertörmäystä edeltänyt subduktio on tuonut sedimenttien ja hydrautuneen basalttisen kuoren mukana merkittävät määrät vettä vaippaan. Vaikka suurin osa tästä vedestä on poistunut kaarimagmatismiin yhteydessä, on oletettavaa, että ylävaipan vesipitoisuus subduktiovyöhykkeen ympäristössä on jäänyt hieman koholle, ja kasvanut normaalista, alle 100 ppm:stä ehkäpä muutamaan sataan ppm:ään.

Käyttämällä vaippakonvektiomallia, joka huomioi vesipitoisuuden vaikutuksen vaipan viskositeettiin ja sulamislämpötilan laskuun, olemme arvioineet, kuinka paljon vesipitoisuuden on pitänyt nousta litosfäärin pohjan epävakauttamiseksi ja törmäyksen jälkeisen magmatismiin synnyttämiseksi. Näistä malleista voidaan muun muassa tarkastella lähemmin, miten litosfäärin pohja käyttäytyy vesipitoisuuden kasvaessa (kuva 2) sekä saadaan tuloksena arvio basalttisen sulien määrästä paikan ja ajan funktiona (kuva 3). Malleissa on oletettu



Kuva 2. Konvektiomallin lämpötila- ja nopeuskenttä ylävaipassa. Lisääntynyt veden konsentraatio (vas.) pienentää viskositeettiä ja konvektiosolujen kokoa, epävakauttaa litosfäärin pohjaa synnyttämällä litosfäärin paikallista ohenemista sekä näissä “taskuissa” tapahtuvaa vaipan sulamista. Ilman alentunutta viskositeettia (oik.) konvektiosolut ovat isoja ja litosfäärin pohja vakaa ja tasainen. Mustalla on merkitty sulamista kokenut vaippa, josta vesi on poistunut sulien mukana.

Figure 2. Temperature and velocity fields of the convection model. Increased water contents (left) lowers viscosity and the size of the convection cells, destabilizes the lithosphere bottom, leading to localized lithosphere thinning and mantle melting in these pockets. With no decrease in the viscosity (right) the size of the convection cells is larger and the lithosphere bottom stable. Black colour indicates depleted mantle from where water has been removed with the melts.



Kuva 3. Litosfäärin pohjan epävakautumisen aiheuttama epäsäännöllinen vulkanismi ajan (vaaka-akseli) ja paikan (subduktiovyöhykkeen suunnassa, pysty-akseli) funktiona. Huomaa vulkaanisten keskusten erilainen käyttäytyminen: Jotkin keskukset aktivoituvat vain kerran ja sammuvat sitten lähes kokonaan (ylempi paksu nuoli), toiset tuottavat hieman pienempiä sulamääriä mutta aktivoituvat säännöllisesti (alempi nuoli). Sulamäärät, noin 50–100 m/Ma vastaavat hyvin havaintoja Turkin-Iranin ylänköalueen vulkaanisista keskuksista (esim. Keskin et al. 1998). (Kuva muokattu: Kaislaniemi et al. 2014)

Figure 3. Amount of volcanism as a function of time (horizontal axis) and position (vertical axis), caused by the lithosphere destabilization. Note the different behaviour of the volcanic centres: Some activate only once and then phase out (upper thick arrow), whereas some re-activate episodically (lower thick arrow). Rate of volcanism, about 50–100 m/Ma correspond to observations from the Turkish-Iranian plateau (e.g. Keskin et al. 1998). (Modified: Kaislaniemi et al. 2014)

maanpinnan lämpötila sekä ylä-alavaipan rajapinnan lämpötila, mutta esimerkiksi litosfäärin paksuus on määrätynyt puhtaasti vaippakonvektiota kuvaavien yhtälöiden tuloksena. Vaipan vesipitoisuuden lähtöarvolle on annettu erilaisia arvoja, mutta vesipitoisuuden kehitys mallissa (veden poistuessa sulien mukana) on laskettu käyttämällä hivenalkuainemallia fraktioivalle sulamiselle.

Malleista nähdään, että litosfäärin pohjan epävakautuminen on kaoottinen prosessi, jossa litosfääristä tippuu “pisaroita” näennäisen sa-

tunnaisista paikoista ja satunnaisina aikoina (kts. myös lehden kansikuva). Tämä heijastuu sen synnyttämään magmatismiin siten, että sulien syntypaikat vaihtelevat ja sulaminen saattaa joko jatkua yhdessä paikassa yli kymmenen miljoonaa vuotta tai muutaman sata tuhatta vuotta. Pinnalla tämä näkyy vulkaanisten keskusten satunnaisen näköisenä aktivoitumisena, sammumisena ja mahdollisena uudelleenaktivoitumisena. Koska vaipan vesipitoisuudesta johtuva viskositeetin lasku ei näy minkäänlaisena tektonisena prosessina – päin

vastoin kuin litosfäärin paksuneminen – voi tällainen veden aiheuttama litosfäärin pohjan aktivoituminen synnyttää vulkanismia ilman mitään näennäistä tektonista syytä.

Sulamminen tapahtuu suhteellisen syvällä litosfääri-astenosfääri-rajapinnassa, spinelli-granaatti-stabiilisuusvyöhykkeiden rajalla, jota aikaisempi subduktio on rikastuttanut fluideilla ja joka on tehokkaasti sekoittunut litosfäärin epävakautumisessa. Siten on helppo ymmärtää törmäyksenjälkeisen magmatismiin edellä kuvattu geokemiallinen luonne. Sulien synnyttämiseen tarvittavat vesimäärät ovat pieniä, jopa alle 300 ppm, verrattuna subduktiion aikaisen kaarimagmatismiin kymmeneen tuhansiin ppm:iin.

Sulien kalium-rikas luonne ja esiintymisen hiljenevässä tektonisessa ympäristössä muistuttaa laatansisäistä vulkanismia. Esimerkiksi monet Keski-Euroopan ja Välimeren alueen kenotsooiset magmaprovinssit (Lustrino ja Wilson 2007) muistuttavat törmäyksenjälkeistä magmatismia, ja Välimeren alueen pitkä subduktiohistoria huomioiden saattavat olla samanlaisen veden aiheuttaman litosfäärin aktivoitumisen synnyttämiä.

## Lopuksi

Mitä mallin tulokset tarkoittavat kiviä maanpinnalla tarkastelevalle geologille? Tässä tapauksessa malli antaa kuvan laajemman mittakaavan prosessista joka on johtanut sulien syn-

# GEODYNAAMISEN MALLINNUKSEN PERIAATTEITA

Ensimmäisenä askeleena kaikessa geodynaamisessa mallinnuksessa on prosessia kuvaavan matemaattisen yhtälön tunteminen. Yksinkertaisena vertauksena voidaan käyttää Newtonin toista lakia,  $F = m \, dv/dt$ , joka kuvaa kappaleen (massa  $m$ ) liikettä (kiihtyvyys  $dv/dt$ ) siihen kohdistetun voiman  $F$  aiheuttamana. Näin muodostettu differentiaaliyhtälö ajan suhteen voidaan ratkaista, jolloin kappaleen nopeus *minä tahansa ajan hetkenä*, menneenä tai tulevana, voidaan laskea. Tämä edellyttää kuitenkin, että tunnetaan 1) ratkaistavan suureen, tässä tapauksessa nopeuden, tämänhetkinen arvo (=lähtöarvo), 2) yhtälössä esiintyvien *parametrien* (tässä  $F$  ja  $m$ ) arvot, sekä 3) yhtälölle asetetut *reunaehdot*, eli mikä on kappaleen nopeus sen osuessa mallinnettavan alueen (esimerkiksi huone) rajoille (seinään, tässä nopeus = 0). Vastaavat käsitteet voidaan yleistää minkä tahansa geodynaamisen mallin ratkaisemiseen, joskin yhtälöiden, parametrien, lähtöarvojen ja reunaehtojen määrä on usein suurempi.

Mallit eivät kykene kuvaamaan todellisuutta täydellisellä tarkkuudella. Esimerkiksi edellä käytetty yhtälö pitäisi nykytietämyksen mukaan korvata ennemmin Einsteinin suhteellisuusteorian kenttäyhtälöillä ja kappaleen massajakaumalla. Myöskään geodynaamisessa mallinnuksessa käytetyt yhtälöt eivät

huomioi kaikkia vaikuttavia tekijöitä. Usein yhtälöä johdettaessa tai valittaessa tehdään kuitenkin tietoisesti likiarvoistamista ja jätetään huomiotta joitain fysikaalisia tekijöitä. Tällä halutaan yksinkertaistaa tarkasteltavaa ongelmaa. Malleilla ei pyritä *simulimaan*, matkimaan, luontoa, vaan tutkimaan prosessin käyttäytymistä erilaisissa ympäristöissä, toisin sanoen erilaisilla lähtöarvoilla, parametreilla ja reunaehdoilla. Tavoitteena on *ymmärtää* luonnon prosesseja ja sitä, mitkä fysikaaliset tekijät ovat olennaisia ja mitkä vähemmän olennaisia prosessin synnyssä ja kehityksessä.

Mallinnuksessa käytetyt yhtälöt ovat useimmiten liian monimutkaisia ratkaistavaksi matematiikan analyyttisin menetelmin. Tällöin apuna käytetään tietokoneen laskentatehoa ja *numeerisia* laskentamenetelmiä.

## Vaippakonvektiomallit ja mallien oikeellisuus

Eräitä yleisimmistä geodynaamisista malleista ovat vaipan kehitystä kuvaavat konvektiomallit. Näissä käytetyt yhtälöt kuvaavat vaipan lämpötila- ja koostumusvaihteluista johtuvien tiheyserojen synnyttämää virtausta ja muodonmuutosta, tästä syntyvää lämmön advektiota sekä lämmön johtumista ja muiden läm-

tyyn. Malli ei esimerkiksi kuvaa sitä, miten vaippasulat ovat kulkeneet kuoren läpi maan pinnalle tai minkälaisia prosesseja ne ovat käyneet läpi kuoren tasolla (ovatko kuoren siirrokset toimineet sulien purkauskanavina, kuinka paljon kuoren materiaalia on sekoitunut suliiin?). Sen sijaan mallin perusteella voidaan sanoa, että ensinäkemältä erilliset, toisiinsa liittymättömät vulkaaniset keskukset voivat olla saman vaippaprosessin synnyttämiä. Tällöin on hedelmätöntä yrittää löytää kunakin tulivuoren synnylle oma selitysmallinsa. Toisaalta malli antaa rajoitteita sille, milloin kyseistä selitysmallia voidaan käyttää: litosfäärin tulee olla ollut noin 100 km paksu ja magmatismia on täytynyt edeltää tapahtuma, joka

on lisännyt vaipan vesipitoisuutta. Joitakin mallin tuloksia, esimerkiksi basalttisten sulien syntynopeutta (kuva 3) voidaan verrata suoraan kentältä ja ajoitusmenetelmin tehtyihin havaintoihin ja näin todentaa mallin oikeellisuutta.

Geodynaaminen mallinnus käyttää hyödykseen valtavaa määrää geologian, geokemian ja geofysiikan menetelmin saatua tietoa. Tietoa käytetään mallien rakentamiseen ja mallien lopputulosten oikeellisuuden todentamiseen. Mallien sovittamisessa tehtyihin havaintoihin on loputon työsarka. Kun havaintoihin sopiva malli on kuitenkin löydetty, avaa se mahdollisuuden siirtyä maapallon historiassa miljoonia vuosia taaksepäin ja nähdä,

pölähteiden (lähinnä radiogeeninen lämmöntuotto) aiheuttamaa lämpötilan muutosta. Vaipan konvektio vuorostaan määrittää laattatektonisten tapahtumien kulun. Näissä malleissa *parametrejä* voivat olla muun muassa viskositeetti (kiven kyky vastustaa muodonmuutosta), murtumislujuus, lämmönjohtavuus, mineraalikoostumus (tiheys) ja sulamislämpötila. *Lähtöarvoiksi* voidaan tarvita esimerkiksi litosfäärin paksuutta, ja *reunaehdoiksi* esimerkiksi maapallon pintalämpötilaa tai keskielänteen leviämisenopeutta.

Johtuen konvektiomalleissa tarvittavan lämmönjohtumisyhtälön luonteesta, ei vaippakonvektiomalleja voida ratkaista “taaksepäin”. Toisin sanoen, nykytilanne tuntien voidaan ainoastaan laskea, miten konvektio kehittyi tulevaisuudessa. Niinpä ongelmaa lähestytään usein käänteisesti (*inversio-ongelma*): Vertaamalla useilla eri lähtöarvoilla laskettujen mallien lopputulosta havaittuun nykytilanteeseen voidaan arvioida, millaiset lähtöarvot todennäköisimmin ovat siihen johtaneet. Vertaukset nykytilanteeseen voidaan tehdä esimerkiksi seismisten tomografiatulosten perusteella (kertovat vaipan lämpötila- ja koostumusjakaumasta) tai vertaamalla mallin ennustamia vaippasulien syntymäärtä, -paikkaa ja -aika geologisin menetelmin tehtyihin havaintoihin.

Yleisemmin asia voidaan ilmaista toteamalla, että

malli on *yhtälöiden, lähtöarvojen, parametrien ja reunaehtoien* kokoelma. Todellisuutta parhaiten kuvaava malli on se, jonka lähtöarvot, reunaehdot sekä lopputulos vastaavat parhaiten todellisuudesta tehtyjä havaintoja. Mallin lopputulosta pitää kuitenkin osata tulkita. Mallia käyttävän tutkijan tehtäväksi jää sen ymmärtäminen, mitä mallin yhtälöt kuvaavat, ja mitä suureita mallin lopputuloksesta on järkevää mitata ja verrata todellisuuteen, huomioon ottaen mallin todellisuutta yksinkertaistava ja likiarvoistava luonne.

Numeerisia malleja kritisoidaan usein sillä, että malli voi antaa lopputulokseksi mitä vain halutaan sen antavan, kunhan mallille syötetään sopivanlaiset lähtöarvot ja parametrit. Mallin käyttäminen sokeasti välttämättä lähtöarvojen ja parametrien oikeellisuudesta on kuitenkin yhtä mielekästä kuin ilman paikkatietoa ja kontekstia kerätyn kivinäytteen tarkastelu elektronimikroskooppissa: parhaimmillaan hauska kokemus, mutta tieteellisesti hyödytöntä. Se ei kuitenkaan tarkoita, etteikö elektronimikroskooppi olisi tieteellisesti tärkeä työkalu.

#### **Kirjallisuutta:**

- Turcotte, D. L. ja Schubert, G., 2002. Geodynamics. Cambridge, Cambridge University Press, 456 s.  
Gerya, T., 2010. Introduction to Numerical Geodynamical Modelling. Cambridge, Cambridge University Press, 345 s.

mitä satoja kilometrejä maapallon pinnan alapuolella todella tapahtuu – jotakin, mistä jokainen Jules Vernen kirjoja lukenut on haaveillut.

## Abstract

Geodynamics is the study of the dynamics of the Earth and other planets, their mantle and core processes and their effect at the crustal level, e.g. earthquakes, orogenies and creation of new crust. Numerical modelling is among the core methods in the geodynamics, aiming at resolving the evolution of these processes in time. A geodynamic model can be described as a collection of equations together with initial conditions, parameters and boundary conditions. These and the results of the models are rigorously and repeatedly compared with observations from other fields of geosciences: geodetics, seismics, geophysics and geochemistry.

A case study of application of geodynamic modelling in a geological problem is described. Kaislaniemi *et al.* (2014) have used mantle convection models to test a new hypothesis for post-collisional magma genesis. An hydrous activation of the lithosphere bottom by fluids from the previous subduction can explain features in the magmatism unexplained by earlier models, i.e. lithosphere delamination and slab break-off. Observed features, such as the irregular distribution of the volcanic centres, both in space and in time, and the composition of the magmas, match to model results. Hydrous lithosphere activation from below can produce magmatism in a seemingly quiet tectonic environment, opposite to the generally favoured model of convective removal of the lithosphere bottom by lithosphere thickening.

LARS KAISLANIEMI

Durham University  
Department of Earth Sciences  
DH1 3LE, Durham  
Iso-Britannia  
lars.kaislaniemi@iki.fi

## Kirjallisuusviitteet

- Bird, P. 1979. Continental Delamination and the Colorado Plateau. *Journal of Geophysical Research* 84:7561–7571.
- Davies, J.H. ja von Blanckenburg, F. 1995. Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. *Earth and Planetary Science Letters* 129:85–102.
- England, P.C. ja Thompson, A. 1986. Some thermal and tectonic models for crustal melting in continental collision zones. *Geological Society, London, Special Publications* 19:83–94.
- Kaislaniemi, L., van Hunen, J., Allen, M.B. ja Neill, I. 2014. Sublithospheric small-scale convection – A mechanism for collision zone magmatism. *Geology* 42:291–294.
- Keskin, M. 2003. Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction-accretion complex: An alternative model for collision-related volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. *Geophysical Research Letters* 30:7–10.
- Keskin, M., Pearce, J.A. ja Mitchell, J.G. 1998. Volcano-stratigraphy and geochemistry of collision-related volcanism on the Erzurum-Kars Plateau, northeastern Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 85:355–404.
- Lustrino, M. ja Wilson, M. 2007. The circum-Mediterranean anorogenic Cenozoic igneous province. *Earth-Science Reviews* 81:1–65.
- McQuarrie, N. ja van Hinsbergen, D.J.J. 2013. Retrodeforming the Arabia-Eurasia collision zone: Age of collision versus magnitude of continental subduction. *Geology* 41:315–318.
- Pearce, J.A., Bender, J.F., Delong, S.E., Kidd, W.S.F., Low, P.J., Guner, Y., Saroglu, F., Yilmaz, Y., Moorbath, S. ja Mitchell, J.G. 1990. Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 44:189–229.
- Platt, J.P. ja England, P.C. 1993. Convective removal of lithosphere beneath mountain belts: Thermal and mechanical consequences. *American Journal of Science* 293:307–336.
- Väisänen, M., Mänttari, I., Kriegsman, L.M. ja Hölttä, P. 2000. Tectonic setting of post-collisional magmatism in the Palaeoproterozoic Svecofennian Orogen, SW Finland. *Lithos* 54:63–81.
- Williams, H.M. 2004. Nature of the Source Regions for Post-collisional, Potassic Magmatism in Southern and Northern Tibet from Geochemical Variations and Inverse Trace Element Modelling. *Journal of Petrology* 45:555–607.