



**TURUN  
YLIOPISTO**

Matemaattis-luonnontieteellinen  
tiedekunta

# Sudburyn muodostuma

Antti Karvonen

Geologia  
LuK-tutkielma  
Laajuus: 7 op

Ohjaaja:  
Teemu Vehkamäki

26.5.2024  
Turku

## LuK-tutkielma

**Pääaine:** Geologia

**Tekijä:** Antti Karvonen

**Otsikko:** Sudburyn muodostuma

**Ohjaaja:** Teemu Vehkamäki

**Sivumäärä:** 29 sivua

**Päivämäärä:** 26.5.2024

---

Sudburyn muodostuma on Kanadan Ontariossa sijaitseva taloudellisesti merkittävä meteoriittikraatteriin syntynyt allas. Muodostuma on syntynyt noin 1,8 Ga sitten, jonka jälkeen se on deformoitunut orogenioissa. Se on kuitenkin säilynyt suhteellisen hyvin, sillä se sijaitsee Kanadan kilven keskiosissa.

Meteoriitti-impakti voi aiheuttaa kahdentyyppisiä kraattereita, kompleksisia ja normaalikraattereita, joista Sudbury edustaa jälkimmäistä. Sudburyn altaalta on löydettävissä useita erityyppisiä impaktirakenteita. Impaktimetamorfoosi on synnyttänyt Sudburyn altaalle tyypillisiä meteoriitti-impaktiin liittyviä rakenteita, kuten impaktibreksiaa, pirstekarioita ja diaplektista lasia. Kyseisten rakenteiden perusteella Sudburyn muodostuman on päätelty syntyneen meteoriitti-impaktin myötä.

Sudburyn muodostuma jaetaan kolmeen eri pääkomponenttiin: Whitewater-ryhmään, Sudburyn magmakivikompleksiin (SIC=Sudbury Igneous Complex) ja Sudburyn Breksiaan. Whitewater-ryhmä muodostaa keskimmäisen ja päällimmäisen muodostuman kerroksista. Whitewater-ryhmä asettuu SIC:n päälle ja se jaetaan edelleen neljään eri muodostumaan: Onaping, Vermilion, Onwatin ja Chelmsford. Muodostumien kivet koostuvat pääosin törmäyksen synnyttämästä irtoaineksesta sekä altaan merivaiheessa kerrostuneista metamorfoituneista sedimenttikivistä. Päämassa, kontaktialakerros ja siirtymäalakerros muodostavat Sudburyn magmakivikompleksin. SIC:n kivet koostuvat differentioituneesta meteoriitti-impaktin aiheuttamasta sulasta, joka on muodostanut kerroksellisia rakenteita muodostumaan.

Siirtymäalakerros koostuu nopeasti jäähtyneistä magmakivistä, jotka muodostavat joukon juonimaisia siirrostuneita intrusioita jalkapuolen lohkokon. Siirrostuneet juonet jaetaan kolmeen eri ryhmään. Siirtymäalakerroksen juonet ovat taloudellisesti merkittäviä ja niistä on louhittu merkittäviä määriä nikkeli- ja kuparisulfaattimalmeja.

Jalkapuolen lohkokon on meteoriitti-impaktin yhteydessä muodostunut merkittäviä määriä breksiaa. Sudburyssä esiintyvät breksiat jaetaan kahteen eri luokkaan: Jalkapuolen Breksiaan ja Sudburyn Breksiaan. Breksiat sijoittuvat SIC:n uloimman kontaktin ja muuttumattoman kallioperän välille. Breksiat muodostavat alueella juonia, jotka ovat taloudellisesti merkittäviä Ni-Cu-PGE-malmien isäntäkiviä.

---

**Avainsanat:** impaktirakenteet, meteoriitti-impakti, morfologia, päämassa, Sudburyn allas, whitewater

# Sisällysluettelo

<b>1</b>	<b>Johdanto</b>	<b>2</b>
<b>2</b>	<b>Kanadan kilpi ja Sudburyn muodostuman ympäristö</b>	<b>3</b>
2.1	Sudburyn muodostuman ympäristö	3
2.2	Superior -provinssi, Eteläprovinssi ja Grenvillen -provinssi	6
2.3	Eteläprovinssi	7
2.4	Grenvillen provinssi ja Grenvillen sekä Penokean orogeniat	7
<b>3</b>	<b>Impaktirakenteet</b>	<b>8</b>
3.1	Impaktimetamorfoosi	8
3.1.1	Impaktibreksiat	9
3.1.2	Pirstekartiot	10
3.1.3	Diaplektinen lasi	10
3.2	Morfologia	11
3.3	Impaktisula	13
<b>4</b>	<b>Sudburyn muodostuman rakenne</b>	<b>14</b>
4.1	Whitewater-ryhmä	14
4.1.1	Chelmsford-muodostuma	15
4.1.2	Onwatin-muodostuma	16
4.1.3	Vermilion-muodostuma	16
4.1.4	Onaping-muodostuma	17
4.2	Sudburyn magmakivikompleksi	19
4.2.1	Päämassa	20
4.2.2	Päämassan petrografia	20
4.2.3	Kontaktialakerros	22
4.2.4	Kontaktialakerroksen petrografia	23
4.2.5	Kontaktialakerroksen geokemia	24
4.2.6	Siirtymäalakerros (kvartsi-dioriitti)	25
4.3	Jalkapuolen lohkon breksiat	25
	<b>Lähteet</b>	<b>28</b>

## 1 Johdanto

Sudburyn muodostuma on Kanadan Ontariossa sijaitseva merkittävä geologinen muodostuma, joka kattaa yli 15 000 km<sup>2</sup> kokoisen alueen (Therriault *et al.* 2002). Tätä 1,8 Ga ikäistä muodostumaa on tutkittu petrografisesti, geokemiallisesti, rakenteellisesti sekä geofysikaalisesti ja sen on tulkittu olevan kehämäinen impaktin aiheuttama muodostuma (Deutsch *et al.* 1995). Deutsch *et al.* (1995) ovat arvioineet, että alkuperäinen törmäyskraatteri on ollut halkaisijaltaan noin 200–280 km, jonka jälkeen se on deformoitunut Penokean orogeniassa.

Alun perin Sudburyn oletettiin olevan endogeenisesti syntynyt muodostuma, kunnes Robert Dietz esitti sen olevan meteoriitti-impaktin aiheuttama löydettyään alueelta pirstekartioita (Dietz 1964). Dietzin julkaisema tutkimus aiheutti kuitenkin vastustusta uniformitarismin vuoksi, joka ei hyväksynyt katastrofimaaisia tapahtumia. Nykyisin meteoriitti-impaktiteoria on yleisesti hyväksytty (French 1966; Rousell 1981; Grieve 1994).

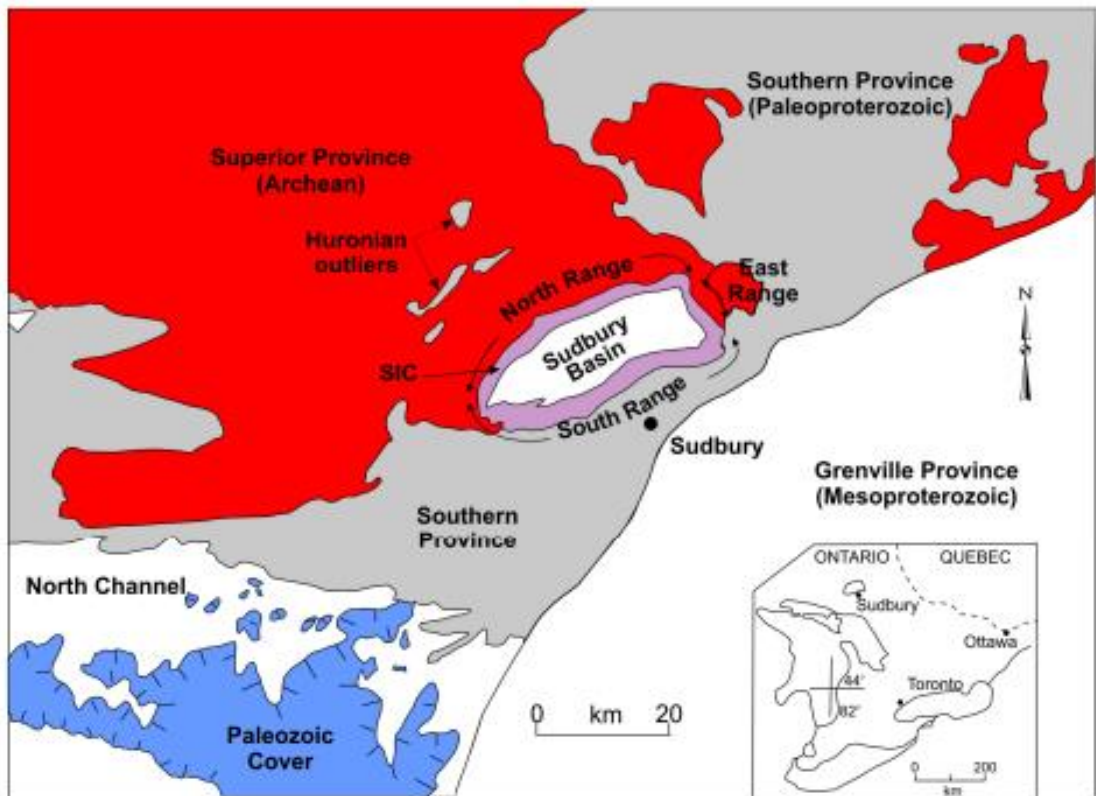
Sudburyn alue on tunnettu merkittävistä malmivarannoistaan. Giblinin (1984) mukaan ensimmäiset nikkeliavarannot löydettiin 1848 Huronjärven pohjoisrannikolta, mutta ne eivät olleet kuitenkaan taloudellisesti merkittäviä. Vasta 1800-luvun lopulla löydettiin merkittäviä malmivarantoja, jonka seurauksena alkanut varsinainen kaivostoiminta jatkuu edelleen. Alueelta löydetty nikkeliyesiintymä on maailman suurin yksittäinen nikkeliyesiintymä ja parhaimmillaan vuonna 1974 nikkeliä louhittiin 209 miljoonaa tonnia, joka on rahallisesti arvoltaan 794,7 miljoonaa dollaria. Tämä määrä vastasi noin neljännestä koko maailman nikkeli tuotannosta (Giblin 1984).

## 2 Kanadan kilpi ja Sudburyn muodostuman ympäristö

Shilts *et al.* (1987) esittävät Kanadan kilven monimuotoisena alueena, joka kattaa noin kolmanneksen Pohjois-Amerikan maamassasta. Merkittävimmän osan kilvestä muodostavat Slave, Rae, Hearne ja Superior -kratonit (Kellett *et al.* 2020). Kanadan kilpi on muodostunut, kun em. kratonit ovat liittyneet yhteen supermanner Columbian muodostumisessa (Hoffman 1988). Paleoproterotsooisella maailmankauden aikana syntyneet orogeeniavyöhykkeet muodostavat kratonien väliset saumat (Kellett *et al.* 2020). Sedimentaation ja magmaattisen aktiivisuuden lisäksi alueella on tapahtunut huomattavaa metamorfoitumista, mikä on muodostanut Kanadan kilvelle ominaisen kiteisen kallioperän (Shilts *et al.* 1987). Suurin osa kilven metamorfoosista on tapahtunut eoarkeeisen ja neoarkeeisen maailmankausien aikana, mihin on liittynyt graniittista magmatismia (Bethune *et al.* 1999; Kellett *et al.* 2020). Kilven alueen metamorfoitunut kallioperä on tyypillisesti hyvin kovaa ja isorakeista, joten alue on kestänyt Pohjois-Amerikan jäätiköitymisjaksojen aiheuttamaa eroosiota erityisen hyvin (Shilts *et al.* 1987). Paikoin kilven alueella on kuitenkin hyvin mittavia määriä metamorfoitumattomia sedimenttejä, jotka ovat syntyneet jäätikköeroosion seurauksena (Shilts *et al.* 1987).

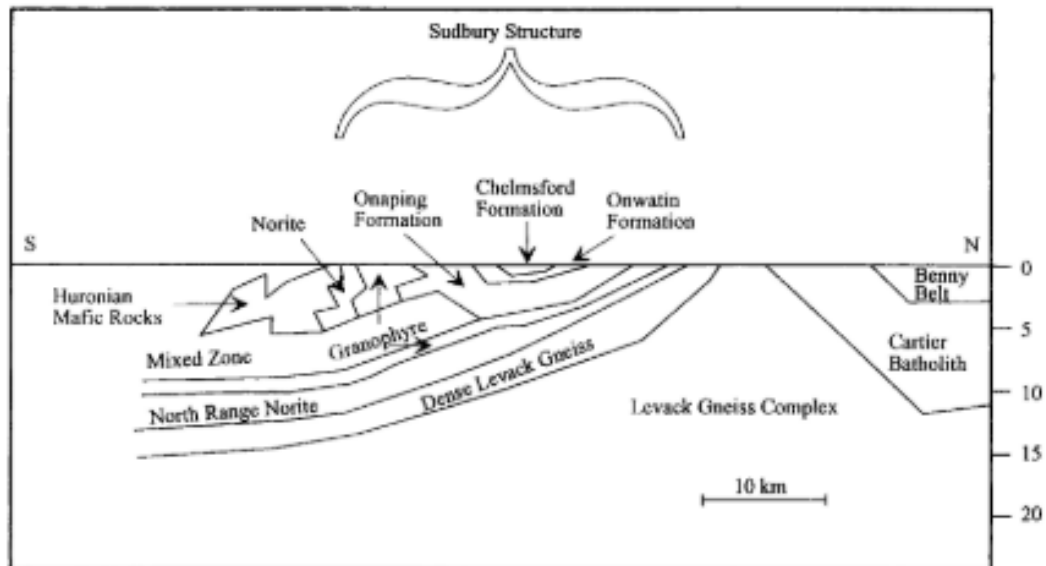
### 2.1 Sudburyn muodostuman ympäristö

Sudburyn muodostuma sijaitsee Kanadan kilvellä kolmen eri geologisen provinssin läheisyydessä (kuva 1). Muodostuma sijaitsee iältään paleoproterotsooisen Eteläprovinssin itäosassa ja levittyy sekä sen että arkeeisen Superior-provinssin alueelle. Sudburystä kaakkoon noin kymmenen kilometrin päässä sijaitsee myös mesoproterotsooinen Grenvillen provinssi.



Kuva 1. Sudburyn muodostuman sijainti ja sitä ympäröivät geologiset provinssit (Rousell & Card 2009).

Sudburyn muodostuman alueella merkittävimpiä kivilajiyksiköitä ovat Benny-vihreäkivivyöhyke, Levack-gneissikompleksi (LGC) ja Cartier-batoliitin felsiset plutoniset kivet (Card 2009). Arkeaisen kallioperän Levack-gneissikompleksi ympäröi Sudburyn muodostuman reunoilla olevaa magmakivikompleksia (Card 2009). LGC taas on kontaktissa Sudburyn muodostuman kanssa ja sivuaa sitä loivassa kulmassa muodostaen osan Sudburyn magmakivikompleksin alapuolisesta arkeisesta alustasta, kuten kuvassa 2 esitetään (Card *et al.* 1984). Cartier-batoliitti on intrudoitunut gneissikompleksiin Sudburyn magmakivikompleksin luoteis- ja pohjoispuolella (Card 2009).



Kuva 2. Lämpileikkaus pohjoiseteläsuunnassa Sudburyn muodostumasta sekä sitä sivuavista Levack-gneissistä, Cartier-batoliitista ja Benny-vihreäkivivyöhykkeestä (Meldrum *et al.* 1997).

Levackin gneissikompleksi on suhteellisen heterogeeninen koostuen tonaliittisesta gneissistä, gabrosta sekä paragneissistä ja siihen liittyvästä diateksiitistä (Meldrum *et al.* 1997). Lisäksi kompleksi koostuu intermediäärisistä ja mafisista gneisseistä sekä kerroksellisesta granodioriitista (Meldrum *et al.* 1997). Levackin gneissikompleksista tehdyt zirkonien ja baddeliittien U-Pb-ikämäärytykset ovat antaneet kiville vanhemman konkordiaian  $2,711 \pm 7$  Ga ja nuoremman yläleikkausiän  $1,836 \pm 14$  Ga (Krogh *et al.* 1984). Vanhempi ikä osoittaa muodostuman alkuperäisen kiteytymisajankohdan, kun taas nuorempi ikä osoittaa Sudburyn impaktin aiheuttaman impaktimetamorfoosin iän (Krogh *et al.* 1984).

Algoma-plutonit ovat myöhäisarkeaisiä granittiisia intruusioita, jotka muodostavat useita suuria batoliitteja Superior-provinssin eteläosissa (Card 1979). Cartier-batoliitti on Algoma-plutoneihin kuuluva kaliumrikas graniittinen batoliitti, joka sivuaa Levack-gneissikompleksia Sudburyn muodostuman läheisyydessä (Meldrum *et al.* 1997). Meldrum *et al.* (1997) mukaan Cartier-batoliitti koostuu pääosin montsograniitista sekä vähäisestä määrästä granodioriittia. Lisäksi Cartier-batoliitti on kontaktissa SIC:n (Sudbury Igneous Complex) kanssa muodostaen magmakivikompleksin pohjoisosan niin kutsutun jalkapuolen lohkon (Meldrum *et al.* 1997). Cartier-batoliittiin intrudoituvat myös meteoriitti-impaktin synnyttämät breksiat (Meldrum *et al.* 1997). Batoliitti muodostuu pääosin korkean metamorfoosiasteen gneissimäisistä ja migmaattisista kivistä sekä ryhmästä mafisia kiviä (Meldrum *et al.* 1997).

Benny-vihreäkivivyöhyke koostuu pääosin korkean metamorfoosiasteen basaltista, andesiittivirtauksista sekä breksioituneesta tuffiitista, jonka koostumus on osin tholeiittinen, osin kalkkialkalininen (Card 2009). Vyöhykkeellä on lisäksi sulfiittipitoisia vulkaanisperäisiä metasedimenttejä (Card 2009). Vihreäkivivyöhyke kattaa noin 200 km<sup>2</sup> suuruisen alueen ja sen kivet ovat metamorfoituneet vihreäkivi- ja amfiboliittifasioksen olosuhteissa (Card 2009).

## **2.2 Superior -provinssi, Eteläprovinssi ja Grenvillen -provinssi**

Superior-provinssi muodostaa osan yhdestä maailman suurimmista arkeisista kratoneista (Card 1990). Se sijaitsee Pohjois-Amerikan mantereeseen keskiosassa, muodostaen suuren osan Kanadan kilvestä (Card 1990). Superior-provinssi on jäännös vanhemmasta kratonista, jota ympäröivät sitä muokanneet varhaisproterotsooiset orogeeniatvyöhykkeet. Nämä orogeeniavyöhykkeet edustavat törmäyskontakteja arkeisten provinssien kanssa (Gibb 1983). Superior-provinssin läntiset, pohjoiset ja kaakkoiset kontaktit Trans-Hudsonin ja Grenvillen orogeeniavyöhykkeiden kanssa ovat ylityöntösiirroksia ja sivuttaissiirroksia (Card 1990). Eteläiset ja itäiset kontaktit Penokean orogeenian ja New Quebec orogeenian kanssa ovat puolestaan vain ylityöntösiirroksia (Card 1990).

Superior-provinssi voidaan jaotella useampaan eri alaluokkaan. Jaottelu tapahtuu litologian, rakenteiden, metamorfoosin ja geofysikaalisten ominaisuuksien perusteella vulkaanisplutoniseen, metasedimenttiseen ja korkean metamorfoosiasteen gneissin alaprovinssihin (Card 1990).

Radioisotooppien perusteella tehdyt ikämääritykset antavat alueen vulkaanisille ja plutonisille kiville iäksi 3,1–2,6 Ga (Card 1990). Alueelta on havaittu useita merkkejä mittavista magmaattisista tapahtumista, jotka ajoittuvat aikavälille 3,0–2,7 Ga (Card 1990). Näiden magmaattisten tapahtumien aikana kerrostui geokemialtaan monipuolinen ryhmä tholeiittisia, kalkkialkalisia, komatiittisia sekä alkalisia vulkaniitteja (Card 1990).

Huronian superryhmän paleoproterotsooiset sedimenttikivet muodostavat Superior-provinssin alueella useita irrallisia jäänteitä (Card 2009). Sudburyn magmakivikompleksin (SIC) alimmat kerrokset leikkaavat Superior-provinssin arkeisia kiviä (Card 2009).



### 2.3 Eteläprovinssi

Eteläprovinssi koostuu alueella paksusta keskikambrikautisesta Huronian superryhmään kuuluvasta suprakrustisesta kerroksesta. Kerrostuminen on tapahtunut noin 2,3 Ga sitten siirrostuneeseen intrakratoniseen altaaseen (Card *et al.* 1984). Sudburyn läheisyydessä olevat Huronian superryhmään kuuluvat kivet ovat pääasiassa vihreäliuskefasieksessa ja paikoin amfiboliittifasieksessa metamorfoituneita hiekkakiviä, liuskeita, karbonaatteja ja konglomeraatteja (Long 2009). Alueen geologiassa on myös havaittavissa Sudburyn impaktikraatterin aiheuttamia muutoksia, kuten Sudbury Breksiaa, impaktibreksiaa, impaktimetamorfoosia ja tasomaisia deformaattiorakenteita alueen kvartsissa sekä maasälvissä (Card 2009).

### 2.4 Grenvillen provinssi ja Grenvillen sekä Penokean orogeniat

Grenvillen provinssi ei yllä suoraan Sudburyn muodostuman alueelle, vaan sijaitsee siitä noin 8–16 km kaakkoon (Brocoum & Dalziel 1974). Grenvillen provinssin ja Eteläprovinssien välisen kontaktin kiviä on ikämääritetty K-Ar ja Rb-Sr -menetelmillä (Brocoum & Dalziel 1974). Iät kyseisille Grenvillen provinssin metamorfoituneille kiville sekä magmakiville ovat noin 1,0 Ga (Brocoum & Dalziel 1974). Tämän perusteella orogenian on päätelty tapahtuneen alueella noin 1,0 Ga sitten (Brocoum & Dalziel 1974). Orogeniaan on liittynyt deformaatiota, korkean asteen metamorfoosia sekä magmaattista aktiivisuutta (Brocoum & Dalziel 1974). Useat tutkijat kuten Krogh ja Davis (1969) sekä Dalziel *et al.* (1969) ovat tulkinneet Grenvillen orogenian aiheuttaneen ainoastaan lämpöjäljen alueen kallioperään, minkä vuoksi ikämäärytyksistä saadaan ikiä 1,0 Ga. Grenvillen orogenia ei kuitenkaan ole juuri aiheuttanut deformaatiota Sudburyn muodostumassa (Dalziel *et al.* 1969).

Sudburyn muodostuma ei ole pyöreä, ja sen on tulkittu deformatuneen Penokean orogeniassa noin 1,750 Ga sitten (Rousell 1984). Deutsch *et al.* (1995) mukaan Sudburyn impaktin aikaan alue oli orogeniavyöhykkeellä, jonka myötä impaktikraatterin deformaatio alkoi käytännössä välittömästi, ja se jatkui myös osittain kraatterin viilentymiseen saakka. Orogenia selittänee, miksi nopeasti jäähtyneet Onaping muodostuma, granofyyrit sekä jalkalohkon kivet ovat deformatuneet luode-kaakko-suuntaisesti (Deutsch *et al.* 1995). Alakerroksen hitaammin jäähtynyt gabroniittikontakti taas on suurelta osin deformatumaton (Deutsch *et al.* 1995).

### 3 Impaktirakenteet

Impaktirakenteet ovat hyvin tavallinen geologinen muodostumatyyppi (Koeberl 1997). Maapallon jatkuvasti muuttuvan geosfäärin vuoksi tällaiset rakenteet ovat Maassa kuitenkin suhteellisen harvinaisia (Koeberl 1997). Taivaankappaleiden välisten impaktien vaikutukset voivat toisinaan olla hyvin massiivisia aiheuttaen jopa massasukupuuottoja, kuten esimerkiksi liitukauden lopulla (Koeberl 1997). Toinen mittava esimerkki planetaaristen kappaleiden impaktien vaikutuksista on Kuun syntyminen (Koeberl 1997).

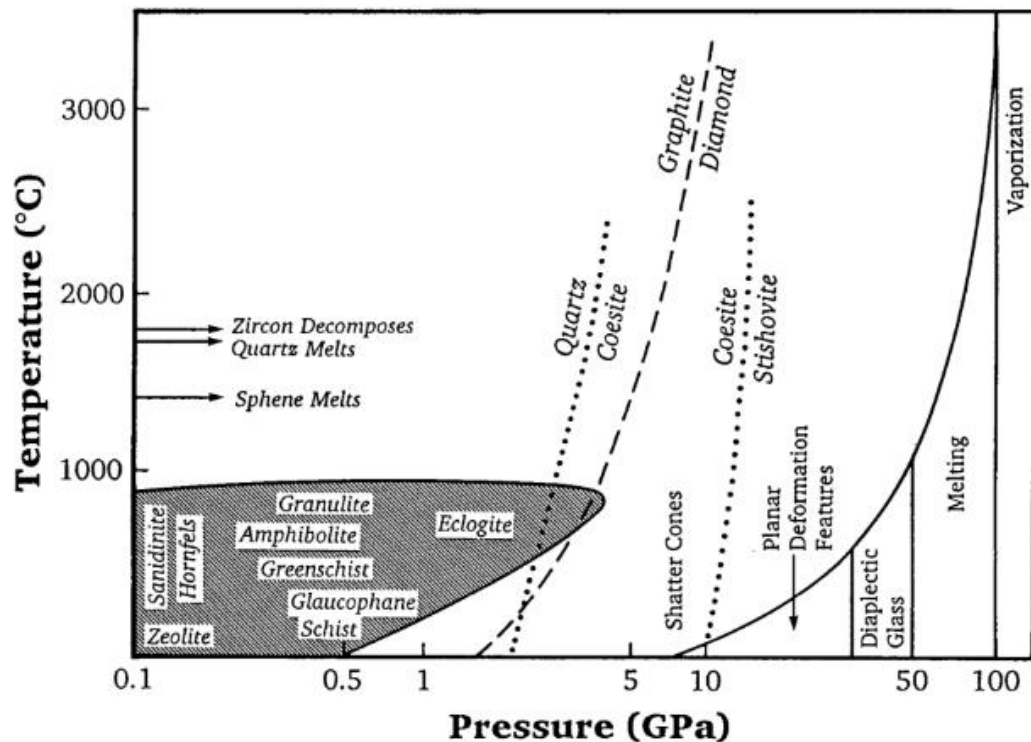
Koeberlin (1997) mukaan meteoriittien aiheuttamat impaktikraatterit aiheuttavat tyypillisesti muutoksia Maan kuoressa vain hyvin pintapuolisesti endogeenisiin tapahtumiin verrattuna. Impaktirakenteet ovat yleensä muodoltaan pyöreitä, mutta esimerkiksi hyvin vinossa kulmassa tapahtunut impakti (Rio Cuarto) tai impaktin jälkeinen tektoniikka, kuten Sudburyssa, voi muokata kraatterin muotoa (Koeberl 1997). Kraatterin synnyttävä tapahtuma jaetaan kolmeen vaiheeseen: kontakti- ja kompressiovaiheeseen (contact and compression stage), kaivautumisvaiheeseen (excavation stage), ja postimpaktiseen muovautumiseen (postimpact crater-modification stage) (Koeberl 1997). Struktuurien muodostuminen tapahtuu ensimmäisessä vaiheessa, kun taas kraatterin morfologia muotoutuu toisessa sekä kolmannessa vaiheessa (Koeberl 1997).

#### 3.1 Impaktimetamorfoosi

Impaktirakenteiden synty ja impaktimetamorfoosi ovat tyypiltään hyvin erilaisia verrattuna tavanomaiseen endogeeniseen metamorfoosiin: tapahtuma on nopea ja olosuhteet vastaavat tuhansien asteiden lämpötilaa ja useiden miljoonien baarien painetta (French 1966). Impaktin aiheuttamia kivissä esiintyviä deformaatorakenteita ovat esimerkiksi murrekset, kataklastit, plastinen deformaatio, faasimuutokset, lämmön aiheuttama hajoaminen, sulaminen ja höyrystyminen (Grieve 1987).

Tutkimusten perusteella tasomaisia deformaatorakenteita esiintyy kvartsissa ja maasälvissä matalan tason impaktimetamorfoosissa (Wolf von Engelhardt ja E. C. T. Chao, Frenchin 1966 mukaan). Samojen tutkimusten mukaan keskitason impaktimetamorfoosissa kvartsi ja maasälvät muuttuvat rakenteeltaan diaplektiseksi lasiksi. Tätä korkeammassa impaktimetamorfoosissa taas mineraalit sulavat kokonaan muodostaen virtausrakenteita. Frenchin (1966) mukaan kyseisiä rakenteita voidaan soveltaessa tutkittaessa impaktin voimakkuutta. Rakenteiden syntyyn vaikuttavat kuitenkin myös kiven rakenne, mineraalisisältö, vesipitoisuus ja huokoisuus sekä useat

muut kiven kemialliset ja fysikaaliset ominaisuudet (French 1966). Lämpötilan ja paineen vaikutus kivimateriaaliin impaktissa on esitetty kuvassa 3.



Kuva 3. Paineen ja lämpötilan vaikutus kivimateriaalin käyttäytymiseen impaktissa verrattuna endogeeniseen metamorfoosiin. Endogeenisessä metamorfoosissa paine on alle 5 GPa ja lämpötila alle 1000 °C, kun taas meteoriitti-impaktissa lämpötila ja paine kasvavat eksponentiaalisesti (Koeberl 1997).

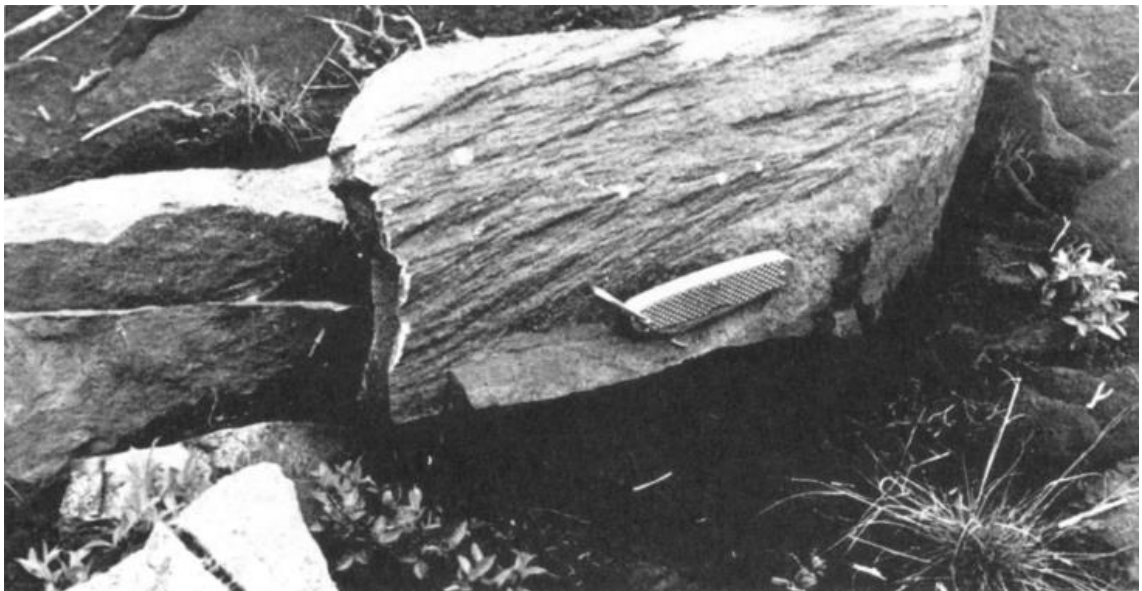
### 3.1.1 Impaktibreksiat

Impaktissa syntyvät breksiat jaetaan kolmeen eri ryhmään: (1) kataklastiseen eli pirstaloituneeseen breksiaan, (2) sueviittiseen breksiaan eli myös sulaneita komponentteja sisältävään breksiaan ja (3) impaktisulaan, joka matriksiltaan koostuu sulasta ja sen seassa olevista pirstaleista (Koeberl 1997). Breksiat muodostavat usein breksiajuonia (Koeberl 1997), joita tavataan myös Sudburyn muodostumassa.

Grievin (1987) mukaan lämpötila on riittävän korkea kiven kokonaissulamiselle, kun paine impaktissa ylittää 60 GPa:n rajan. 60 GPa:n ylittyessä syntyy impaktisulaa (Grieve 1987). Sudburyn muodostumassa esiintyvän Sudburyn magmakivikompleksin on tulkittu muodostuvan juuri meteoriitti-impaktin aiheuttamasta impaktisulasta (Naldrett 1984a).

### 3.1.2 Pirstekartiot

Ainoa suoraan meteoriitti-impaktiin yhdistettävissä oleva ja paljaalla silmällä erotettava deformaatorakenne Sudburyn alueella ovat pirstekartiot (Grieve 1987). Pirstekartio on ohuista säröistä muodostuva kartionmuotoinen rakenne (Koeberl 1997). Niiden koko vaihtelee alle senttimetristä yli metriin, ja ne ovat olleet hyvin oleellisia Sudburyn muodostuman määrittelyssä impaktikraatteriksi (Dietz 1964; Koeberl 1997). Miltonin (1977) mukaan pirstekartioita esiintyy, kun impakti aiheuttaa 2–25 GPa paineen. Ne syntyvät parhaiten hienorakeisiin isotrooppisiin kiviin. Lisäksi pirstekarioiden huippu osoittaa kohtisuoraan kohti impaktin keskusta (Grieve 1987). Niitä esiintyy yleisesti impaktimuodostumien ulkoreunoilla sekä kraatterin alemmissa osissa (Koeberl 1997).



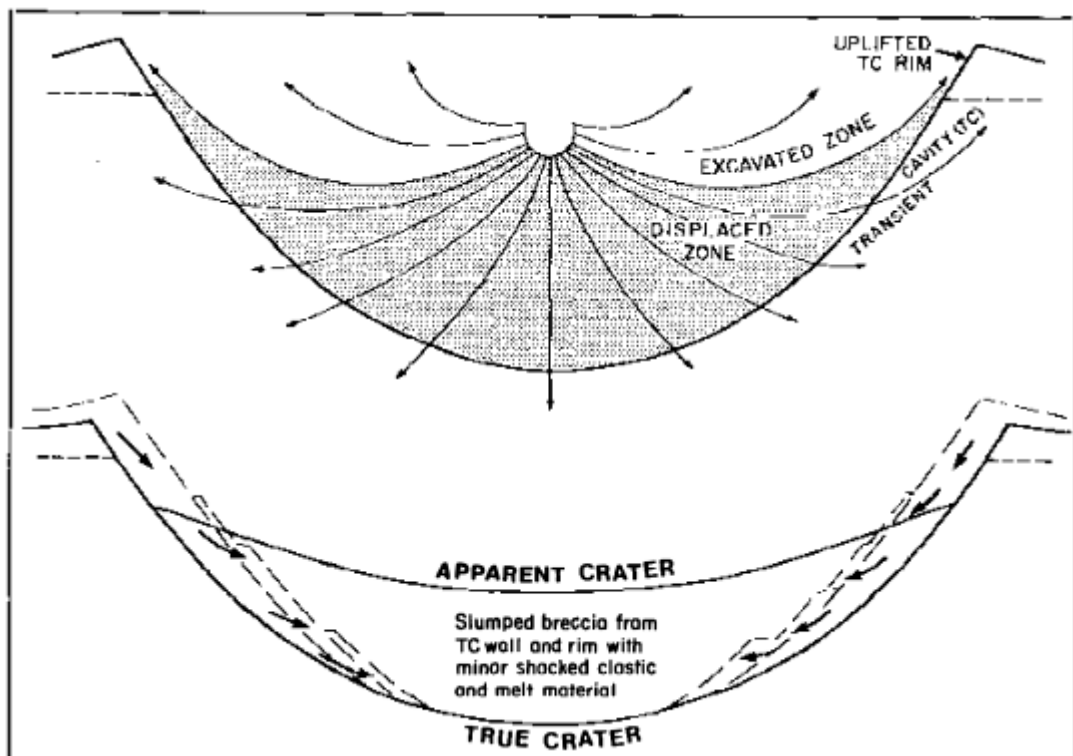
Kuva 4. Meteoriitti-impakteissa syntyviä pirstekartioita Sudburyn muodostumasta (Dietz 1964).

### 3.1.3 Diaplektinen lasi

Diaplektista lasia on löydetty useista eri impaktikraattereista. Sitä muodostuu Impaktin aiheuttaman paineen ylittäessä 30 GPa paineen (Koeberl 1997). Diaplektinen lasi syntyy suoraan kiteisestä kivistä ilman sulamista, ja siinä säilyy alkuperäinen kiderakenne ja kidehilassa esiintyvät epäkohdat sekä mahdollisesti tasomaiset rakenteet (Koeberl 1997). Diaplektisen lasin löytyminen indikoi muodostuman impaktityypistä syntyperää.

### 3.2 Morfologia

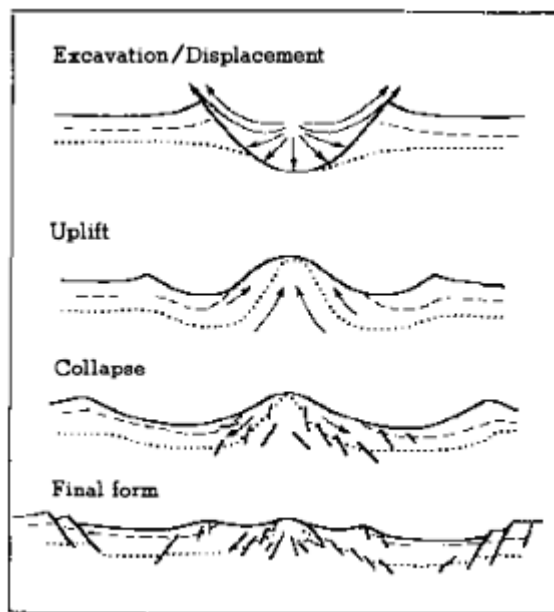
Grieve (1987) jakaa impaktikraatterit kahteen eri tyyppiin: yksinkertaisiin kraattereihin (simple crater) ja kompleksisiin kraattereihin (complex crater). Kuvassa 5 esitetään normaalikraatterin poikkileikkaus sekä kraatterille tyypillinen näennäinen sekä todellinen kraatterin pohja (Grieve 1987). Yksinkertainen impaktikraatteri on morfologialtaan kulhomainen. Lisäksi kraatterin reunat ovat kohonneet ja impaktin nostattama laskeumamateriaali (fallout ejecta) kerrostuu kraatterin reunoille (Grieve 1987). Näennäisellä kraatterilla (apparent crater) tarkoitetaan kraatterin paljaalla silmällä havaittavissa olevaa kraatterin osaa. Pohjalla on impaktibreksiaa, jonka kontakti kiinteään kallioperän kanssa muodostaa poikkileikkaukseltaan paraabelisen, todellisen kraatterin (true crater), kuten kuvassa 5 esitetään (Grieve 1987).



Kuva 5. Poikkileikkaus meteoriitti-impaktissa syntyvästä näennäisestä kraatterista sekä kiinteäpohjaisesta todellisesta kraatterista (Grieve 1987).

Ero yksinkertaisten kraatterien ja kompleksisten kraatterien välillä on kompleksisille kraattereille ominainen kohonnut kraatterin pohja (Grieve 1987). Kompleksisen kraatterin muodostuminen voidaan jakaa neljään eri vaiheeseen (kuva 6), (Grieve 1987). Muodostumisen ensimmäisessä vaiheessa meteoriitin aiheuttama impakti kaivaa, kallioperää ja siirtää materiaalia muodostaen kraatterin reunat (Grieve 1987). Toisessa vaiheessa impaktin kallioperään aiheuttama painauma palautuu, jolloin kraatterin keskiö nousee koholle (Grieve 1987). Kolmannessa vaiheessa sekä kraatterin reunat ja keskiö

romahtavat painovoiman vuoksi, jolloin siirroksia voi syntyä kraatterin reunoille (Grieve 1987). Lisäksi kolmannessa vaiheessa eroosio tasoittaa kraatterin pinnamuotoja, jolloin kraatterista muodostuu tasaisempi (Grieve 1987). Kompleksisen kraatterin kohonnut pohja on yleensä paljastunut ja kohoama on voinut nostattaa kalliota huomattavalta syvyydeltä (Koeberl 1997). Lisäksi kompleksiset kraatterit ovat morfologialtaan yksinkertaisia kraattereita matalampia ja laajempia (Grieve 1987). Sekä yksinkertaisille että kompleksisille kraattereille yhteistä on, että molempien pohjaa täyttää impaktibreksiasta, -sulasta tai pirstaloituneesta kivistä koostuva massa (Koeberl 1997).



Kuva 6. Kompleksisen kraatterin muodostumisen kaivautumisvaihe, keskiön nousu- ja romahtamisvaihe (Grieve 1987).

Koeberlin (1997) mukaan kompleksisten kraattereiden kohonnut keskiö on usein voimakkaammin muuttunut impaktin vaikutuksesta. Keskiö kestää eroosiota usein huomattavasti paremmin kuin kraatterin reunat (Koeberl 1997). Kompleksisista kraattereista on usein tunnistettavissa eroosion vuoksi vain kohonnut keskiö (Koeberl 1997). Painovoima-anomaliat ovat erilaisia normaalien ja kompleksisten kraattereiden välillä: normaalikraatterille on ominaista negatiivinen painovoima-anomalia pirstaloituneiden kivien vähäisemmän tiheyden vuoksi, kun taas kompleksiselle kraatterille ominaista on positiivinen painovoima-anomalia kohonneen keskiön vuoksi (Koeberl 1997).

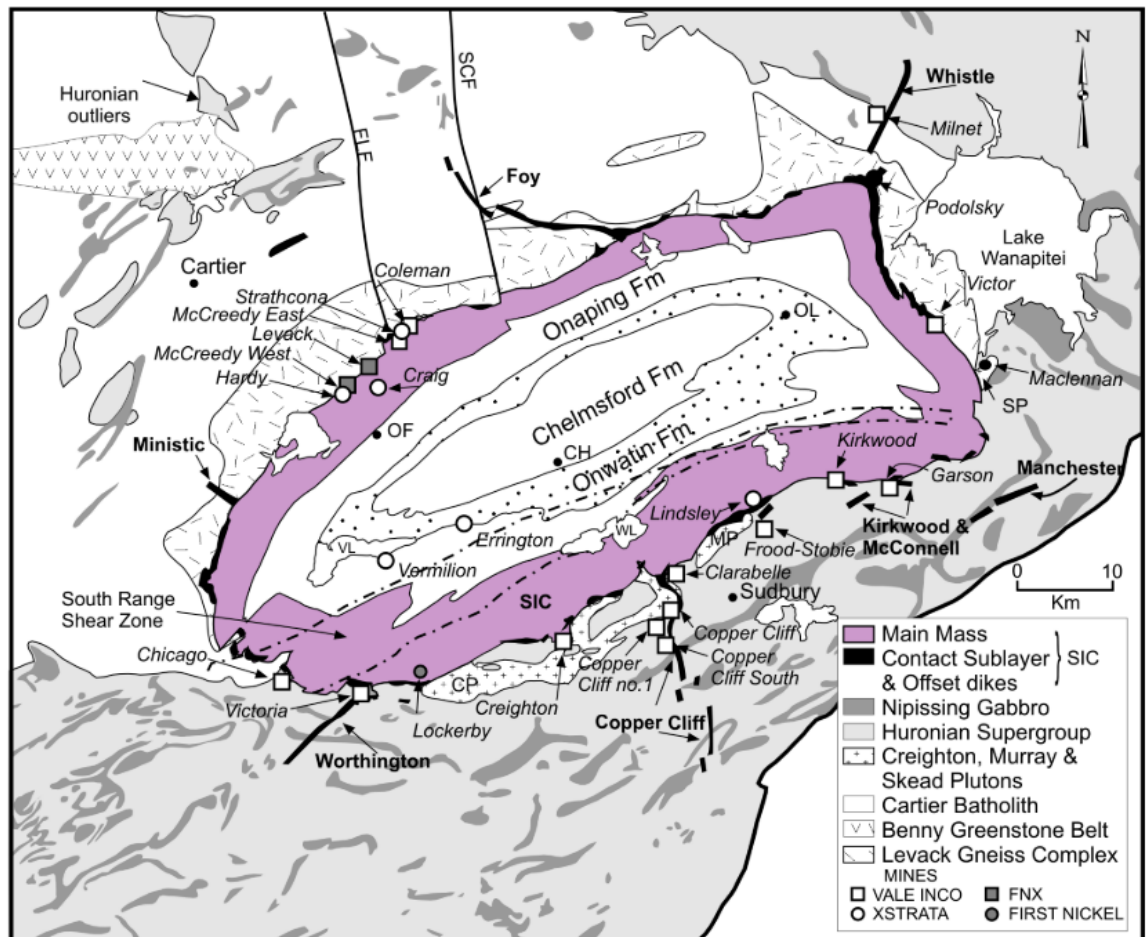
### 3.3 Impaktisula

Impaktisula syntyy paineen ylittäessä noin 60 GPa impaktin yhteydessä, jolloin lämpötila riittää kivimassan kokonaissulamiseen (Koeberl 1997). Tietyn tyyppisiä mineraaleja syntyy vain riittävän korkeassa lämpötilassa, kuten meteoriitti-impakteissa (Koeberl 1997). Mineraaleja kuten lekatelieriiittiä, joka syntyy kvartsista lämpötilan ylittäessä 1700 °C ja baddeliittiä, joka syntyy zirkonin termolyysissä, noin 1900 °C lämpötilassa (Koeberl 1997). Riippuen sulan koostumuksesta, impaktin sijannista ja ympäristön olosuhteista, voi riittävän nopean jäähtymisen yhteydessä impaktisulasta syntyä impaktilasia (Koeberl 1997). Kuitenkin yleisimmin jäähtyminen on riittävän hidasta kiderakenteen syntyyn, jolloin sula kiteytyy yleensä hienorakeiseksi magmakiveksi (Koeberl 1997).

Impaktilasien erottaminen vulkaanisesta lasista on oleellista impaktikraattereiden tunnistamisessa. Harvinaisten maametallien (REE) isotooppikoostumuksia voidaan käyttää impaktilasien erottamiseen vulkaanisesta lasista (Koeberl 1997). Esimerkiksi Rb-Sr isotooppikoostumus on erilainen vulkaanisen lasin ja impaktilasien välillä, mitä voidaan hyödyntää kyseisessä menetelmässä (Koeberl 1997). Lisäksi impaktilasien sisältämän veden määrä on huomattavasti alhaisempi vulkaaniseen lasiin verrattuna (Koeberl 1997).

## 4 Sudburyn muodostuman rakenne

Sudburyn muodostuma jaetaan kolmeen pääkomponenttiin: Sudburyn altaaseen, Sudburyn magmakivikompleksiin ja breksioituneeseen jalkapuolen lohkoon, jota kutsutaan Sudburyn Breksiaksi (Rousell & Card 2009). Sudburyn muodostuman karttakuva on esitetty kuvassa 7. Muodostuma on elliptinen ja SIC muodostaa altaalle kauluksen, joka on kooltaan noin 1600 km<sup>2</sup> (Rousell & Card 2009).



Kuva 7. Sudburyn muodostuma ja sen rakenteet sekä sitä ympäröivät litologiset yksiköt.

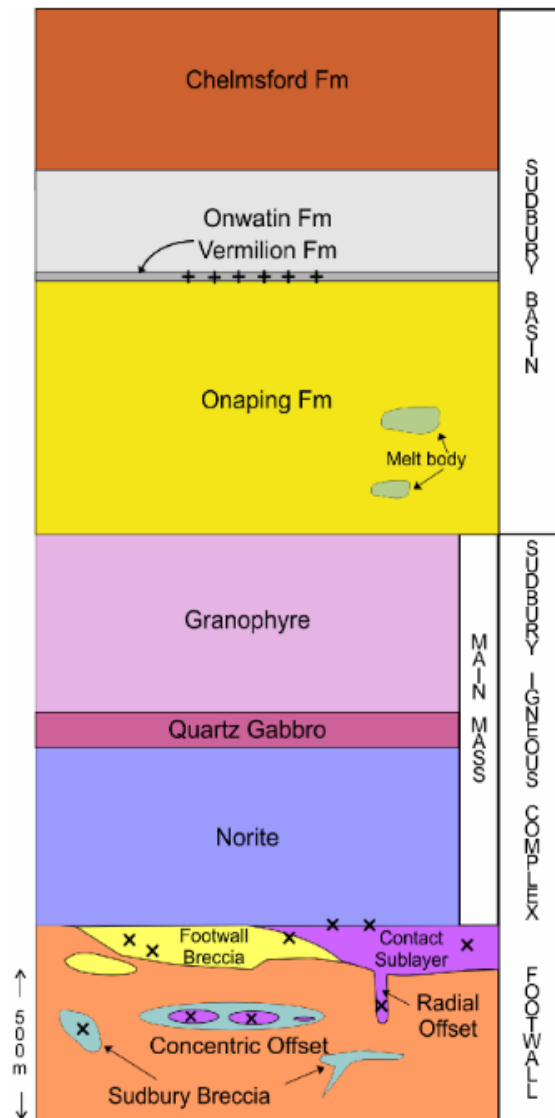
CH=Chelmsford, CP=Creighton Pluton, FLF=Fecunis Lake Fault, MP=Murray Pluton, OF=Onaping Falls, OL=Onwatin Lake, SCF=Sandcherry Creek Fault, SIC=Sudbury Igneous Complex, SP= Skead Pluton, VL Vermilion Lake, WL=Whitewater Lake (Rousell & Card 2009).

### 4.1 Whitewater-ryhmä

Sudburyn altaan muodostaa Whitewater-ryhmä, joka jaetaan edelleen järjestyksessä ylhäältä alas Chelmsfordin-, Onwatin-, Vermilion- ja Onaping-muodostumiin, kuten kuvassa 8 esitetään (Rousell & Card 2009). Whitewater -ryhmä muodostaa noin 2900



metriä paksun kerroksen kiviä Sudburyn magmakivikompleksin päälle (Ames *et al.* 2009).



Kuva 8. Sudburyn muodostuman stratigrafiapylväs (Card 2009).

#### 4.1.1 Chelmsford-muodostuma

Ames *et al.* (2009) mukaan Chelmsford-muodostuma on Whitewater-ryhmän päällimmäisin ja keskimmäisin osa Sudburyn altaan muodostumasta. Chelmsford on noin 900 metriä paksu ja edustaa suuremman, erodoituneen muodostuman jäänteitä (Ames *et al.* 2009). Onwatin- ja Chelmsford -muodostumien välillä oleva kontakti on vaihtuva. Kontaktissa vaihtuminen tapahtuu argilliitistä ja vähäisestä grauvakasta suurempaan määrään grauvakkaa ja vähäisempään määrään argilliittiä (Ames *et al.* 2009). Muodostuma koostuu useammasta patjasta, joiden paksuudet vaihtelevat välillä 0,03–5,2 metriä (Ames *et al.* 2009).

Rousellin (1984b) mukaan Chelmsford-muodostuma koostuu turbidiiteistä, jotka jaotellaan niiden raekoon sekä virtaustekstuuriin mukaan. Turbidiittivirtausten aiheuttamat kerrokset jaetaan viiteen eri ryhmään: (1) kerroksellinen hiekkakivi (graded sandstone), (2) tasomaisesti laminoitunut hiekkakivi (parallel laminated sandstone), (3) virtauskuvioinen ja hienorakeinen hiekkakivi (current ripple-laminated fine-grained sandstone), (4) epämääräisen tasomaisesti laminoitunut kerros hienojakoisesta hiekasta silttiseen peliittiin (indistinct parallel lamination in very fine grained sand to silty pelite), (5) peliitti (Bouma 1962, Rousellin 1984b mukaan). Suurin osa (99 %) koko muodostumasta kuitenkin koostuu ainoastaan ryhmien 1, 3 ja 5 mukaisesta materiaalista (Rousell 1984b).

#### 4.1.2 Onwatin-muodostuma

Ames *et al.* (2009) mukaan Onwatin-muodostuma koostuu pääosin hiilikondriitista ja pyriitistä, massiivisesta argillitistä sekä silttikivistä, jossa on pieniä määriä grauvakkaa. Kerroksellisuudesta huolimatta Onaping-muodostuman ja Onwatin-muodostuman välistä rajaa on hankala määritellä, sillä muodostumien välinen raja on vaihtuva (Ames *et al.* 2009). Onwatin- ja Onaping-muodostumien välillä esiintyy serttiä, joka voidaan sijoittaa kemiallisen koostumuksen tai raekoon mukaan kumpaan tahansa muodostumaan (Ames *et al.* 2009). Onwatin-muodostuma edustaa syvänmeren sedimenttejä (Ames *et al.* 2009). Hiilikondriittien runsaan määrän sekä pyriitin esiintymisen perusteella kerrostumisympäristö meren pohjassa on ollut passiivinen ja anaerobinen (Ames *et al.* 2009).

#### 4.1.3 Vermilion-muodostuma

Vermilion-muodostuma sijaitsee stratigrafisesti Onwatin muodostuman alla, ja se sisältää merkittäviä sinkki-, lyijy- ja kupariesiintymiä (Ames *et al.* 2009). Amesin *et al.* (2009) julkaisussa mainitun Falconbridge Ltd. suorittamien porausten perusteella Vermilion-muodostuma kattaa laajuudeltaan koko altaan alueen. Vermilion-muodostuma jaetaan kolmeen eri jäseneen: (1) Harmaa Argilliittijäsen (Gray Argillite Member), (2) Alempi Karbonaattijäsen (Lower Carbonate Member) ja (3) Ylempi Karbonaattijäsen (Upper Carbonate Member) (Ames. *et al.* 2009).

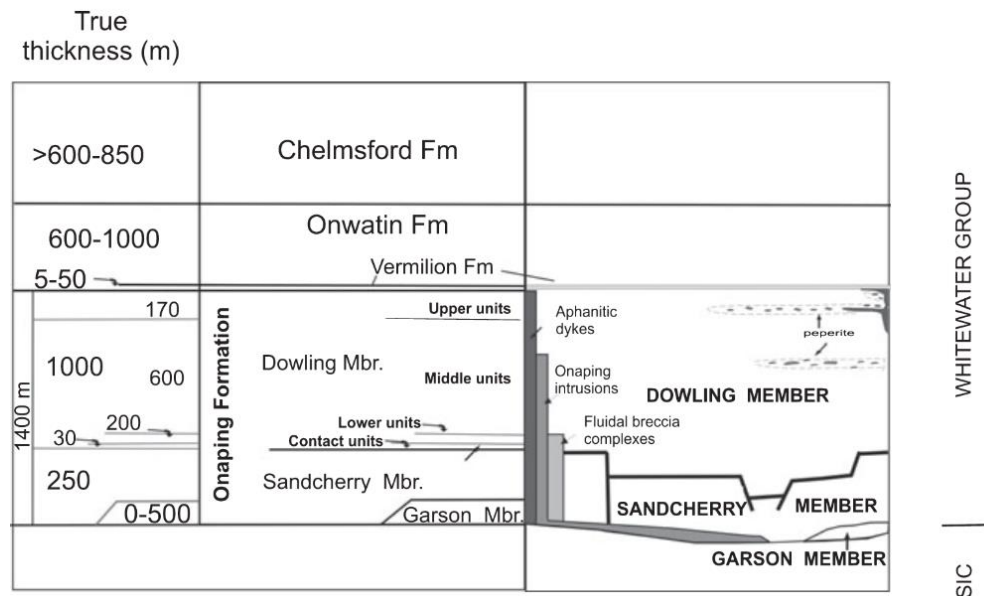
Amesin *et al.* (2009) mukaan Alempi Karbonaattijäsen voidaan edelleen jakaa kahteen eri alaluokkaan riippuen etäisyydestä sinkki-, lyijy- ja kupariesiintymiin: keskifasiekseen (proximal facies) ja ulkofasiekseen (distal facies). 3–30 m paksu keskifasies koostuu sirpaloituneesta ja breksioituneesta, kerroksellisesta, väriltään harmaasta vaaleanpunaiseen vaihtelevasta karbonaatista (Ames *et al.* 2009). Ulkofasies puolestaan koostuu kerroksellisesta, tummanruskeasta, hiilirikkaasta ja silttisestä karbonaatista (Ames *et al.* 2009).

Amesin *et al.* (2009) julkaisussa Stonessin (1994) mukaan harmaa argilliittijäsen on noin 20 m paksu Etelärinteellä (South Range) ja noin 10 m Pohjoisrinteellä (North Range). Se koostuu pyriittipitoisesta, horisontaalisesti jatkuvasta silttikivikerroksesta (Ames *et al.* 2009). Paikallisesti kerroksessa esiintyy ohuita rauta-karbonaattikerrostumia.

Ylempi karbonaattijäsen on hyvin ohut, paksuudeltaan 0,2–0,8 m paksu horisontaalisesti jatkumaton jäsen, joka koostuu useammasta alajäsenestä. Alajäsenet koostuvat orgaanista hiiltä sisältävässä mutakivimatriksista, jossa esiintyy karbonaattinoduleita. Kerros on Amesin *et al.* (2009) mukaan syntynyt hydrotermisessä prosessissa, jossa sedimenttipitoiseen meriveteen on virrannut hiilidioksidipitoista vettä.

#### 4.1.4 Onaping-muodostuma

Ames *et al.* (2009) mukaan Onaping-muodostuma eli Onaping on noin 1400 metriä paksu useista sarjoista (series) breksiaa ja tekstuurltaan magmakivimäisestä kivistä koostuva muodostuma. Onaping-muodostuma jaetaan edelleen jäseniin: Garson, Sandcherry ja Dowling, joita erottavat koostumukseltaan erilaiset andesiittiset intruusiot (Ames 2001). Onaping sijoittuu SIC:n yläpuolelle, ja SIC:n granofyyrit intrudoituvat Onaping-muodostumaan, kun taas Onaping taas intrudoituu yläosistaan Vermillion- ja Onwatin-muodostumiin (Ames *et al.* 2009). Onaping-jäsenen stratigrafia on esitetty kuvassa 9.



Kuva 9. Whitewater-ryhmän stratigrafia (Ames *et al.* 2009).

Grievan *et al.* (2010) mukaan Garson-jäsen muodostaa Onaping-muodostuman tyviosan, joka on enimmäispaksuudeltaan noin 500 m. Jäsen koostuu 910–100 m paksuista alajäsenistä, jotka ovat muodostuneet kvartsiittikappaleita sisältävästä heikosti lajittuneesta breksiasta. Breksia vaihtelee tyypiltään matriksikannatteisesta klastikannatteiseen (Ames 2001). Klastit ovat kvartsiittikappaleiden lisäksi koostumukseltaan afaniittistä andesiittiä ja gneissia (Ames 1999). Breksia-alajäsenien matriksi koostuu soraraekoon kvartsiitista, kvartsista ja maasälvästä (Ames 1999).

Sandcherry-jäsen on hiiliköyhä, noin 50–500 m paksu, Garson- ja Dowling-jäsenien väliin jäävä kerros (Grieve *et al.* 2010). Sandcherry-jäsenen sekä Garson- ja Dowling-jäsenien väliset kontaktit ovat hyvin vaihtuvia ja toisiaan myötäileviä. (Grieve *et al.* 2010). Sandcherry-jäsen muodostuu enimmäkseen Equant Shard -yksiköksi kutsutusta sirpaleisesta breksiasta koostuvasta kerroksesta, joka on paksuudeltaan 30–350 m (Ames 2001). Breksiasta noin puolet koostuu lasimaisista kappaleista, joiden on tulkittu olevan impaktibreksiaa (Ames *et al.* 2009). Breksian matriksi koostuu tuhkasta lapilleista ja tuffimaisesta hienojakoisesta materiaalista (Ames 2001).

Amesin (2001) mukaan Onaping-muodostumasta noin 75 % muodostuu Dowling-jäsenestä, joka voidaan edelleen jakaa selkeästi toisistaan erottuviin Kontakti-, Ylä-, Keski- ja Alayksiköihin (Contact, Lower, Middle and Upper Units). Yksiköt ovat muodostuneet mahdollisesti kraatterin romahtamisen yhteydessä tapahtuneista massavirtauksista, minkä vuoksi ne ovat topografisesti hyvin epäsäännöllisiä (Ames *et al.* 2009). Dowling-jäsen ja Sandcherry-jäsen erotetaan toisistaan Dowling-jäsenen suuremman matriksipitoisuuden ja sen sirpaleiden erilaisen morfologian perusteella

(Ames *et al.* 2009). Dowling-jäsenen sirpaleet ovat tyypillisesti linssimäisiä tai lautasmaisia verrattuna Sandcherry-jäsenen kulmikkaisiin kappaleisiin (Ames *et al.* 2009).

Dowling-jäsenen SIC:n kanssa kontaktissa olevien alimpien yksiköiden on tulkittu Amesin *et al.* (2009) mukaan kerrostuneen tektonisesti epätasapainoiseen ympäristöön mahdollisesti maalle tai matalaan veteen. Dowling-jäsenen alakontaktissa oleva jäsen edustaa andesiittisen sulan aggressiivista kohtaamista kerrostumisalustan kanssa, joka on verrattavissa pyroklastiseen virtaukseen (Ames *et al.* 2009). Kontaktikerroksen yläpuolella olevat alajäsenten yksiköt koostuvat heikosti lajittuneista kraatteriin romahtamiseen liittyvistä sirpalepitoisista valunnoista.

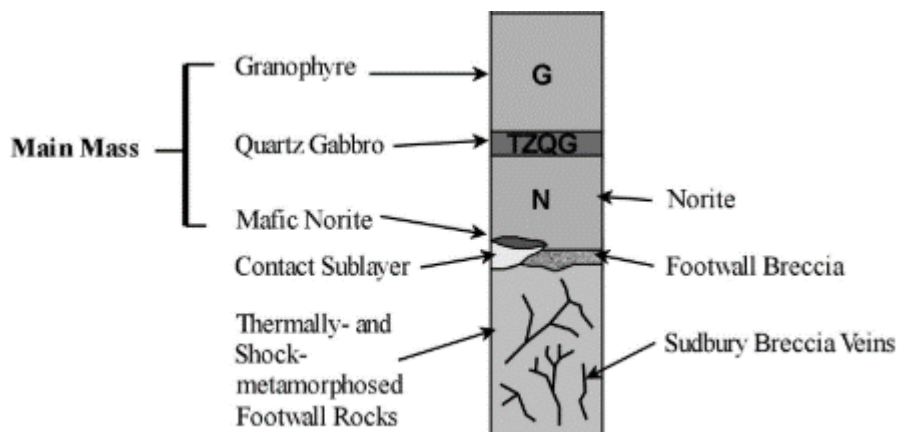
Ames *et al.* (2009) ovat tulkinneet keskiyksiköiden koostuvan useista ohuista eri materiaalipulsseista, jotka ovat koostumukseltaan lajittuneempia ja hienojakoisempia kuin alayksiköt. Keskiyksiköt ovat kerrostuneet impaktin lämmön aiheuttaman höyrypilven mukana kulkeutuneiden partikkelien kerrostuttua, ja ne ovat siksi paikallisesti rikastuneita iridiumista (Ames *et al.* 2009). Keskiyksiköt erottuvat siis tektonisesti epätasapainoiseen ympäristöön kerrostuneista alayksiköistä säännöllisellä tasomaisuudella (Ames *et al.* 2009).

Ames *et al.* (2009) esittävät, että keski- ja yläyksiköt erottuvat toisistaan erityyppisen kerrostumisympäristön perusteella, sillä yläyksiköt ovat kerrostuneet selkeästi syvempään veteen, kun taas keskiyksiköt ovat mahdollisesti kerrostuneet maalle tai hyvin matalaan veteen. Yläyksiköt kuvastavatkin impaktin ilmaan nostaman hienojakoisimman materiaalin hidasta lajittumista veteen (Ames *et al.* 2009). Yläyksiköiden materiaali muuttuu hienommaksi ylöspäin mentäessä, jonka lisäksi on havaittavissa turbidiittejä. Materiaalin hienoneminen kerroksessa ylöspäin mentäessä ja turbidiittien ilmeneminen kuvastaa Sudburyn altaan syvenemisvaihetta (Ames *et al.* 2009).

## **4.2 Sudburyn magmakivikompleksi**

Sudburyn magmakivikompleksi on meteoriitti-impaktissa arkeisen kuoren uudelleensulamissa ja differentioitumisessa syntynyt muodostuma (Faggart *et al.* 1985). Sudburyn magmakivikompleksi jaetaan kolmeen osaan: Päämassaan (Main Mass), Kontaktialakerrokseen (Contact Sublayer) ja Siirtymäalakerrokseen (Offset Sublayer) (Deutsch *et al.* 1995). Kerrosten stratigrafia on esitetty kuvassa 10. Päämassa, kontaktialakerros ja siirtymäalakerros eivät kuitenkaan ole kauttaaltaan stratigrafisesti samanlaisia, vaan niiden koostumukset ja esiintymispaksuudet vaihtelevat koko

muodostuman alueella (Naldrett 1984a). Kontaktialakerros koostuu ryhmästä suhteellisen pieniä gabro-noriittiosueita. Siirtymäalakerros puolestaan koostuu ryhmästä juonia, jotka osoittavat suoraan kohti muodostuman keskustaa (Pattison 2009).



Kuva 10. Pystyleikkaus Sudburyn magmakivikompleksin tyypillisestä rakenteesta (Pattison 2009).

#### 4.2.1 Päämassa

Päämassa on differentioitunut ja jaettu kolmeen eri yksikköön, jotka ovat ylhäältä alas lueteltuna granofyyri, kvartsi-gabbro ja kvartsipitoinen noriitti (kuva 10). Magmakivikompleksin leveys Whitewater-muodostuman ympärillä on 0,5–5 km (Card 2009). Päämassa on lisäksi pääosin klastiton (Deutsch *et al.* 1995). Kemiallisilta ominaisuuksiltaan Päämassa on erikoinen, sillä sen kaikissa kerroksissa on korkea  $\text{SiO}_2$ - ja  $\text{K}_2\text{O}$ -pitoisuus, minkä lisäksi sopeutumattomien alkuaineiden määrä on huomattava (Deutsch *et al.* 1995). Päämassan käsitetään syntyneen kontaminoituneesta ja fraktioituneesta magmasta, joka on intrudoitunut Huronian superryhmän ja arkeeisten kivien väliin muodostaen epäjatkuvuuspinnan (Naldrett & Hewins 1984).

#### 4.2.2 Päämassan petrografia

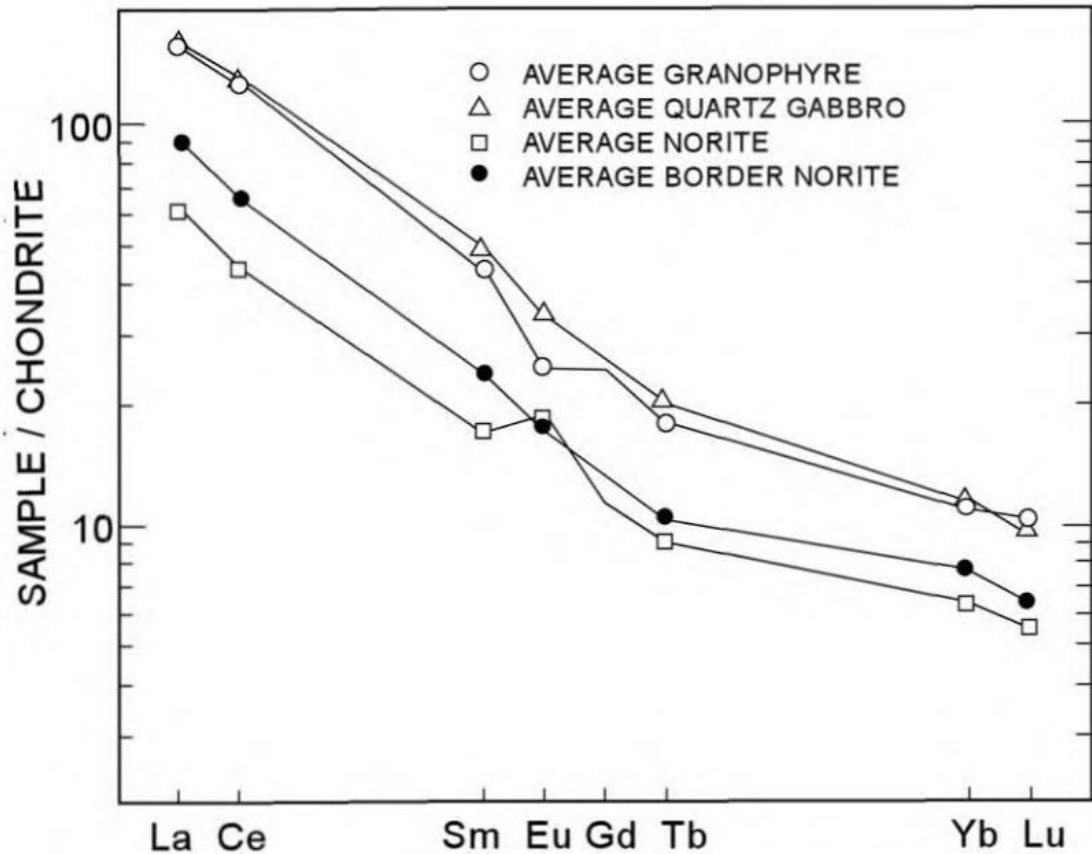
Naldrettin & Hewins (1984) mukaan Eteläreunan noriittikerroksen noriitti on keskirakeisesta karkearakaiseen ja tekstuuriiltaan granulaarista. Kiteet ovat osittain anhedrisiä, osittain subhedrisiä ja osittain euhedrisiä (Naldrettin & Hewins 1984). Mineraalikoostumuksen kannalta merkittävimpiä mineraaleja ovat hypersteeni, plagioklaasi, augiitti, kvartsi, magnetiitti ja ilmeniitti (Naldrettin & Hewins 1984). Hypersteenin ja augiitin yhteydessä esiintyy tummanvihreää pleokroista sarvivälkettä (Naldrettin & Hewins 1984). Tekstuuriin perusteella on päätelty, että sarvivälke on kiteytynyt primäärimineraalina (Naldrettin & Hewins 1984). Noriittikerros vaihtuu

kvartsi-gabrokkerrokseen, kun hypersteenin pitoisuus vähenee ja augiitin, kvartsin, magnetiitin, ilmeniitin ja apatiitin määrän kasvaessa vastaavasti (Naldrettin & Hewins 1984). Kvartsi-gabrokkerros vaihettuu taas granofyyrikerrokseen, joka on puolestaan hyvin hiertynyt ja muuttunut (Naldrettin & Hewins 1984). Paikoittain Eteläreunan granofyyri on hyvin vähän muuttunut ja deformatunut, jolloin se muistuttaa Pohjoisreunan granofyyria (Naldrettin & Hewins 1984).

Strontiumin radioisotooppipitoisuuksien perusteella päämassan granofyyrin iäksi on määritetty 1,7 Ga (Fairbairn *et al.* 1968, Naldrett & Hewins 1984 mukaan). Kuitenkin Souch & Podolsky (1969) mukaan noriittien ikä on  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  perusteella 2,0 Ga. Noriitin nuoremman iän on päätelty johtuvan Penokean orogeniasta (Naldrett & Hewins 1984). Orogenian yhteydessä granofyyrin  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  suhde on muuttunut fluidien läsnäolon seurauksena.

Naldrett & Hewins (1984) mukaan Pohjoisreunan noriitti on hyvin felsistä, poiketen siten Eteläreunan noriitista. Kokonaisuudessaan se on Pohjoisreunan tyyppikivilaji. Pohjoisreunan noriitti on tyypiltään karkearakainen (Naldrett & Hewins 1984). Kiteet eivät omamuotoisuudeltaan ole säännönmukaisia, vaan niiden muoto vaihtelee anhedrisestä euhedriseen (Naldrett & Hewins 1984). Noriitissa esiintyy plagioklaasia, hypersteeniä, augiittia, kvartsia ja kvartsi-määsälpyhteenkasvettumia (Naldrett & Hewins 1984). Noriitin yläosissa hypersteeniä ei esiinny käytännössä enää yhtään (Naldrett & Hewins 1984). Raja noriitin ja kvartsi-gabrokkeroksen kanssa rajataan kohtaan, jossa kumulaattista magnetiittia ja apatiittia alkaa esiintyä kvartsi-gabrossa (Naldrett & Hewins 1984). Itäreuna on tyypiltään hyvin samankaltainen Pohjoisreunan kanssa (Naldrett & Hewins 1984).

Kaikille Päämassan osille on tyypillistä korkea LREE-pitoisuus (Naldrett & Hewins 1984). Päämassan kondriittiin normalisoitu REE-kuvaaja on esitetty kuvassa 11. Naldrett & Hewins (1984) kuvaavat LREE-pitoisuuksia La/Yb-suhteen avulla. Vähiten La/Yb esiintyy Eteläreunan noriitissa (8,8), sen jälkeen felsisessä noriitissa (10,51), kvartsirikkaassa noriitissa (11) ja mafisessa noriitissa (14,3) (Naldrett & Hewins 1984). Positiivista Eu-anomaliaa esiintyy noriiteissa, kun taas granofyyrissä anomalia on negatiivinen.



Kuva 11. REE-pitoisuuden päämassan eri kerroksissa (Kuo & Crocket 1979).

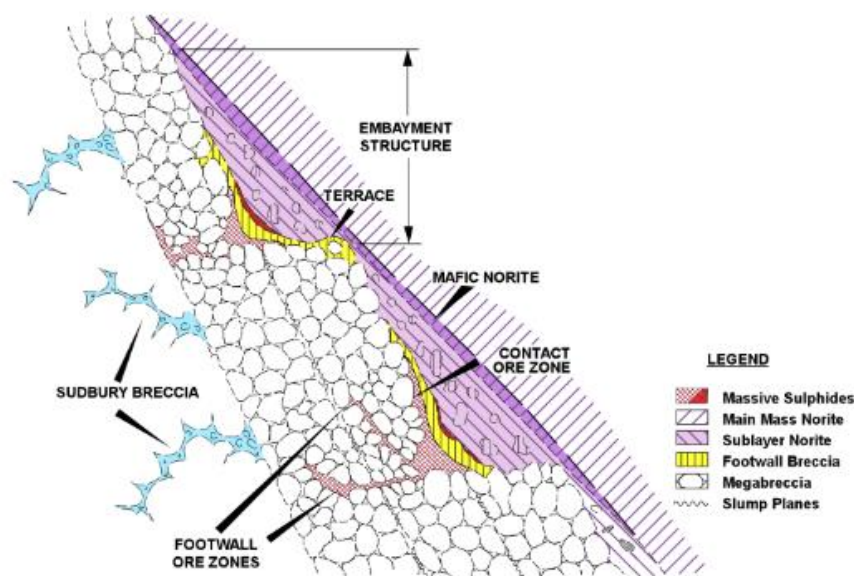
Päämassan Alavyöhykkeellä (Lower Zone) ja Keskivyöhykkeellä (Middle Zone) esiintyvien pyrokseenien ja plagioklaasien koostumusten ja niiden vaihtelun perusteella Sudburyn magmakivikompleksin voidaan todeta differentioituneen (Naldrett & Hewins 1984). Pohjoisreunalla sekä jalkapuolen lohossa esiintyvän tasomaisen kerroksellisuuden perusteella Päämassa on tasomainen juoni (Naldrett & Hewins 1984). Kuitenkin muodostumassa esiintyvien epätavallisten rauta/rauta-magnesiumsuhteiden perusteella muodostuma ei kuitenkaan ole differentioitunut *in situ* (Naldrett & Hewins 1984).

#### 4.2.3 Kontaktialakerros

Pattisonin (2009) mukaan kontaktialakerros koostuu useista magmakivitekstuurisista gabro-noriittista koostuvista yksiköistä, jotka eivät ole muodostuneet kumuloitumisen seurauksena. Näitä yksiköitä on Kontaktialakerroksessa epäsäännöllisesti esiintyvinä jatkumattomina linsseinä sekä epäsäännöllisinä levymäisinä muodostumina (Pattison 2009). Gabro-noriittiset yksiköt esiintyvät Päämassan ja alapuolisen jalkapuolen lohkon kivien välissä (Pattison 2009). Muodostuman paksuus on noin 700 m (Pattison 2009).



Kontaktialakerros intrudoituu osittain jalkapuolen lohkon terassimaisesti (kuva 12), kun taas Päämassa on päällimmäisenä hyvin tasomaisessa kontaktissa suhteessa kontaktialakerrokseen (Pattison 2009). Morrisonin (1984) mukaan kyseessä olevat terassimaiset kontaktit ovat verrattavissa muihin suuriin impaktikraattereihin esimerkiksi Kuun pinnalla, ja ne ovat muodostuneet kraatterin romahtamisvaiheen aikana. On myös mahdollista, että terassimaiset rakenteet ovat syntyneet impaktin synnyttämän lämpöeroosion vuoksi (Pattison 2009).



Kuva 12. Jalkapuolen lohkon ja kontaktialakerroksen välinen tyypillinen kontakti (Pattison 2009).

Kontaktialakerros on sekoitus magmaperäisestä silikaattikivestä koostuvaa matriksia, magmaperäisiä kupari-, nikkeli- ja rautasulfideja sekä silikaattikivien sulkeumia (Pattison 2009). Näiden komponenttien määrä ja suhde voi vaihdella Kontaktialakerroksessa vahvasti (Pattison 2009). Sulkeumat taas vaihtelevat kooltaan suuresti: niiden koko voi vaihdella yksittäisistä kiteistä useampien metrien kokoiisiin sulkeumiin (Pattison 2009). Sulkeumien kivien lähtöaines myös vaihtelee (Pattison 2009). Sulkeumien kivet voivat olla esimerkiksi jalkapuolen lohkoista, SIC:stä peräisin olevia ksenoliittejä tai tuntemattomasta alkuperästä olevia kiviä, jotka vaihtelevat anortosiitistä duniittiin (Pattison 2009).

#### 4.2.4 Kontaktialakerroksen petrografia

Pattisonin (2009) mukaan kivien, niiden määrasuhteiden sekä tekstuurin lisäksi myös Kontaktialakerroksen mineraalit vaihtelevat paljon. Pääosin Kontaktialakerros koostuu pieni- tai karkearakeisesta gabro-noriitista, joka koostuu enimmäkseen ortopyrokseenistä, klinopyrokseenistä ja plagioklaasista (Pattison 2009). Myös oliiviinia,

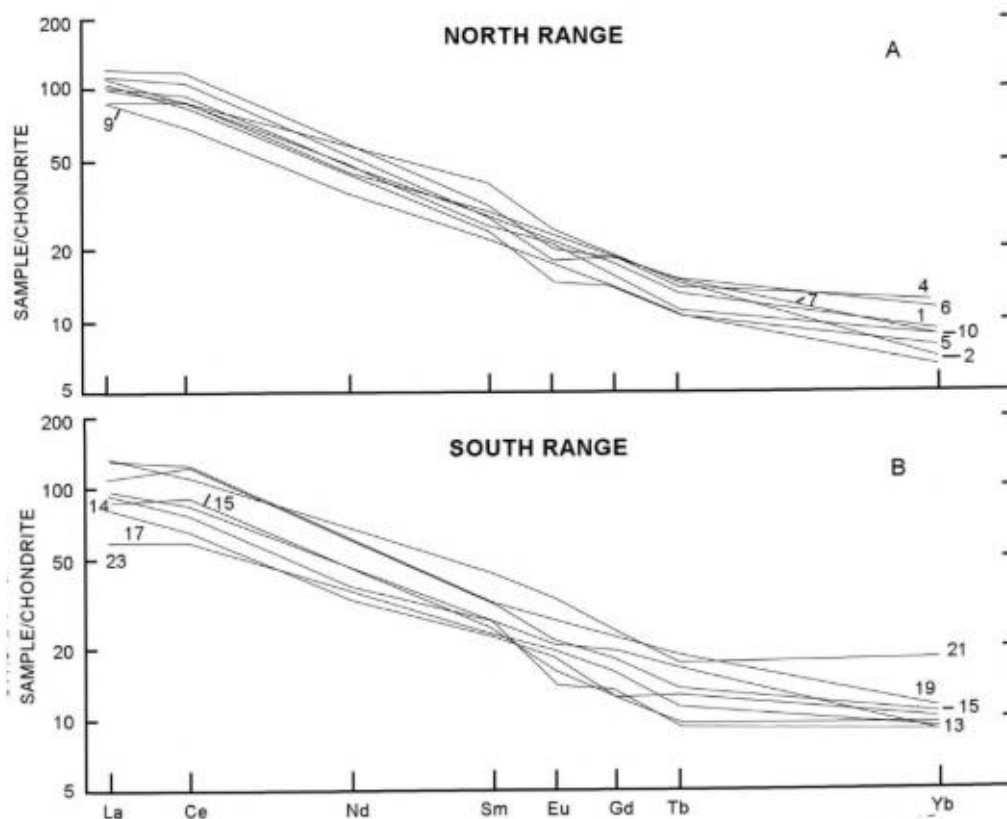
kvartsia, granofyyriä ja kalimaasälpää esiintyy (Pattison 2009). Magmaperäisten sulfidimineraalien määrä vaihtelee runsaasti Kontaktialakerroksessa (Pattison 2009).

Hewins (1971) on todennut, että rautapitoisuus on korkea Kontaktialakerroksen keskiosissa, ja koostumus muuttuu magnesiumipitoisemmaksi kohti alueen ulkoreunoja (Hewins 1971, Naldrett *et al.* 1984 mukaan). Hewinsin (1971) havaintojen mukaan alueen reunaosien ksenokrystit sekä samalla alueella esiintyvät pyrokseenit ovat magnesiumipitoisempia. Tämän perusteella Hewinsin (1971) mukaan Kontaktialakerroksen reunaosat olisivat kontaminoituneet kontaktin magnesiumipitoisella materiaalilla Naldrettin *et al.* (1984) mukaan.

#### 4.2.5 Kontaktialakerroksen geokemia

Naldrett *et al.* mukaan (1984) Kontaktialakerroksen alkuperäisen magman koostumus voidaan päätellä alueen kivistä. Heidän mukaansa kivet eivät ole muodostuneet kumulaatteina, ja ne ovat pääosin kiteytyneet *in situ*. He myös esittävät, että  $K_2O$ :n ja  $SiO_2$ :n välillä on vahva positiivinen korrelaatio, jonka perusteella kalium olisi alueen kivissä sopeutumaton alkuaine. Magnesiumin ja rautaoksidien sekä  $SiO_2$ :n välillä on vahva negatiivinen korrelaatio Naldrett *et al.* (1984) mukaan.  $Na_2O$ :n ja  $Al_2O_3$ :n sekä  $SiO_2$ :n välillä sen sijaan on heikko negatiivinen korrelaatio (Naldrett *et al.* 1984).

Kontaktialakerroksen REE-pitoisuudet ovat korkeat (kuva 13) (Naldrett *et al.* 1984). REE:n kokonaispitoisuudet vaihtelevat 93–206 ppm (Naldrett *et al.* 1984). Etelä- ja Pohjoisreunat ovat REE-koostumukseltaan hyvin samankaltaisia (Naldrett *et al.* 1984). Pohjoisreunalla kivissä on kuitenkin havaittavissa korkeampi La/Yb-pitoisuus kuin Eteläreunalla (Naldrett *et al.* 1984). REE-suhteet ovat Kontaktialakerroksen ja Päämassan reunaosien noriitin kanssa samankaltaisia (Naldrett *et al.* 1984).



Kuva 13. REE-pitoisuudet Kontakialakerroksen Pohjoisreunalla ja Eteläreunalla (Naldrett *et al.* 1984).

#### 4.2.6 Siirtymälakerros (kvartsi-dioriitti)

Siirtymälakerrosta nimitetään myös toisinaan kvartsi-dioriitiksi. Pattisonin (2009) mukaan se koostuu hyvin nopeasti jäähtyneistä magmakivistä, jotka muodostavat joukon ohuita juonimaisia siirrostuneita intrusioita jalkapuolen lohkon Pohjois- ja Eteläreunalla. Osa juonista on hyvin pitkiä ulottuen jopa 30 km jalkapuolen lohkon (Pattison 2009). Siirrostuneet juonet jaetaan sijainnin ja tyypin mukaan kolmeen eri ryhmään: (1) Säteittäiset siirrosjuonet (Radial offsets), (2) konsentriset siirrosjuonet (Concentric offset) ja (3) jatkumattomat (tai breksiapitoiset) siirrosjuonet (Grant & Bite 1984). Siirtymälakerroksen juonikivistä on löydetty mittavia nikkeli- ja kuparisulfaattiesiintymiä (Grant & Bite 1984). Kyseisiä esiintymiä on louhittu Froot-, Stobie-, Clarabelle-, Copper Cliff North- ja Copper Cliff South -kaivoksissa (Grant & Bite 1984).

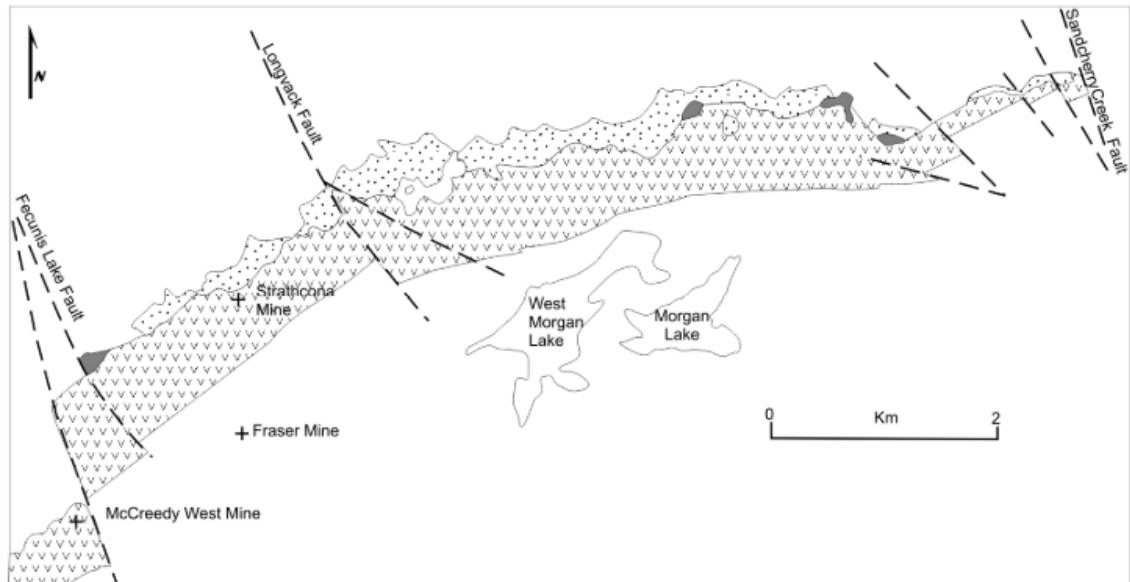
### 4.3 Jalkapuolen lohkon breksiat

Jalkapuolen lohkon breksiat jaetaan kahteen eri ryhmään: Jalkapuolen Breksia (FB=Footwall Breccia) ja Sudburyn breksia (SB=Sudbury Breccia) (Fedorowich *et al.*

2009). Nämä breksiat eroavat toisistaan esiintymisensä ja ulkonäkönsä perusteella (Fedorowich *et al* 2009). Sudburyn Breksiaa esiintyy jopa 80 km etäisyydellä muodostumasta, kun taas Jalkapuolen Breksiaa esiintyy vain Sudburyn muodostuman läheisimmissä kontakteissa (Fedorowich *et al.* 2009). Jalkapuolen Breksia sisältää lisäksi merkittäviä Ni-Cu-PGE-malmeja (Fedorowich *et al.* 2009).

#### 4.4.1 Jalkapuolen Breksia

Jalkapuolen Breksiaa esiintyy Fedorowich *et al.* (2009) mukaan SIC:n pohjois-, itä- ja länsireunoilla jatkumattomina linsseinä ja tasomaisina muodostumina. Breksiat sijoittuvat Alakerroksen ja SIC:n alimman kerroksen väliin (Fedorowich *et al.* 2009). Paksuimmillaan breksiat ovat noin 150 m, jolloin breksiaa tavataan lahtimaissa syvänteissä alakerroksen ja SIC:n välissä (Fedorowich *et al.* 2009). Jalkapuolen Breksia sisältää merkittäviä määriä Ni-Cu-PGE-malmeja erityisesti Onaping-Levackin alueella (Fedorowich *et al.* 2009). Huomion arvoista on kuitenkin, että kaikki jalkapuolen breksioita edustavat muodostumat eivät sisällä Ni-Cu-PGE-mineralisaatioita (Fedorowich *et al.* 2009). kuvassa 14 esitetään Jalkapuolen Breksian esiintyminen Sudburyn muodostuman pohjoisreunalla (Fedorowich *et al.* 2009).



Kuva 14. Jalkapuolen breksian esiintyminen Sudburyn muodostuman pohjoisreunalla (täplitetty kuvio) (Fedorowich *et al.* 2009, Ames *et al.* 2005 mukaan).

Jalkapuolen Breksia on koostumukseltaan hyvin vaihtelevaa ja breksiassa esiintyvät fragmentit vaihtelevat laajasti hyvin kulkimikkaista osittain pyörityneisiin kappaleisiin, joiden koossa on vaihtelua. (Fedorowich *et al.* 2009). Klastit koostuvat esimerkiksi gabrosta, diabaasista, granodioritista, mafisesta gneissistä, mafisista vulkaanisista

kivistä sekä Huronisista areniiteistä (Fedorowich *et al* 2009). Matriksin kiderakenne muuttuu lähempänä SIC:iä hienojakoisesta karkeampaan kontaktimetamorfoosin vuoksi (Fedorowich *et al.* 2009). Matriksi vaihtelee väritykseltään vaaleanpunaisesta valkoiseen ja tummanharmaaseen (Fedorowich *et al.* 2009).

#### 4.4.2 Sudburyn Breksia

Sudburyn Breksia on taloudellisesti merkittävä sisältämiensä Ni-Cu-PGE-malmien vuoksi (Fedorowich *et al.* 2009). Breksioiden avulla on myös tutkittu Sudburyn kraatterin alkuperäistä kokoa (Grieve 1994). Sudburyn Breksian klastit ovat osittain pyöristyneitä, ja sen hienojakoinen ja afaniittinen voi olla osittain fragmentaalista uudelleenkiteytymisen vuoksi (Rousell *et al.* 2003). Sudburyn Breksiaa esiintyy laajasti SIC:n ympärillä olevissa jalkapuolen kivissä, ja niiden välinen kontakti on usein terävä (Fedorowich *et al* 2009).

Breksiaa esiintyy juonina, jotka voivat olla suoria tai mutkittelevia, sekä epäsäännöllisen muotoisina seurueina SIC:n ympärillä (Rousell *et al.* 2003). Leveydeltään breksiajuonet vaihtelevat millimetreistä 1,5 kilometriin (Rousell *et al.* 2003). Leveys vaihtelee Eteläreunan ja Itä- sekä Pohjoisreunien välillä. Breksiaa esiintyy jalkapuolen lohossa Eteläreunalla noin 15 km leveydellä, kun taas Itä- ja Pohjoisreunalla leveys vaihtelee viidestä kymmeneen kilometriin (Fedorowich *et al.* 2009).

Heikosti erotettavissa olevat virtausrakenteet sekä erot matriksin kerrosten välillä ovat tyypillisiä Sudburyn Breksialle (Fedorowich *et al.* 2009). Virtausrakenteet ympäröivät breksiassa esiintyviä klasteja, minkä lisäksi virtausrakenteet myötäilevät juonien reunoja (Fedorowich *et al.* 2009). Fedorowich *et al.* (2009) Mukaan juonet myötäilevät ympäristönsä heikkoja kohtia kuten rakoja, foliaatiota, litologisia rajapintoja sekä poimuja.

## Lähteet

- Ames, D. E. (2001). Geology and regional hydrothermal alteration of the crater–fill, Onaping Formation: Association with Zn–Pb–Cu mineralization, Sudbury structure, Canada. National Library of Canada, Bibliothèque nationale du Canada, Ottawa.
- Ames, D. E., Stoness, J. A. & Rousell, D. H. (2009). Whitewater Group. *Teoksessa Rousell, D. H. & Brown G. H. (toim.): A field guide to the geology of Sudbury, Ontario, 37–44. Ontario Geological Survey, Open File Report 6243.*
- Ames, D. E., Golightly, J. P., Lightfoot, P. C. & Gibson, H. L. (1999). Vitric compositions in the Onaping Formation and their relationship to the Sudbury Igneous Complex, Sudbury structure. *Economic Geology, 97(7)*, 1541–1562.
- Bethune, K. M., Villeneuve, M. E. & Bleeker, W. (1999). Laser  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  thermochronology of Archean rocks in Yellowknife Domain, southwestern Slave Province: insights into the cooling history of an Archean granite–greenstone terrane. *Canadian Journal of Earth Sciences, 36(7)*, 1189–1206.
- Bouma, A. H. (1962). Sedimentology of some flysch deposits. *Agraphic approach to facies interpretation, 168.*
- Brocoum, S. J., Dalziel, Ian W. D. (1974). The Sudbury Basin, the Southern Province, the Grenville Front, and the Penokean Orogeny. *Geological Society of America Bulletin, v. 85*, sivut 1571–1580.
- Card, K. D. (1979), regional geological synthesis, central Superior Province. Current research part A; Geological Survey of Canada, Paper no. 79–1A, 407 sivua.
- Card, K. D. (1990). A review of the Superior Province of the Canadian Shield, a product of Archean accretion Precambrian Research, 48 99–156, Elsevier Science Publishers B V, Amsterdam.
- Card, K.D. (1994). Geology of the Levack gneiss complex, the northern footwall of the Sudbury structure, Ontario. *Teoksessa Current Research 1994–C; Geological Survey of Canada, 269–278.*
- Card K.D. (2009). Superior province, Chapter 2. *Teoksessa Rousell, D. H. & Brown G. H. (toim.): A field guide to the geology of Sudbury, Ontario, 7–10. Ontario Geological Survey, Open File Report 6243.*
- Card, K. D., Gupta, V. K., McGrath, P. H. & Grant, F. S. (1984). Chapter 2, The Sudbury Structure: Its Regional Geological and Geophysical Setting. *Teoksessa Pye, E.G., Naldrett, A. J. & Giblin, P. E. (toim.): The geology and ore deposits of the Sudbury structure, Vol. 1, 25–43, Ontario Geological Survey, Special Volume I, 603 sivua.*
- Dalziel, I. W. D., Brown, J. M. & Warren, T. E. (1969). The structural and metamorphic history of the rocks adjacent to the Grenville Front near Sudbury, Ontario, and Mount Wright, Quebec. *Geol. Assoc. Can., Spec. Pap, 5, 207–224.*
- Deutsch, A., Grieve, R. A. F., Avermann, M., Bischoff, L., Brockmeyer, P., Buhl, D. & Stöffler, D. (1995). The Sudbury structure (Ontario, Canada): A tectonically deformed multi–ring impact basin. *Geologische Rundschau, 84*, 697–709.
- Dietz R. S. (1964). Sudbury structure as an astrobleme. *The Journal of Geology, 72(4)*, 412–434
- Faggart Jr, B. E., Basu, A. R. & Tatsumoto, M. (1985). Origin of the Sudbury complex by meteoritic impact: Neodymium isotopic evidence. *Science, 230(4724)*, 436–439.
- Fairbairn, H. W., Faure, G., Pinson Jr, W. H. & Hurley, P. M. (1968). Rb–Sr whole–rock age of the Sudbury lopolith and basin sediments. *Canadian Journal of Earth Sciences, 5(3)*, 707–714.

- Fedorowich, J. S., Golightly, J. P. & Rousell, D. H. (2009). Breccias in the Footwall. *Teoksessa Rousell, D. H. & Brown G. H. (toim.): A field guide to the geology of Sudbury, Ontario, 45–55.* Ontario Geological Survey, Open File Report 6243.
- French, B. M. (1966). Shock Metamorphism of Natural Materials. *Science*, 153(3738), 903–906.  
<http://www.jstor.org/stable/1719229>
- Gibb, R. A. (1983). Model for suturing of Superior and Churchill plates: An example of double indentation tectonics. *Geology*, 11(7), 413–417.
- Giblin, P. E. (1984). History of exploration and development, of geological studies and development of geological concepts. *Teoksessa Pye, E. G., Naldrett, A. J. & Giblin, P. E. (toim.): The geology and ore deposits of the Sudbury structure*, Vol. 1, 3–23, Ontario Geological Survey, Special Volume I, 603 sivua
- Grant, R. W. & Bite, A. (1984). Sudbury quartz diorite offset dikes. *Teoksessa Pye, E. G., Naldrett, A. J. & Giblin, P. E. (toim.) The geology and ore deposits of the Sudbury structure*, Vol. 1, 275–300, Ontario Geological Survey, Special Volume I, 603 sivua
- Grieve, R. A. F. (1987). Terrestrial impact structures. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 15(1), 245–270.
- Grieve, R. A. F. (1990). Impact Cratering on the Earth. *Scientific American*, 262(4), 66–73.  
<http://www.jstor.org/stable/24996714>
- Grieve, R. A. F. (1994). An impact model of the Sudbury structure. *Teoksessa Lightfoot P. C & Naldrett, A. J (toim.) Proceedings of the Sudbury – Noril'sk Symposium. Ministry of Northern Development and Mines, Ontario (sivut 119–132).*
- Grieve, R. A.F., Ames, D. E., Morgan, J. V. & Artemieva, N. (2010). The evolution of the Onaping Formation at the Sudbury impact structure. *Meteoritics & Planetary Science*, 45(5), 759–782.
- Hewins, R. H., "The Petrology of Some Marginal Mafic Rocks Along the North Range of the Sudbury Irruptive." (1973): 4339–4339.
- Hoffman, P. F. (1988). United plates of America, the birth of a craton: Early Proterozoic assembly and growth of Laurentia. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 16(1), 543–603
- Kellett, D. A., Pehrsson, S., Skipton, D. R., Regis, D., Camacho, A., Schneider, D. A. & Berman, R. (2020). Thermochronological history of the northern Canadian Shield. *Precambrian Research*, 342, 105703.
- Kenkmann, T., Poelchau, M. H. & Wulf, G. (2014). Structural geology of impact craters. *Journal of Structural Geology*, 62, 156–182.
- Koeberl, C. (1997). Impact cratering: the mineralogical and geochemical evidence. *Oklahoma Geological Survey Circular*, 100, 30–54.
- Krogh, T. E. & Davis, G. L. (1969). Isotopic ages along the Grenville Front in Ontario. *Ann. Rep. Geophys. Lab. Yrb.*, 68, 309.
- Krogh, T. E., Davis, D. W., Corfu, F., Pye, E. G., Naldrett, A. J. & Giblin, P. E. (1984). Precise U–Pb zircon and baddeleyite ages for the Sudbury area. *Teoksessa Pye, E.G., Naldrett, A. J. & Giblin, P. E. (toim.) The geology and ore deposits of the Sudbury structure*, Vol. 1, 231–446, Ontario Geological Survey, Special Volume I, 603 sivua
- Kuo, H. Y. & Crocket, J. H. (1979). Rare earth elements in the Sudbury Nickel Irruptive; comparison with layered gabbros and implications for nickel irruptive petrogenesis. *Economic Geology*, 74(3), 590–605.
- Long, D. G. F. (2009). The Huronian Supergroup. *Teoksessa Rousell, D. H. & Brown G. H. (toim.): A field guide to the geology of Sudbury, Ontario, 14–30.* Ontario Geological Survey, Open File Report 6243.

- Meldrum, A., Abdel-Rahman, A. F., Martin, R. F. & Wodicka, N. (1997). The nature, age and petrogenesis of the Cartier Batholith, northern flank of the Sudbury Structure, Ontario, Canada. *Precambrian Research*, 82(3–4), 265–285
- Milton, D. J. (1977). Shatter cones—an outstanding problem in shock mechanics. In *Impact and Explosion Cratering: Planetary and Terrestrial Implications* (sivut 703–714).
- Morrison, G. G. (1984). Morphological features of the Sudbury structure in relation to an impact origin. *Teoksessa Pye, E. G. Naldrett, A. J. & Giblin, P.E. (toim.): The geology and ore deposits of the Sudbury structure*, Vol. 1, 513–520, Ontario Geological Survey, Special Volume I, 603p.
- Naldrett, A. J. (1984). Summary, discussion, and synthesis. *Teoksessa Pye, E. G., Naldrett, A. J. & Giblin, P. E. (toim.): The geology and ore deposits of the Sudbury structure*, Vol. 1, 533–570, Ontario Geological Survey, Special Volume I, 603 sivua
- Naldrett, A. J. (1984a). Introduction to the geology of the Sudbury Igneous Complex. *Teoksessa Pye, E.G., Naldrett, A. J. & Giblin, P. E. (toim.): The geology and ore deposits of the Sudbury structure*, Vol. 1, s. 234, Ontario Geological Survey, Special Volume I, 603 sivua
- Naldrett, A. J. & Hewins, R. H. (1984). The main mass of the Sudbury Igneous Complex. *Teoksessa Pye, E. G., Naldrett, A. J. & Giblin, P. E. (toim.): The geology and ore deposits of the Sudbury structure*, Vol. 1, 235–252, Ontario Geological Survey, Special Volume I, 603 sivua
- Naldrett, A. J., Hewins, R. H., Dressler, B. O., Rao, B. V., & Pye, E. G. (1984). The contact sublayer of the Sudbury Igneous Complex. *Teoksessa Pye, E.G., Naldrett, A. J. & Giblin, P. E. (toim.): The geology and ore deposits of the Sudbury structure*, Vol. 1, 253–274, Ontario Geological Survey, Special Volume I, 603 sivua
- Pattison, E.F. (2009). Sudbury Igneous Complex, Chapter 8.0 *Teoksessa Rousell, D. H. & Brown G. H. (toim.): A field guide to the geology of Sudbury, Ontario*, 56–74. Ontario Geological Survey, Open File Report 6243.
- Pye, E. G., Naldrett, A. J. & Giblin, P. J. (1984). Sudbury Igneous Complex *A field guide to the geology of Sudbury, Ontario*. [Ontario Ministry of Northern Development and Mines], Ontario Geological Survey.
- Rousell, D. H. (1981). Sudbury and the meteorite theory. *Geoscience Canada*.
- Rousell, D. H. (1984). Structural geology of the Sudbury basin. *Teoksessa Pye, E.G., Naldrett, A. J. & Giblin, P. E. (toim.): The geology and ore deposits of the Sudbury structure*, Vol. 1, 83–95, Ontario Geological Survey, Special Volume I, 603 sivua
- Rousell, D. H. (1984b). Onwatin and Chelmsford formations. *The Geology and Ore Deposits of the Sudbury Structure*, Pye, EG, Naldrett, AJ, Giblin, PE (Eds.), Ontario Geological Survey, Special, 1, 211–218.
- Rousell, D. H. & Brown, G. H. (Eds.). (2009). *A field guide to the geology of Sudbury, Ontario*. [Ontario Ministry of Northern Development and Mines], Ontario Geological Survey.
- Rousell, D. H., Card K. D. (2009) Sudbury Area Geology and Mineral Deposits. *Teoksessa Rousell, D. H. & Brown G. H. (toim.): A field guide to the geology of Sudbury, Ontario*, 1–5. Ontario Geological Survey, Open File Report 6243.
- Shilts, W. W., Aylsworth, J. M., Kaszycki, C. A., Klassen, R. A. & Graf, W. L. (1987). Canadian shield. *Geomorphic Systems of North America*, 2, 119–161.
- Stoness, J. A. (1995). The stratigraphy, geochemistry and depositional environment of the Palaeoproterozoic Vermilion and Onwatin Formations, and their relationship to the Zn–Cu–Pb massive sulphide deposits in the Sudbury Basin. Laurentian University.



Souch, B. E. & Podolsky, T. (1969). The sulfide ores of Sudbury: Their particular relationship to a distinctive inclusion-bearing facies of the nickel irruptive.

Therriault, A. M., Fowler, A. D., & Grieve, R. A. (2002). The Sudbury Igneous Complex: A differentiated impact melt sheet. *Economic Geology*, 97(7), 1521–1540.