

Induktion in Grönland: Zum Küsten- und Quelleneffekt

Martin Engels, Institut für Geophysik, Göttingen

Auf Grönland zeichnet ein Stationsnetz (Abbildung 1), bestehend aus 17 Küsten- und vier Inlandeisstationen, das Erdmagnetfeld mit Fluxgate-Magnetometern bei einer Taktrate von 20 Sekunden digital auf. Die Küstenstationen werden unter Leitung von Eigil Friis-Christensen, Dänisches Meteorologisches Institut, Kopenhagen, betrieben und gehen in ihren Anfängen auf die Mitte der 70er Jahre zurück. Seit Anfang der 90er Jahre werden sie ergänzt durch vier Inlandeisstationen, die von Robert F. Clauer, University of Michigan, betreut werden. Die langjährigen Datensätze wurden bisher fast ausschließlich hinsichtlich iono- und magnetosphärischer Fragestellungen ausgewertet; hier nun werden erste Induktionsstudien vorgestellt.

Erdmagnetische Tiefensondierung in Grönland erfordert die Betrachtung zweier Effekte: Die Insellage Grönlands zwischen tiefen Meeresbecken läßt einen starken Küsteneffekt an allen Küstenstationen erwarten; die hohe Breitenlage (zwischen der Region der polaren Elektrojets und dem geomagnetischen Pol, also in einem Gebiet mit sehr komplexen Quellen) läßt Einflüsse der inhomogenen Quellenstrukturen vermuten.

Abschnitt 1 präsentiert Modellrechnungen, die mit dem Dünne-Schicht-Algorithmus von Peter Weidelt gewonnen wurden, und zeigt die bei vorausgesetzter quasi-homogener Quellenanregung aus dem Leitfähigkeitskontrast Land-See hervorgehenden Induktionspfeile. In Abschnitt 2 bestätigen Vergleiche mit einer Datenanalyse diese Modellrechnungen in erster Näherung, weisen jedoch auch auf den Einfluß inhomogener Quellenfelder hin. Eine Erweiterung der Modellrechnungen auf inhomogene Quellenfelder erlaubt die in Abschnitt 3 vorgestellte Modellierung des polaren Elektrojets.

1 Modellrechnungen zum Küsteneffekt

Das Dünne-Schicht-Programm von Peter Weidelt löst die Induktionsaufgabe mit der Integralgleichungsmethode für die poloidale und toroidale Mode, so daß Ströme durch Schichtgrenzen zugelassen sind [Vasseur & Weidelt, 1977]. Dabei wird von quasi-homogener Quellenanregung ausgegangen, d.h. es muß für Wellenzahl k und komplexe Eindringtiefe C stets gelten: $k|C| \ll 1$ (in diesem Sinne wird der Begriff homogen im folgenden stets verwandt). Zu einer vorgegebenen Frequenz werden die elektrischen und magnetischen Feldgrößen berechnet; aus den Resultaten zweier Polarisationsrichtungen lassen sich dann Impedanztensor und Induktionspfeile berechnen.

Das Leitfähigkeitsmodell besteht aus einer dünnen Schicht, die in einen geschichteten Halbraum eingebettet ist, und variable integrierte Leitfähigkeit im anomalen Bereich besitzt. Die Parameter wurden wie folgt gewählt:

Der anomale Modellbereich der dünnen Schicht besteht aus 88 mal 64 quadratischen Zellen (Kantenlänge: 42,5 km), deren integrierte Leitfähigkeiten sich aus der bekannten Bathymetrie bei einer angenommenen Leitfähigkeit von 4 S/m für Meerwasser und einem spezifischen Widerstand von 1000 Ωm für Land (kristallin) ergibt. In **Abbildung 1** ist die Bathymetrie durch entsprechende Schattierung sowie die Lage der vorhandenen Stationen wiedergegeben. Eine Achsen-einheit entspricht 170 km (stereographische Azimutalprojektion), also vier Modellzellen. Der

abgebildete anomale Modellbereich ist von 10 weiteren Zellen der Normalstruktur umgeben, die mit einer integrierten Leitfähigkeit von 900 S einem Flachmeer entsprechen. Unterhalb dieser inhomogenen oberen dünnen Schicht, die etwa die oberen 3 km repräsentiert, hat der geschichtete Halbraum folgende Schichtdicken und spezifische Widerstände: 4 km mit 1000 Ωm , 39 km mit 360 Ωm , 127 km mit 77 Ωm und ein abschließender Halbraum mit 5 Ωm . Diese Werte sind an die Inversionsergebnisse von Alan Jones [1982] in Skandinavien (wie Grönland Geologie der Kaledoniden) angelehnt, dienen hier jedoch lediglich als Startmodell, bis aus Daten ein für Grönland passendes Modell abgeleitet wird. Die Dünne-Schicht-Bedingung $\alpha\omega\mu_0\tau \ll 1$ (mit Modellzellengröße α , Kreisfrequenz $\omega = \frac{2\pi}{T}$ zur kleinsten Periode T und maximaler Leitfähigkeit τ) ist für die hier betrachteten Perioden von einigen Minuten bis Stunden nicht ganz erfüllt. Variationen der Modellzellengröße wurden vorgenommen, an den Stationsorten traten jedoch bei der hier gewählten Größe keine signifikanten Veränderungen gegenüber einer weiteren Zellenverkleinerung auf. Variationen der Leitfähigkeit der umgebenden Normalstruktur wirken sich stark auf die Anzahl der Iterationen und damit die Rechenzeit des Algorithmus aus — die integrierte Leitfähigkeit der Normalstruktur sollte der gemittelten Leitfähigkeit der Randzellen des anomalen Bereiches in etwa entsprechen, um große Kontraste zu vermeiden. Randeffekte in den äußeren Zellen des anomalen Bereiches aufgrund der ihn umgebenden Normalstruktur, die einem eher unrealistischen Flachmeer entspricht, sind nach etwa 300 km im anomalen Bereich (7 Modellzellen) abgeklungen, so daß kein Einfluß auf den hier interessierenden Bereich um Grönland besteht.

Das Verhalten der modellierten Induktionspfeile nach der Wiese-Konvention ist in **Abbildung 2** für die Periode von 12 Minuten und in **Abbildung 3** für die Periode einer Stunde dargestellt, in jeweils getrennten Abbildungen für Real- und Imaginärpfeile. Nur die Resultate jeder dritten Modellzelle in beiden Achsenrichtungen sind abgebildet (Skalierungspfeil immer rechts oben). Die Realpfeile weisen stets vom guten Leiter Seewasser weg landeinwärts, bei antiparallelem Verhalten gegenüber den Imaginärpfeilen zur Periode von 12 Minuten. In **Abbildung 3** ($T = 1\text{h}$) haben die Imaginärpfeile weitgehend von der antiparallelen zur parallelen Ausrichtung gedreht. Aufgrund der größeren Eindringtiefe wird auch lateral ein weiterer Bereich integrierend wahrgenommen, was zu einer Glättung führt. An 3-D Strukturen wie der Südspitze Grönlands treten Abweichungen der Parallelität zwischen Real- und Imaginärpfeilen auf.

Für eine Periode von 39 Minuten sind in **Abbildung 4** die modellierten Induktionspfeile für die Stationsorte (bzw. deren Modellzellen) dargestellt: Realpfeile mit ausgefüllten Pfeilen, die Imaginärpfeile weiß überlagert. Die Beträge der Pfeile nehmen mit der Tiefe der vorgelagerten Meeresbecken zu, Winkel zwischen Real- und Imaginärpfeil treten insbesondere bei Insel- und Fjordstrukturen im näheren Stationsbereich auf (siehe GDH und ATU). Die Inlandeisstationen sind vom Küsteneffekt völlig unbeeinflusst.

2 Datenanalyse

Der hier verwendete Datensatz besteht aus den Monaten Januar/Februar und Juni/Juli 1993. Nach der Datenvorbehandlung wurden die lokalen magnetischen Übertragungsfunktionen in B_z mit einem robusten Verfahren nach Andreas Junge [1992] berechnet, bei Analyseintervallen von 6 bzw. 24 Stunden für den Periodenbereich einiger Minuten bis Stunden. Die Annahme quasi-homogener Quellenfelder ist dabei kritisch zu prüfen.

Die aus dem Datensatz berechneten Induktionspfeile zur Periode von 39 Minuten zeigt **Abbildung 5** (Realpfeile ausgefüllt, Imaginärpfeile weiß überlagert). Die Küstenstationen zeigen in erster Näherung das modellierte Verhalten aus **Abbildung 4** (SVS und UPN fehlen aufgrund

von Datenlücken). Dies ist angesichts der erwarteten inhomogenen Quellenstruktur zunächst überraschend, da auf externe Quellen zurückgehende korrelierte Anteile zwischen magnetischer Vertikal- und Horizontalkomponenten die Induktionspfeile in ihrer Ausrichtung zu 'Quellenpfeilen' verdreht (Realpfeile zeigen dann beispielsweise zum Jetstrom hin). Da die Datenanalyse statistischer Art ist, besteht einmal die Möglichkeit, daß sich Quelleneffekte aufgrund vieler verschiedener Quellenstrukturen im großen Mittel nahezu aufheben. Zum anderen gewichtet die robuste Datenanalyse Intervalle häufig auftretender Quellenfelder gleicher Art, wie das $DP2$ und S_q^p -Stromsystem, stark und eliminiert dagegen Intervalle untypischer Quellenfeldstruktur. Sowohl das $DP2$ wie auch das S_q^p -Stromsystem ähneln in der inneren Polkappe einem Schichtstrom, der gerade ein homogenes Quellenfeld erzeugt und damit die diskutierte Voraussetzung erfüllt. Beide Möglichkeiten sind jedoch noch genauer zu prüfen. Deutliche Abweichungen von der Modellrechnung im mittleren Westküstenabschnitt lassen zusätzliche lokale Anomalien vermuten. Die auftretenden Beträge der Induktionspfeile an den Inlandeisstationen können auf innere Anomalien wie auch auf Quelleneffekte hinweisen – in dieser Größenordnung wären dann auch die Küstenstationen von Quelleneffekten beeinflusst. Zu beachten ist die von Abbildung 4 abweichende Skalierung (Skalierungspfeil oben rechts). Hierin drückt sich ein Faktor aus, der vermutlich durch eine für Grönland besser angepaßte Normalstruktur vermieden werden könnte. Das Leitfähigkeitsmodell von Alan Jones für Skandinavien ist demnach für Grönland nicht zutreffend.

Abbildung 6 zeigt die berechneten Induktionspfeile der Westküstenstationen, gegen die Periode in Sekunden aufgetragen (Realpfeile mit schwarzer und Imaginärpfeile mit unausgefüllter Pfeilspitze). Im dargestellten Periodenbereich von einigen Minuten bis Stunden werden die Realpfeile mit ihrer Ostausrichtung vom Küsteneffekt dominiert. Bei den kürzeren Perioden deutet das Verhalten der mittleren Stationen eine dem Küsteneffekt überlagerte Leitfähigkeitsanomalie zwischen ATU und STF mit resultierenden 3-D Effekten an, die (im Gegensatz zu Quelleneffekten) bei längeren Perioden verschwindet und mit einer geologischen Überschiebung korreliert. Analog dazu zeigt **Abbildung 7** im oberen Bereich (NRD bis AMK) die nach West weisenden Induktionspfeile der Ostküstenstationen, im unteren Bereich der vier Inlandeisstationen (MCN bis MCW). Die nicht vom Küsteneffekt beeinflussten Inlandeisstationen haben zwar deutlich kleinere Induktionspfeile, doch ist hier ein Quelleneffekt zu vermuten, der sich mit zunehmender Periode verstärkt.

Die **Abbildung 8** zeigt für die Inlandeisstation MCG berechnete Induktionspfeile, die Auswahl der Datenintervalle erfolgte nach den links im Bild angegebenen Kriterien. Winter und Sommer, Tag und Nacht sowie magnetisch ruhige und gestörte Bedingungen sollten qualitative unterschiedliche Quellenstrukturen erfassen. Mit zunehmender Periode, also mit wachsendem Verhältnis von Eindringtiefe zur Quellenentfernung, zeigen die Induktionspfeile je nach Analyseart in Betrag und Richtung ein immer inkonsistenteres Verhalten, das auf einen Quelleneffekt hinweist. Dieses Verhalten ist auch an den Küstenstationen vorhanden.

3 Modellrechnungen zum polaren Elektrojet

Eine Erweiterung des Dünne-Schicht-Algorithmus auf inhomogene Quellenfelder verlangt die Ersetzung des elektrischen Feldes der Normalstruktur, das beim quasi-homogenen Quellenfeld über alle Modellzellen konstant ist, durch ein ortsabhängiges weil nun Quellen-abhängiges Normalfeld. Ansonsten bleibt die für das elektrische Feld formulierte und im Orts-Frequenzbereich zu lösende Integralgleichung unverändert.

Der polare Elektrojet wird durch das Modell eines Bandstroms der Breite $2w$ in der Höhe h beschrieben. Das äußere Magnetfeld berechnet sich für die Horizontalkomponente B_H senkrecht

zum Jetstrom und die Vertikalkomponente B_Z gemäß

$$B_H = \frac{\mu_0}{2\pi} j [\arctan(u_+/h) - \arctan(u_-/h)]$$

$$B_Z = -\frac{\mu_0}{2\pi} j \ln(\sqrt{u_+^2 + h^2} / \sqrt{u_-^2 + h^2})$$

mit j als Schicht-integrierter Stromdichte, h als Höhe und $u_+ = v + w$ bzw. $u_- = v - w$ mit v als Ortskoordinate senkrecht zum Strom. Das elektrische Normalfeld der Horizontalkomponenten ($E_Z = 0$) folgt im Orts-Frequenzbereich (die Frequenzabhängigkeit wird hier nicht explizit angegeben) aus einer 2-D Faltung mit dem Faltungskern S :

$$E_x = 2i\omega S ** B_y = 2i\omega \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} S(\xi, \eta) B_y(x - \xi, y - \eta) d\xi d\eta$$

$$E_y = -2i\omega S ** B_x = -2i\omega \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} S(\xi, \eta) B_x(x - \xi, y - \eta) d\xi d\eta .$$

Der Faltungskern S ergibt sich nach dem Übergang zu Polarkoordinaten, da der Kern eine reine Abstandsfunktion ist, und nach Auswertung des Sommerfeld-Integrals aus einer schnellen Hankeltransformation zu

$$S(x, y) = \frac{1}{4\pi^2} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{C(k)}{1 + kC(k)} e^{i\vec{k}\vec{r}} dk_x dk_y$$

$$S(r) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{\infty} J_0(kr) \frac{kC(k)}{1 + kC(k)} dk$$

mit J_0 als Besselfunktion erster Art nullter Ordnung. Die komplexe Eindringtiefe $C(k, \omega)$ wird mittels Wait'schem Algorithmus berechnet.

Der hier verwendete Bandstrom hat eine Ausdehnung von $2w = 340$ km, fließt in einer Höhe $h = 110$ km mit einer Schichtstromdichte $j = 2,5$ A/m und erzeugt ein äußeres magnetisches Horizontalfeld unter dem Jetzentrum von 1000 nT. Die **Abbildung 9** stellt die induzierten Ströme anhand der horizontalen Stromdichtevektoren da. Der externe Jetstrom ist am Rand der Abbildung angedeutet und auf 70° geomagnetisch Nord zentriert. Die Zeitabhängigkeit wird durch die Variation der Stromdichte mit $e^{i\omega t}$ und der Periode von einer Stunde erreicht, der dargestellte Realteil zum Zeitpunkt $t = 0$ entspricht einem modellierten ostwärtigen Elektrojet. Die induzierten Ströme 'vermeiden' den schlechten Leiter Land und fließen daher um Island und die Südspitze Grönlands herum. Die durch Isolinien (negative Komponente gestrichelt) angedeutete Vertikalkomponente der induzierten Stromdichte zeigt ein 'Abtauchen' in besser leitfähige tiefere Schichten vor Hindernissen mit folgendem 'Auftauchen' an, wie an der Südspitze Grönlands sowie der flachen Dänemarkstraße zwischen Grönland und Island zu sehen ist.

Die Realteile des zugehörigen totalen Magnetfeldes (innerer und äußerer Anteil) ist in **Abbildung 10** zu sehen. Die Horizontalkomponenten sind als Vektoren abgebildet, die Vertikalkomponente wiederum als Isolinien. Das senkrecht zum Jet über Land räumlich ausgedehntere Feld gegenüber der geringeren Ausdehnung über dem guten Leiter Meer entspricht Beobachtungen aus 2-D Modellrechnungen von Ulrich Schmucker [1995, Fig. 7]. Abweichungen vom symmetrischen Fall sind Ausdruck der Struktur des anomalen Bereiches. Das anomale Magnetfeld stellt **Abbildung 11** da, wiederum in Form von Vektoren der Horizontalkomponenten und Isolinien

der Vertikalkomponente (allein für den Realteil). Hier wird genau der Hauptpfad der induzierten Ströme und damit die Leitfähigkeitsverteilung der dünnen Schicht abgebildet.

Ich danke Egil Friis-Christensen und seinen Mitarbeitern vom DMI (Kopenhagen) sowie Bob Clauer und seinen Mitarbeitern von der Universität von Michigan für die mit sehr viel Aufwand gewonnenen einmaligen Datensätze, die mir freundlicherweise für Induktionsstudien zugänglich gemacht wurden. Peter Weidelt bin ich für seinen Quellcode und unsere Diskussionen und insbesondere Ulrich Schmucker für meine Betreuung dankbar.

Literaturhinweise

FRIIS-CHRISTENSEN, E. ET AL. (1985):

Interplanetary Magnetic Field Control of High-Latitude Electric Fields and Currents Determined From Greenland Magnetometer Data. *J. Geophys. Res.* **90**, 1325–1338.

JONES, A. G. (1982):

On the electrical crust–mantle structure in Fennoscandia: no Moho, and the asthenosphere revealed? *Geophys. J. R. astr. Soc.* **68**, 371–388.

JUNGE, A. (1992):

Erweiterte Auswerteverfahren in Göttingen. *Protokoll Koll. Elektromagnetische Tiefenforschung, Borkheide 1992*, 149–158.

MARESCHAL, M. (1986):

Modelling of natural sources of magnetospheric origin in the interpretation of regional induction studies: A review. *Surveys in Geophysics* **8**, 261–300.

SCHMUCKER, U. (1973):

Regional induction studies: A review of methods and results. *Phys. Earth planet. Inter.* **7**, 365–378.

SCHMUCKER, U. (1980):

Induktion in geschichteten Halbräumen durch inhomogene Felder. *Protokoll Koll. Elektromagnetische Tiefenforschung, Berlin-Lichtenrade 1980*, 307–316.

SCHMUCKER, U. (1995):

Electromagnetic induction in thin sheets: integral equations and model studies in two dimensions. *Geophys. J. Int.* **121**, 173–190.

VASSEUR, B. & WEIDELT, P. (1977):

Bimodal electromagnetic induction in non-uniform thin sheets with an application to the northern Pyrenean induction anomaly. *Geophys. J. R. astr. Soc.* **51**, 669–690.

Abb. 1:

Bathymetry (Model of 88 x 64 cells) & Station Array

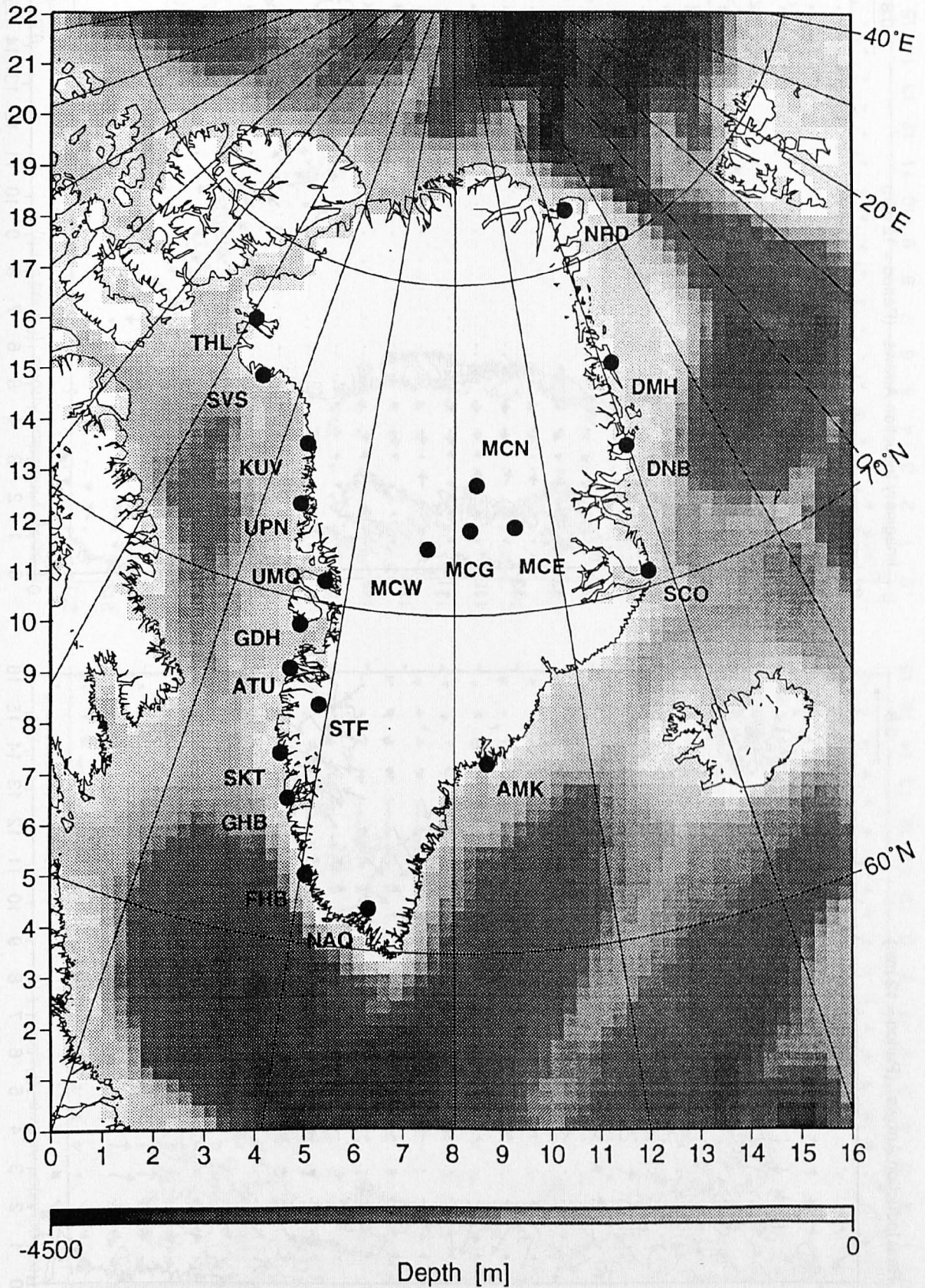


Abb. 2:

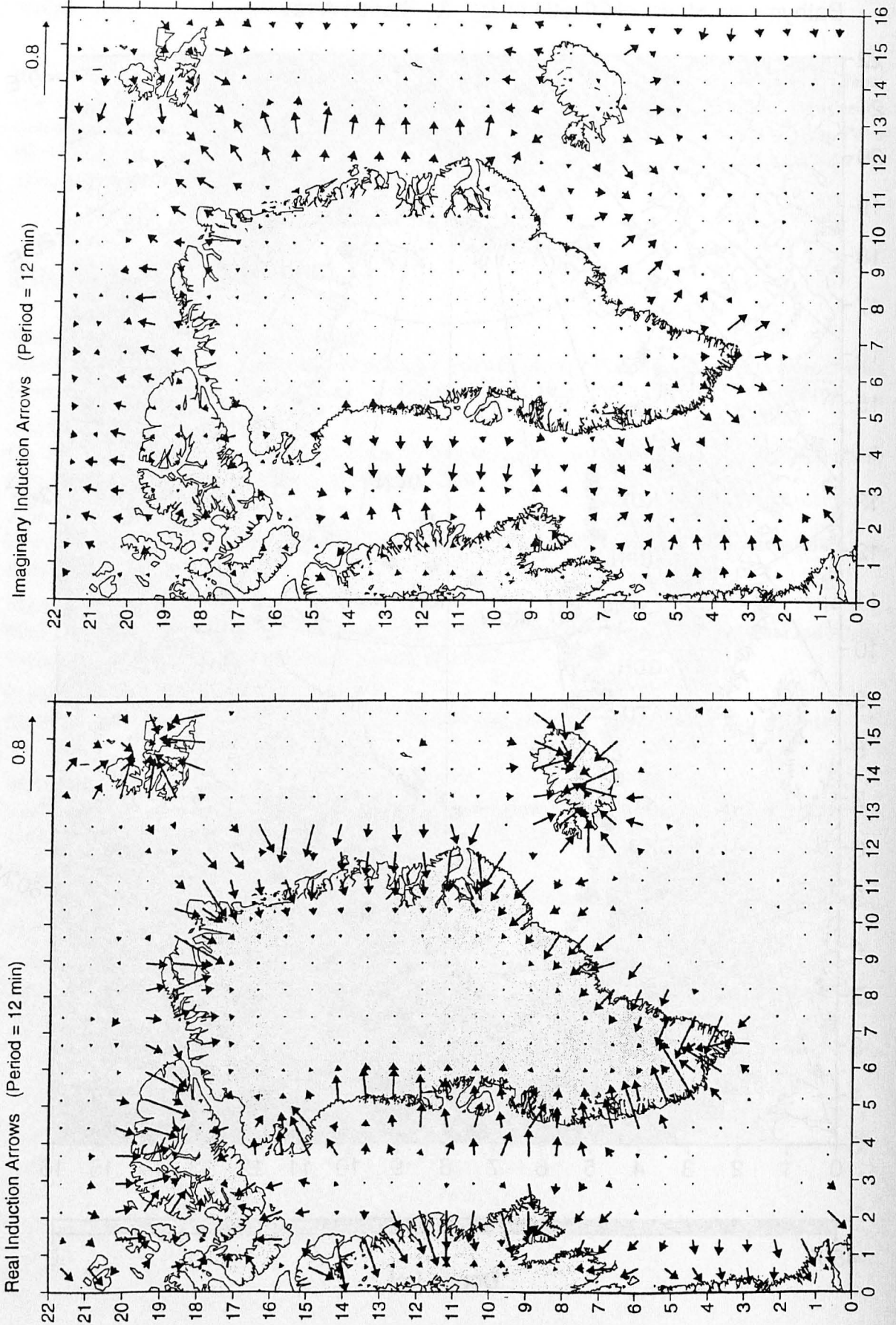


Abb. 3:

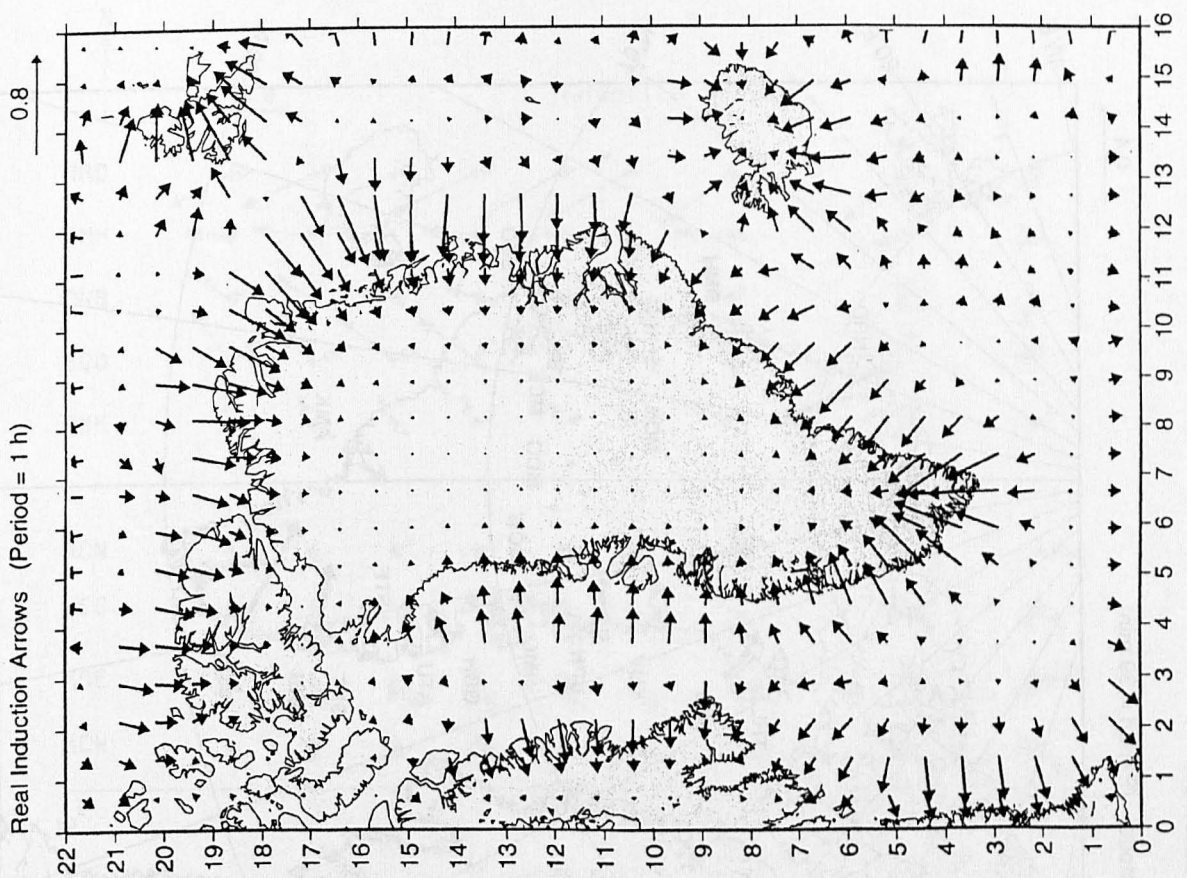
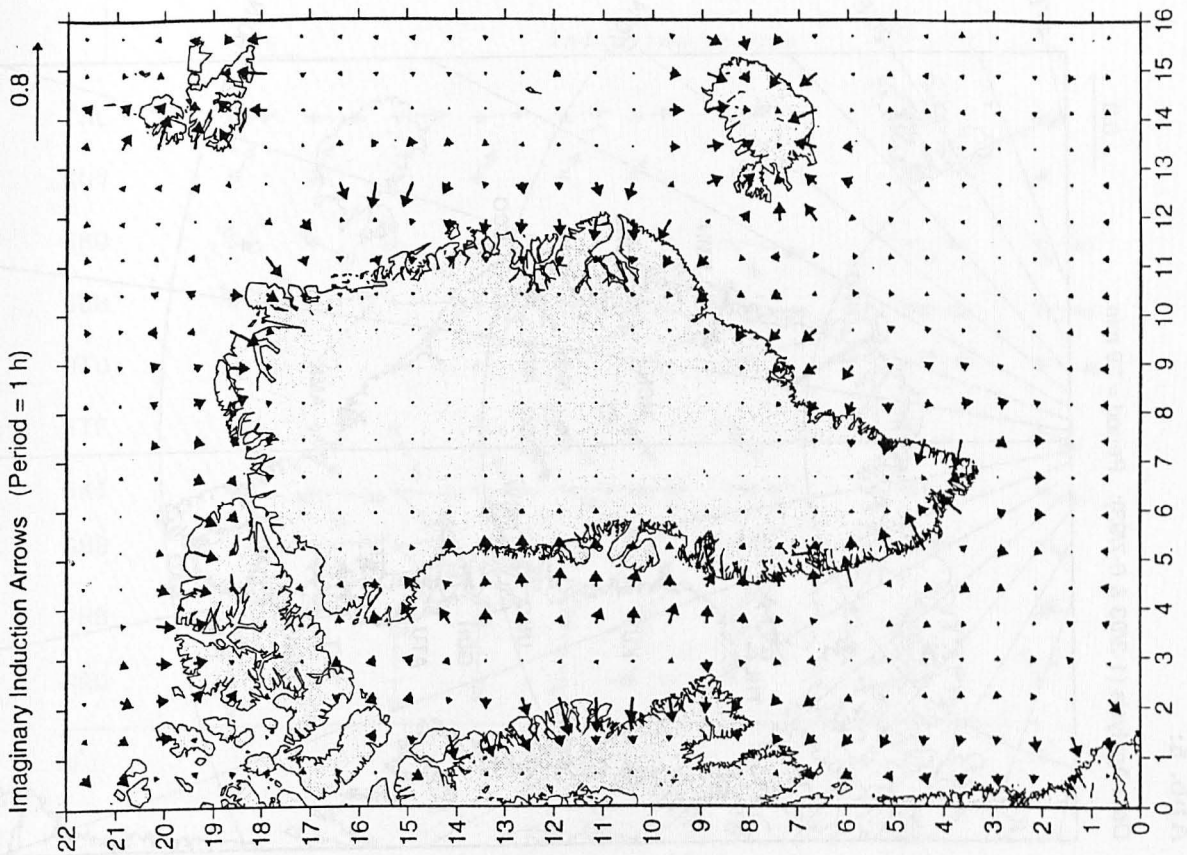


Abb. 4:

Model (Period = 39 min)

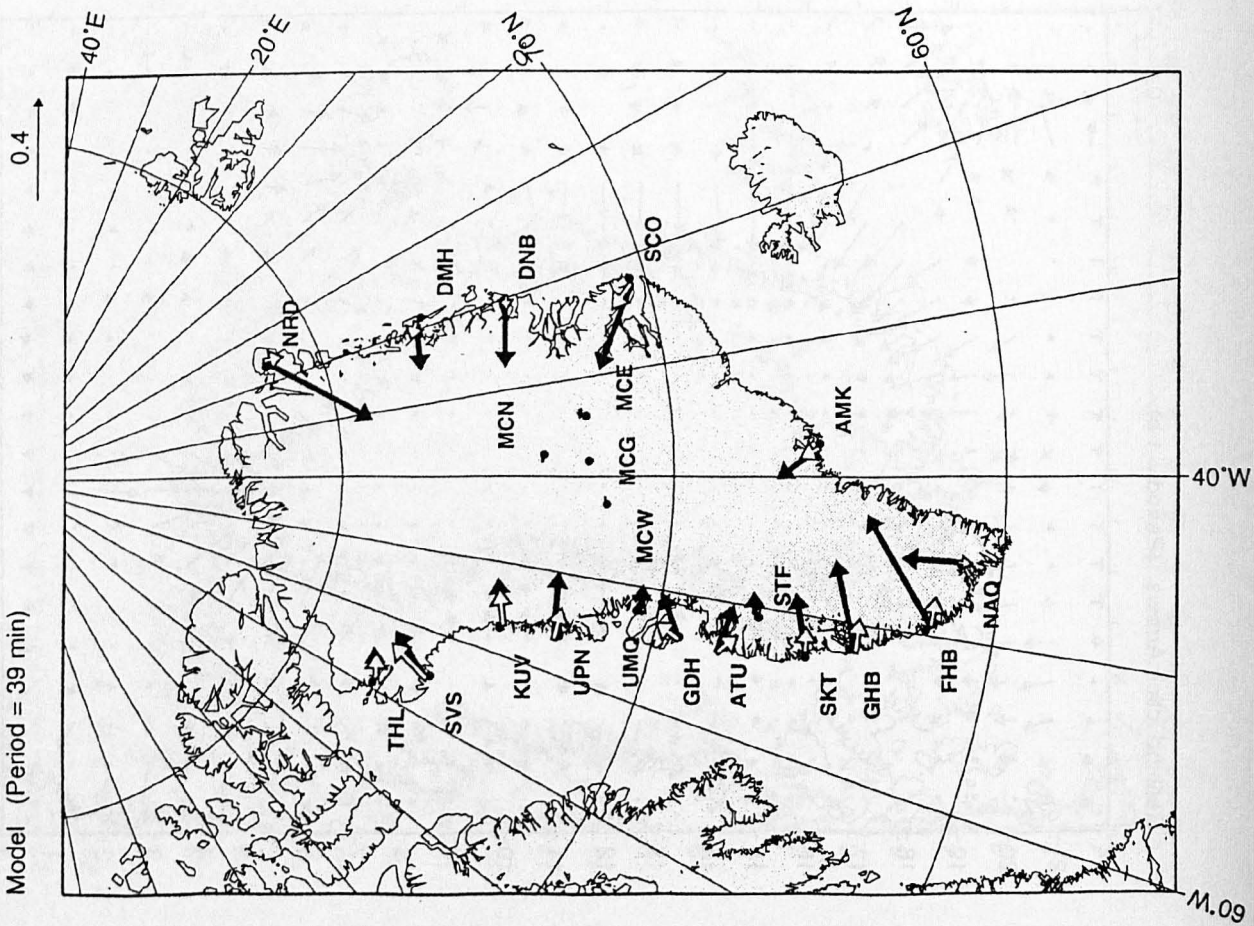


Abb. 5:

Data Analysis (1-2/93 & 6-7/93): Period = 39 min

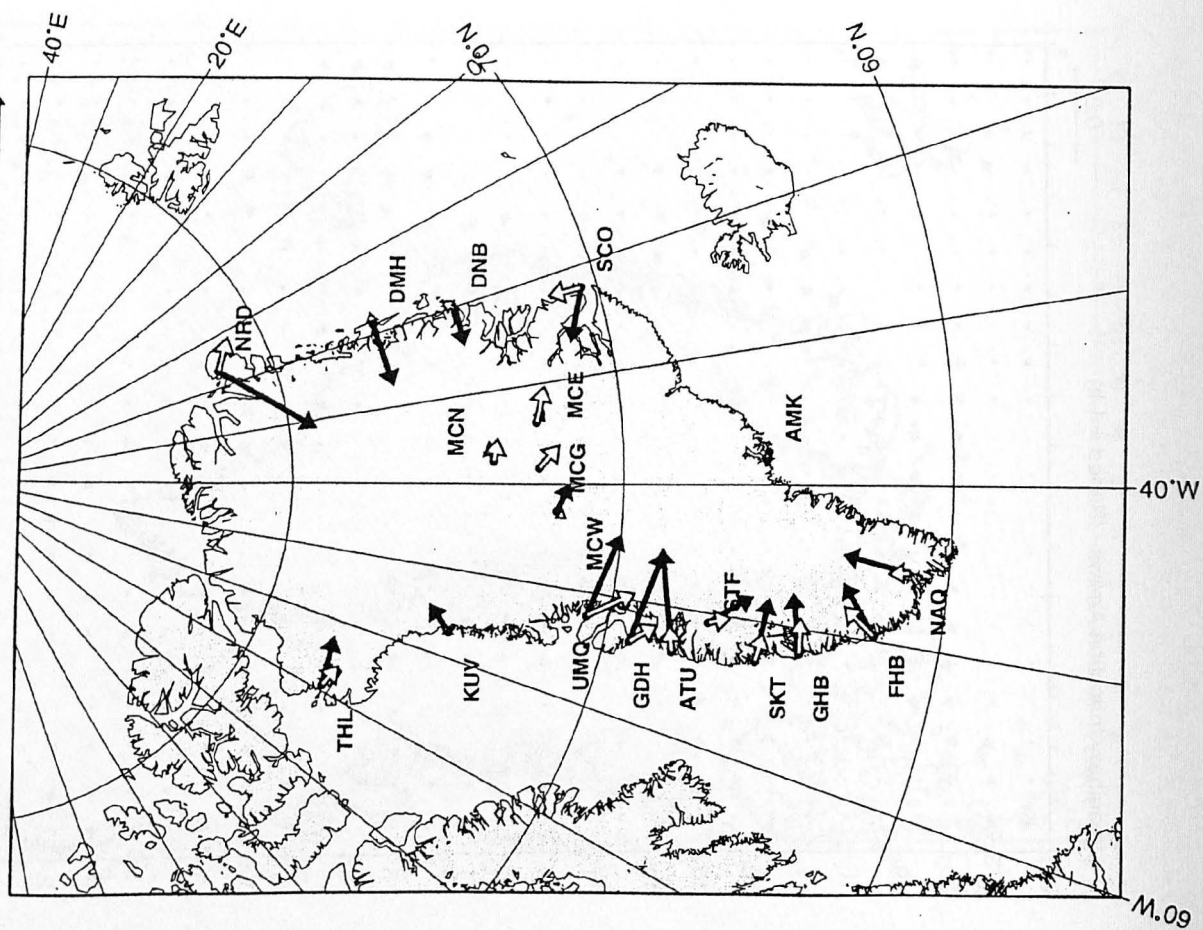


Abb. 6:

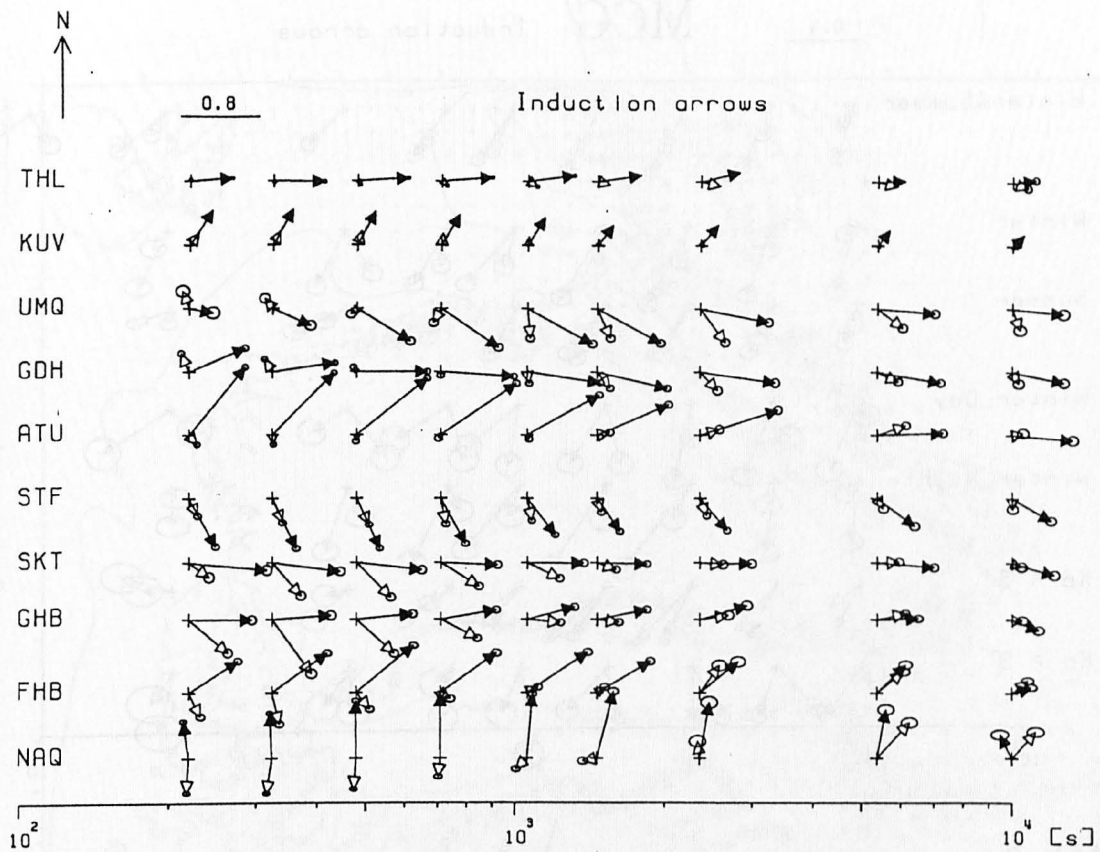


Abb. 7:

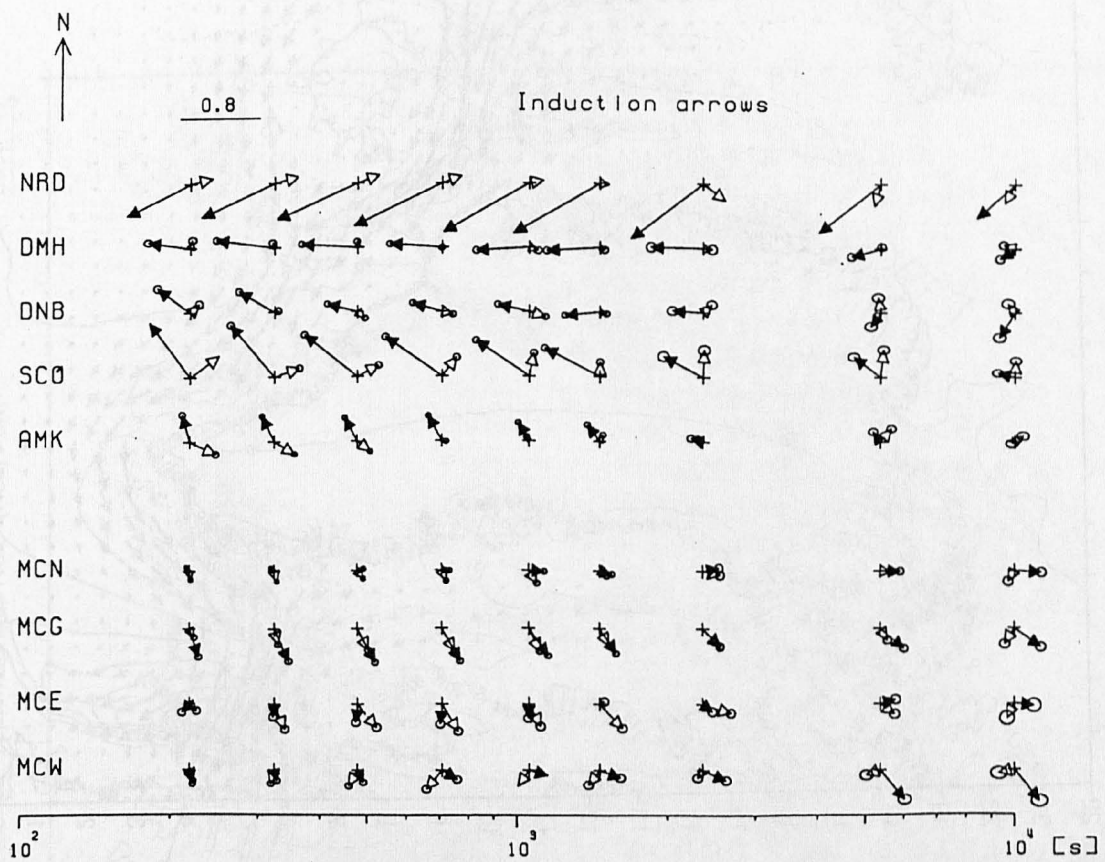


Abb. 8:

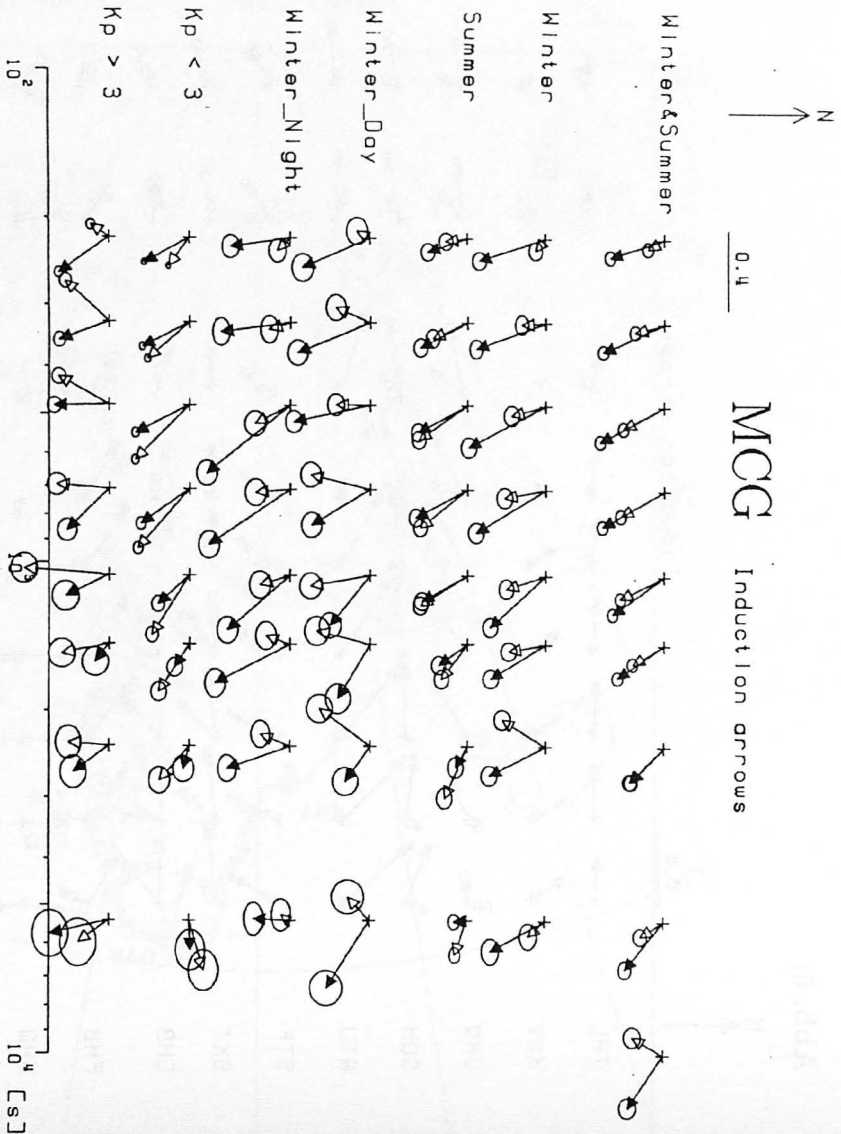


Abb. 9:

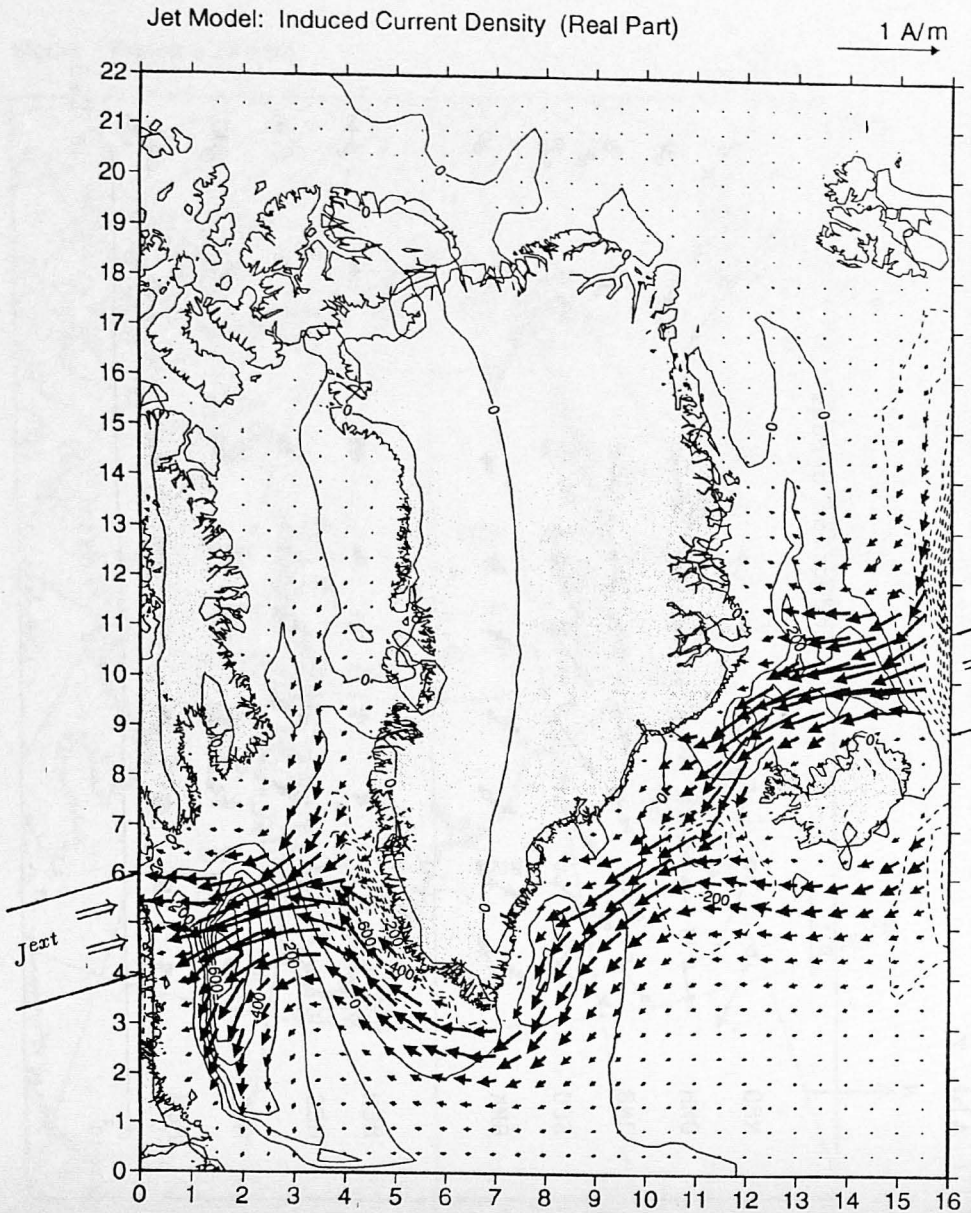


Abb. 10:

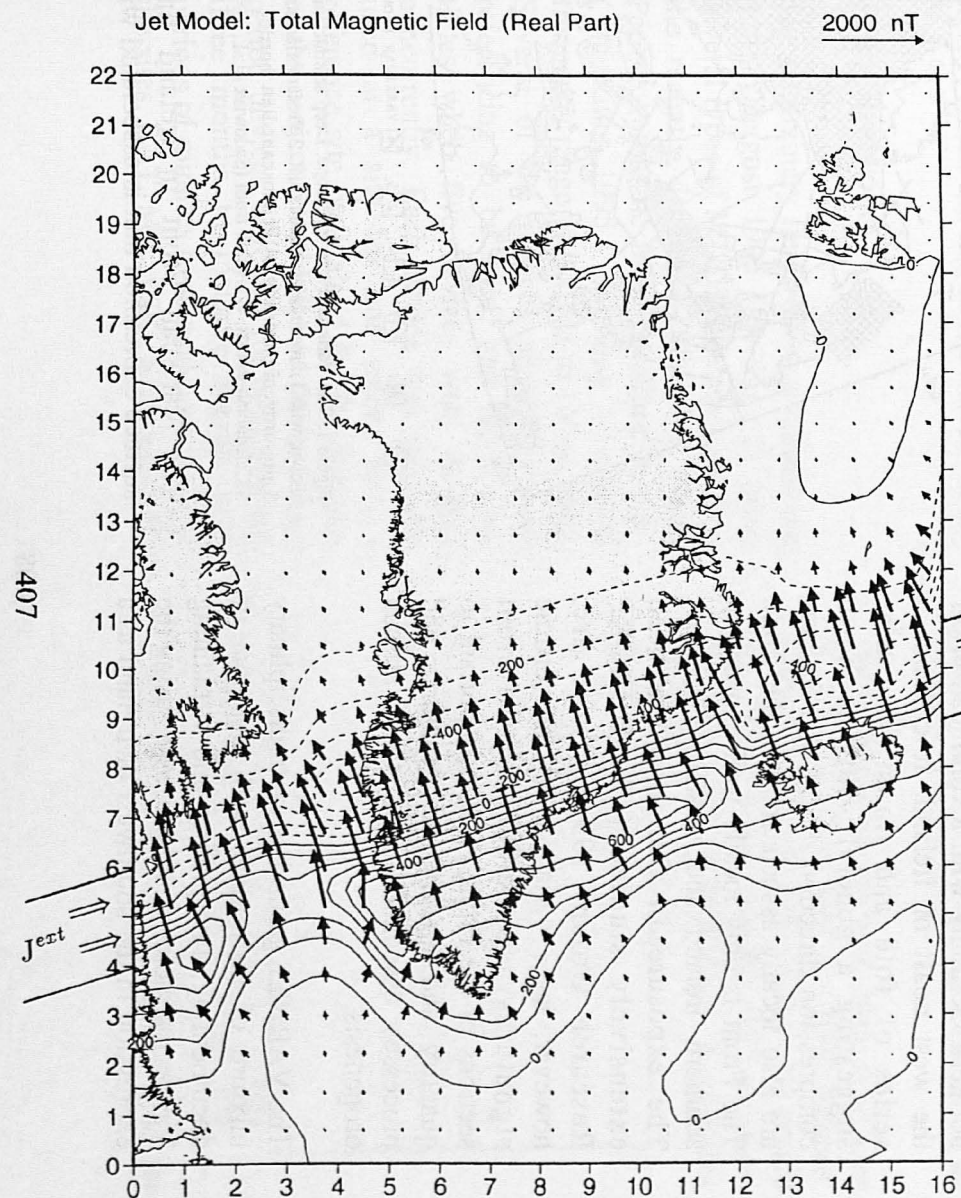


Abb. 11:

