

VII. Das Klima der Eiszeit.

Von Heinrich Vater.

Wie in allen Gebieten der Geologie, so ist auch in der Lehre vom Klima früherer Perioden die Kenntniss der heutigen Verhältnisse die einzige Grundlage, welche einem Studium früherer Zustände zu Grunde gelegt werden kann. Im Allgemeinen stützt sich die Ermittlung geologischer Klimate auf die Ergebnisse der Pflanzen- und Thierklimatologie. Man vergleicht die fossilen Floren und Faunen mit denen der Jetztzeit, und schliesst auf ein demjenigen ähnliches Klima, in welchem die nächst verwandten lebenden Formen gedeihen. Die spärliche bekannte Fauna des Diluviums gehört überwiegend den Interglacialperioden an und ist theilweise aus zu verschiedenen Typen zusammengesetzt, um einen sicheren Schluss zu gestatten; die Pflanzenwelt des Diluviums ist noch wenig ermittelt. Daher müssen wir physikalische Erscheinungen der Glacialperiode und der Jetztzeit mit einander vergleichen, respective deren hervorragendste, die Vergletscherung selbst. Gewöhnlich sucht man das Diluvialklima durch die Annahme zu ermitteln, dass dasselbe dem Klima derjenigen Länder entsprochen habe, welche heute der diluvialen Vergletscherung ähnliche Erscheinungen aufweisen. Diese Zeilen mögen nun einem Versuche gewidmet sein, gestützt auf eine mehr detaillirtere Kenntniss der klimatischen Bedingungen der heutigen Gletscher, der Ermittlung des Klimas der Eiszeit und der Ursachen derselben näher zu kommen.

Von den vier Componenten des Klimas: Wärme, Feuchtigkeit, Luftströmung und elektrische Erscheinungen können bei einer geologischen Untersuchung nur Wärme und Feuchtigkeit in Betracht gezogen werden, da uns zu einer Erforschung der Luftströmungen der Zone der veränderlichen Winde und der elektrischen Erscheinung früherer Perioden bis jetzt noch jede Unterlage fehlt. Die hierdurch verursachte Lücke ist jedoch kaum fühlbar, denn die elektrischen Erscheinungen sind auf das organische Leben ganz oder wenigstens nahezu einflusslos, und die wesentlichsten Folgen der Luftströmungen sind in Temperatur und Feuchtigkeit mit enthalten.

1. Die klimatischen Verhältnisse der Gletscher der Jetztzeit.

Die klimatischen Eigenthümlichkeiten aller jetzigen Gletschergebiete, wenn auch in gedrängtester Kürze, zu erwähnen, würde weit über den Rahmen dieses Aufsatzes hinausgehen. Es mögen daher nur die allge-

meinen Resultate mitgetheilt und dieselben durch wenige Beispiele belegt werden.

Die Vergletscherung ist keineswegs eine rein klimatische Erscheinung, sondern es ist dieselbe von orographischen Verhältnissen in hohem Grade abhängig. Ein sanft ansteigendes, breit angelegtes Gebirge, dessen flache Mulden als Firnbecken dienen können, erweist sich für die Gletscherbildung am günstigsten. So steigen zum Beispiel die Gletscher der regenärmeren Nordseite des Kaukasus, auf welchen die Schneegrenze 300 m höher liegt, als auf der feuchteren Südseite, doch beträchtlich tiefer in das Thal hinab, als auf letzterer Seite, weil der Kaukasus nach Norden eine Menge flacher Buchten öffnet, nach Süden aber meist schroffe Gehänge bildet. Ferner ist eine bekannte Erscheinung, dass einige der höchsten Gipfel des so reich vergletscherten Berner Oberlandes fast das ganze Jahr hindurch wegen ihrer steil abfallenden Flanken sich schneefrei als dunkle Felspyramiden aus dem sie umgebenden Eise erheben, woher zum Beispiel das Finster-Aar-Horn seinen Namen hat. Von hervorragendem Einfluss auf die Gletscherbildung erweist sich die Menge der Niederschläge. So finden wir in der Umgebung von Jakutsk in Ostsibirien trotz der Anwesenheit von 1000 m hohen Gebirgen wegen zu geringer Feuchtigkeit bei einer Jahrestemperatur von $-10,9^{\circ}$ C. keinen ewigen Schnee, während unter derselben Breite in der Nähe von Bergen in Norwegen bei einer Regenmenge von 184 cm die Gletscher bis zu einer Wärme-region von 5° C. hinabsteigen, welche daselbst bei einer Höhe von 325 m über dem Meeresspiegel erreicht wird. Wir finden ausgedehnte, bis an das Meer reichende Gletscher in Ländern mit einer Mitteltemperatur von -10° C., wie zum Beispiel Grönland, und in Ländern mit $+10^{\circ}$ C., wie zum Beispiel Südchile, aber überall finden wir die Vergletscherung an ein hohes Maass von Feuchtigkeit gebunden. Jedoch nicht nur die absolute Niederschlagsmenge beeinflusst die Gletscherbildung, sondern auch die Vertheilung der Niederschläge in die verschiedenen Jahreszeiten, das heisst, der Umstand, ob die Feuchtigkeit überwiegend als Schnee oder als Regen niederfällt. Es ergibt sich als ein allgemein gültiges Gesetz, dass mit wachsender Feuchtigkeit und dem Ueberwiegen der Winterniederschläge die Schneegrenze in immer wärmere Regionen hinunterrückt. Die Schweiz hat in einer Höhenzone von 700—1000 m eine jährliche Regenmenge von 100 cm, aber dieselbe vertheilt sich ziemlich gleichmässig auf das ganze Jahr, und so ist die Temperatur der Schneelinie der Schweiz -4° C. Nahezu dieselbe Temperatur ($-3,9^{\circ}$) hat die Schneegrenze in Ost-Turkestan, wo in der Ebene nur eine jährliche Regenmenge von 2,5 cm zu finden ist, aber diese geringen Niederschläge fallen in den dortigen Gebirgen ausschliesslich im Winter und in der Form von Schnee. Gehen wir von Ost-Turkestan aus nach Süden, so steigt die Feuchtigkeit, und der ewige Schnee endet in immer wärmeren Regionen. Die Temperatur der Schneegrenze des Nordabhangs des Himalaya ist $2,8^{\circ}$ C., diejenige des so überaus feuchten Südabhangs dieses Gebirges sogar $+0,5^{\circ}$ C.*) Es liegt daher die Frage nahe, ob nun bei einer fortgesetzten Steigerung der Feuchtigkeit überhaupt, und bei einem immer stärkeren Ueberwiegen der Winterniederschläge sich bei jeder Jahrestemperatur ewiger Schnee bilden kann, oder ob die Schneelinie an eine obere Temperaturgrenze gebunden ist. Um

*) Vgl. Hermann v. Schlagintweit, Reisen in Indien und Hochasien. Jena 1870—1880.

dies zu entscheiden, wollte ich diejenigen Gletschergebiete der Erde zum Vergleich heranziehen, welche sich durch hohe Feuchtigkeit und Ueberwiegen der Winterniederschläge auszeichnen, nämlich Südchile, Westpatagonien und Neuseeland. Leider sind diese Gebiete noch sehr wenig untersucht, besonders liegen noch keine Temperaturmessungen der dortigen Gebirge vor. Da aber, wie zuerst Humboldt, dann Boussingault, und in unseren Tagen Hann nachgewiesen haben, die Abnahme der Jahresmittel mit der Bodenerhebung in allen Zonen ohne bedeutende Schwankungen circa $0,6^{\circ}$ C. für 100 m beträgt, so habe ich aus den vorliegenden Höhenermittelungen der Schneegrenze und den vorhandenen Temperaturbeobachtungen an der Küste die Temperatur der Schneegrenze zu berechnen gesucht.

	Temp. a. d. Küste in Graden C.	Beobachter.	Höhe der Schneelinie.	Berechnete Temp. d. Schn.
Südchile . . .	10 °	Poëppig (Grisebach, Veg. der Erde)	1500 m	+ 0,4 °
		Darwin (Journal & Rem.)	1800 m	
Magellanstrasse Mont Cook in Neu-Seeland	6 °	Martin (Peterm. Mitth. 1880. III)	1300 m	— 0,4 °
	10 °	Mittel circa Darwin (Journal & Rem.)	1600 m 1100 m	
	10 °	Green (Peterm. Mitth. 1883. IV)	1525 m	+ 0,85 °

Wenn auch diese Werthe für die Temperatur der Schneegrenze keinen Anspruch auf Genauigkeit machen können, so scheint doch im Verein mit der oben erwähnten exacten Temperaturbestimmung v. Schlagintweit's im Himalaya die Folgerung berechtigt, dass die Maximaltemperatur der Schneegrenze im Wesentlichen 0° C. beträgt. Hingegen ist die Wärmeregion, bis zu welcher die Gletscher hinuntersteigen, nur von der Menge des gebildeten Eises abhängig. So enden die Schweizer Gletscher bei $6\frac{1}{2}^{\circ}$ C. Wärme, die Gletscher Neuseelands bei 10° , und es giebt keinen Grund zu bezweifeln, dass dieselben bei gesteigerter Eisbildung noch weiter vorrücken würden, und es ist daher auch die Ausdehnung der Gletscher eine sehr verschiedene.

Während die sogenannten localen Gletscher nur die Thäler der nächsten Umgebung ihrer Firnmulden erfüllen, verstehen wir unter dem (diluvialen) Inlandeise eine mehrere hundert, ja tausend Meter mächtige Eisdecke, welche zwar meist analog den localen Gletschern aus dem Firn des Hochlandes gebildet, jedoch in ununterbrochenem Zusammenhange Tausende von Quadratmeilen der Ebenen bedeckt. Von den Anhängern dieser Glacialtheorie wird vielfach behauptet, dass uns das Studium der Polareiserscheinungen treffliche Analoga dieses Zustandes liefere. Doch ist dies leider eine noch nicht übereinstimmend beantwortete Frage. Sicher ist, dass sogar die meisten Länder nördlich der Isotherme von -8° C.

frei von Inlandeis sind, und selbst in den Gebirgen oft nur geringe Gletscher entwickeln, wie zum Beispiel Nowaja Zemlja, Sibirien und viele Inseln des nordamerikanischen Eismeer. Ferner sind die in der Nähe der Küste nur wenige Meter über dem Meeresniveau gelegenen Ebenen Grönlands, welche ungefähr ein Drittel dieser hochnordischen Insel betragen, nahezu eisfrei, und ob das Innere Grönlands mit zusammenhängenden Eismassen bedeckt ist, kann eigentlich noch nicht entschieden werden, da noch keine Expedition die Randgebirge überschritten hat. Rink, Mitglied der dänischen Commission zur Leitung der geologisch-geographischen Untersuchung Grönlands, stellte im Aprilheft dieses Jahres von Petermann's Mittheilungen die neueren dänischen Untersuchungen in jenem Lande zusammen. Er schildert unter Anderem die vergeblichen Bemühungen, von den Gipfeln der grönländischen Randgebirge aus auf optischem Wege zu entscheiden, ob die sich dort darbietenden, bis an den Horizont sich ausdehnenden Eisfelder auf ansteigendem oder absteigendem Terrain liegen, und kommt dann zu folgendem Resultat: „Im Ganzen muss man also die Oberfläche des (grönländischen) Binneneises als über der Schneegrenze liegend betrachten, und letztere kann wohl nicht niedriger als gegen 3000' angesehen werden“. Wenn wir auch hieraus sehen, dass die gegenwärtige Existenz eines Inlandeises, welches, wie das diluviale, die Tiefebenen erfüllt, eine keineswegs erwiesene Thatsache ist, so müssen wir doch zugeben, dass die Glacialtheorie die Erscheinungen des norddeutschen Diluviums am besten erklärt. Und wer Angesichts der ursprünglich fossilfreien, ungeschichteten, festgepackten, an nordischem und einheimischem Geschiebe reichen Diluvialablagerungen, der geschliffenen und geschrammten anstehenden Gesteine, der Gletschertöpfe und der Stauchungen des Untergrundes noch an der Existenz des diluvialen Inlandeises zweifeln wollte, weil in diesen Ablagerungen auch mehr oder minder geschichtete und geschlammte Gebilde sich vorfinden, der wird durch Credner's Untersuchungen überzeugt, welcher eine recente Grundmoräne, und zwar die des Pasterzengletschers direct mit den diluvialen Ablagerungen verglich. Credner*) fand, dass „1) die eigentliche Grundmoräne eine lehmige, thonig-schlammige Grundmasse besitzt, in welcher kleine und grössere Geschiebe suspendirt sind, — dass 2) bei reichlicherer Durchfeuchtung mit Schmelzwasser die feinen Thontheilchen entführt werden können, wodurch die Grundmoräne einen mehr sandigen Charakter erhält, während endlich 3) bei noch beträchtlichem Wasserzuffusse eine Aufarbeitung, Schlämmung und Umlagerung des Moränenmaterials bewirkt wird, aus welchem dann geschichtete Sande, Kiese und Schotter hervorgehen. Alle drei Formen dieser subglacialen Gebilde können in nur wenig Meter Entfernung voneinander gleichzeitig zur Ablagerung gelangen.“ Durch diese Beobachtungen werden die norddeutschen Diluvialbildungen in vollem Umfange erklärt, und wir lernen aus denselben andererseits, wie durch das Klima, indem es eine grössere oder geringere Durchwässerung des Gletschers bedingt, auch der Charakter der Grundmoräne beeinflusst wird.

Wenn auch, wie aus dem bisher Erörterten hervorgeht, ein inniger Zusammenhang zwischen Klima und Vergletscherung besteht, so ist es doch noch nicht gelungen, den Zusammenhang zwischen klimatischen Aenderungen und den Schwankungen der Gletscher in Zahlen darzustellen. Am Besten untersucht sind die Eisfelder der Schweiz, welche seit 150 Jahren

*) Z. d. Deutschen Geol. Gesellschaft. 1880. S. 575.

von vielen Professoren der Hochschulen, wissenschaftlichen Gesellschaften und zahlreichen Touristenclubs auf das Genaueste durchforscht werden. Als allgemeines, überraschendes Resultat hat sich ergeben, dass fast sämtliche Alpengletscher augenblicklich im raschen Rückzuge begriffen sind. Der Gletscher Des Bois bei Chamouny hat sich von 1818 bis 1880 um 1250 m, der ebenfalls bei Chamouny gelegene Gletscher Des Bossons von 1817 bis 1874 um 682 m zurückgezogen. Zugleich sank die Dicke des Eises um 100 m. Der Rhône-gletscher ist in den Jahren 1858—1877 weit über 600 m zurückgegangen. Die Eismassen des Berner Oberlandes verringern sich von Jahr zu Jahr, und so ist unter Anderem von den beiden Grindelwaldgletschern in den Jahren 1865—1869 der eine 378 m, der andere 594 m abgeschmolzen. Und diese Erscheinung zeigt sich ebenso in den Pyrenäen und im Kaukasus. Besonders vom Jahre 1830 an hat sich der Rückzug der Gletscher bemerkbar gemacht, und war manchen Schwankungen unterworfen. Trotzdem lassen die Beobachtungen von Temperatur und Feuchtigkeit keine mit dem Verhalten der Gletscher übereinstimmenden Schwankungen erkennen, was zum Beispiel Hann noch 1879 besonders betont hat.*) Es werden also die Gletscher schon von klimatischen Schwankungen verändert, welche geringer sind, wie die Genauigkeitsgrenzen, mit denen unsere heutigen Beobachtungen und Berechnungen operiren. Es ist dies ein ähnliches Verhältniss wie in der Pflanzengeographie, wo auch aus dem Temperatur- und Feuchtigkeitsmittel nur sehr unsicher auf phaenologische Erscheinungen geschlossen werden kann. Doch erscheint es nach den eben angeführten Thatsachen sehr wahrscheinlich, dass schon durch relativ geringe messbare klimatische Schwankungen die Gletscher in bedeutender Weise beeinflusst werden.

2. Die klimatischen Verhältnisse der in der Diluvialzeit vergletscherten Gebiete.

Abgesehen von der Möglichkeit einer Glacialperiode der südlichen Hemisphäre**), finden wir die Spuren derjenigen diluvialen Eisbedeckungen, an welche sich vorzugsweise der Name „Eiszeit“ knüpft, auf die Küstländer des atlantischen Oceans von 40° n. Br. nordwärts beschränkt. Der Mangel einer früheren Vergletscherung Nord- und Mittelasiens ist eine vielfach erörterte und bestätigte Thatsache; und nach Whitney, welcher in seinem eben citirten Werke auch Alles das zusammenstellt, was bisher über die jetzige und frühere Gletscherbedeckung Nordamerikas veröffentlicht worden ist, sind alle pacifischen Staaten einschliesslich des britischen und des früher russischen Nordamerika frei von Spuren einer ehemaligen Inlandeisbildung, und zur Erklärung der grösseren Ausdehnung der localen Gletscher des westlichen Nordamerika während der Diluvialzeit genügt eine erhöhte Feuchtigkeit, welche Annahme auch durch die dortigen Thalbildungen, Kiesablagerungen, Flussterrassen und dergl. in überzeugender Weise gestützt wird.

*) Alpine Journal, Vol. IX. 1879. p. 297, citirt in Whitney, The climatic Changes of later geological times. Cambridge. 1882.

**) Auf der südlichen Hemisphäre hatten die meisten der jetzigen Gletschergebiete früher eine grössere Ausdehnung wie jetzt, und sind fortdauernd im Rückzuge begriffen; Spuren eines früheren Inlandeises sind jedoch auf der südlichen Halbkugel noch nirgends gefunden worden.

Für klimatische Untersuchungen sind nun einige Ergebnisse der Durchforschung des skandinavischen und des nordostamerikanischen Inlandeises, sowie der früheren Vergletscherung der deutschen Mittelgebirge besonders lehrreich. Die Bewegungsrichtung dieser Inlandeismassen ist durch eine Menge Schliffflächen an stehenden Gesteinen, sowie durch den Transport zahlreicher charakteristischer Geschiebe sehr gut ermittelt. Von localen Bodenverhältnissen oft modificirt, war die Bewegungsrichtung des skandinavischen Inlandeises im Allgemeinen folgende: In Südostengland, welches auch zu dem Gebiet des nordischen Binneneises gehörte, bewegten sich die Gletscher von NO. nach SW.; je mehr man von dort aus nach Osten vorschreitet, je mehr geht die Bewegungsrichtung in eine nordsüdliche über, welche zum Beispiel in der Mark Brandenburg scharf hervortritt, in Sachsen jedoch, durch den Bau des Erzgebirges bedingt, etwas nach NW.—SO. abgelenkt wird, und nimmt dann schliesslich im allmählichen Uebergange eine westöstliche Richtung an, welche in den Gebieten nördlich von Petersburg ausnahmslos angetroffen wird. Hieraus geht hervor, dass das skandinavische Inlandeis kein Ausläufer einer polaren Eisbedeckung war, sondern dass sich in Nordeuropa unter circa 60° n. Br. ein locales Vergletscherungscentrum gebildet hatte. Analog war die Bewegungsrichtung des amerikanischen Binneneises nur im Staate New-York eine nordsüdliche, im Gebiete des St. Lorenzstromes hingegen eine westöstliche, und so können die Schliffflächen der anstehenden Gesteine und die Transporte der Geschiebe in Nordamerika nach Dana nur durch die Annahme erklärt werden, dass das Bildungscentrum dieses Inlandeises nördlich von den grossen Seen in Canada angenommen wird, also ebenfalls eine locale Erscheinung war.

Ferner gestatten die diluvialen Ablagerungen einen Schluss auf die physikalische Beschaffenheit des Inlandeises. Nach den Untersuchungen von Forbes ist die Fortbewegung der Gletscher ein wirkliches Fliessen. Eine grosse Zahl der Eiskörner der Gletscher befinden sich durch den Druck der über ihnen lastenden Eismassen ihrem Schmelzpunkt nahe, indem das Eis mit wachsendem Druck seinen Schmelzpunkt erniedrigt. In dem Augenblicke, in welchem ihre Oberfläche zu schmelzen anfängt, verschieben sich die Eiskörner gegen einander, und werden dann durch die momentan eintretende Regelation wieder zusammen gehalten. Hieraus folgt, dass mit zunehmender Wärme die Gletscher rascher fliessen, was mit fast allen Beobachtungen übereinstimmt. Da nun das Diluvium, dessen Mächtigkeit in Seeland 126 m, in Hamburg und Berlin stellenweise 100 m, im Gesamtmittel des skandinavischen Binnengebietes 45 m beträgt*), in der relativ kurzen Zeit der Existenz des Menschen abgelagert worden ist, so ist ein von uns angenommenes Klima um so wahrscheinlicher, ein um so rascheres Zustandekommen dieser Gebilde es ergibt. Diese Betrachtung und die Thatsache, dass fast alle Diluvialgeschiebe die deutlichsten Spuren der Wasserwirkung an sich tragen, mehrere sogar die Gestalt der Gerölle angenommen haben, und dass sich in den diluvialen Grundmoränen Norddeutschlands viele geschlämmte und geschichtete Einlagerungen vorfinden, führen zu der Annahme, dass sich das skandinavische Inlandeis im Zustande einer hohen Durchwässerung befand, was auf ein mildes Klima schliessen lässt.

*) A. Helland, Ueber die glacialen Bildungen der nordeuropäischen Ebene. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1879.

Doch geben derartige Verhältnisse keinen Anhalt zu einer thermometrischen Schätzung der Temperatur. Wie bei der Betrachtung der heutigen Gletscher erörtert worden ist, vermögen wir für keine der glacialen Erscheinungen einen mathematischen Zusammenhang mit klimatischen Factoren anzugeben, mit der einzigen Ausnahme, dass aus unserer heutigen Kenntniss die Thatsache hervorzugehen scheint, dass die Maximaltemperatur der Schneegrenze circa 0° C. beträgt. Die grossen zusammenhängenden Eisdecken der sogenannten Inlandeisregionen haben nun die ehemalige Grenze des ewigen Schnees in Scandinavien, den Alpen, der Auvergne etc. verwischt und machen eine jetzige Bestimmung dieser Grenze unmöglich. Hingegen kann eine Bestimmung der Schneelinie bei den kleinen diluvialen Gletschern unserer deutschen Mittelgebirge, oft nur 1 km lang und noch kürzer*), unmöglich viel von der Wahrheit abweichen. Da nun, wie schon erörtert, ausgedehnte Gletschergebiete unter sehr verschiedenen Temperaturen, aber nur bei sehr beträchtlichen Niederschlägen entstehen können, so geht aus der Gegenwart der gewaltigen Inlandeismassen, welche von Süd, West und Nord gegen die deutschen Mittelgebirge vorrückten und dieselben bis zu circa 300 m erklimmen, unzweideutig hervor, dass das Klima der Diluvialzeit ein sehr feuchtes war. Ferner ist, worauf Hann zuerst aufmerksam gemacht hat, ein Ueberwiegen der Winterniederschläge ein hervorragender Charakterzug der deutschen Mittelgebirge, und würde, wenn die Erklärung dieser Erscheinung, welche Hann giebt, richtig ist, durch eine Depression der Temperatur diese Eigenthümlichkeit noch stärker hervortreten**). So liegt es nahe, diejenigen deutschen Mittelgebirge, welche sich den vom Atlantischen Ocean mit Feuchtigkeit beladenen Winden zuerst entgegenstellen, also den Wasgenwald und den Harz, mit den Ketten Südchiles, Patagoniens und Neuseelands zu vergleichen, d. h. anzunehmen, dass die Jahrestemperatur der Schneelinie dieser deutschen Mittelgebirge während der Glacialzeit circa 0° C. betrug. Die Höhe der diluvialen Schneegrenze des Wasgenwaldes ist nach J. Partsch circa 800 m. Eine in dieser Höhenregion gelegene Grenze des ewigen Schnees würde einer Jahrestemperatur von 4° C. für Strassburg entsprechen, gegen $10,6^{\circ}$ C. in unseren Tagen, was eine Temperaturabminderung von $6,6^{\circ}$ C. bedeuten würde; analog erhalten wir aus der von J. Partsch nach den Untersuchungen von E. Kayser auf circa 700 m geschätzten Höhe der diluvialen Schneelinie des Harzes für Clausthal eine Temperatur von $0,6^{\circ}$ C., was, verglichen mit der jetzigen Jahrestemperatur von $6,6^{\circ}$ C. eine Abminderung von $6,0^{\circ}$ C. ergibt. Da nun die Höhe der diluvialen Schneegrenze, sowie die Constante für die Temperaturabnahme mit der Bodenerhebung nur Näherungswerthe sind, so müssen wir die Ergebnisse von $6,6^{\circ}$ und 6° C. für die Temperaturerniedrigung der Diluvialzeit als übereinstimmend ansehen. Dass ferner das Vergleichsmaximum für alle von der Vergleichsrechnung betroffenen Theile Mitteleuropas gleichzeitig eingetreten ist, ist eine sehr wahrscheinliche, allgemein angenommene Ansicht, und so ist es möglich, von der Temperatur eines Ortes während der Glacialzeit auf die Temperatur des gesammten Areals zu schliessen. Somit gelangen wir zu der Annahme, dass das Diluvialklima von Mitteleuropa sehr feucht und theilweise sehr reich an Winterniederschlägen war, und dass die Jahrestemperatur circa 6 bis 7° C.

*) J. Partsch, Die Gletscher der Vorzeit in den Karpathen und den Mittelgebirgen Deutschlands, Breslau 1882.

***) J. Partsch, l. c. S. 171.

weniger betrug als die heutige. Nehmen wir die jetzige Mitteltemperatur Deutschlands zu 8° C. an, so würde ein diluviales Klima von 1 bis 2° C. Wärme dem heutigen vom mittleren Norwegen entsprechen, wo in unserer Zeit sich mächtige Gletscher entwickeln, deren Enden theilweise das Meer erreichen. Da ferner, wie wir gesehen, sich Gletscher bis in Wärmeregionen von 10° C. erstrecken können, so ist eine Temperatur von 1 bis 2° C. mit der Existenz eines scandinavischen Inlandeises vereinbar. Dass ferner bei einer Temperaturerniedrigung von 6 bis 7° C. sich auf den englischen Inseln Gletscher bilden konnten, und dass hierdurch die Eismassen der Schweiz beträchtlich an Ausdehnung gewinnen mussten, ist ohne Weiteres klar. Nur das könnte zweifelhaft sein, ob eine Erniedrigung von 6 bis 7° C. zur Bildung desjenigen Inlandeises genügen kann, welche das wärmste von der Vergletscherung betroffene Gebiet bedeckt hat, nämlich Mittel- und Nordfrankreich. Der Mittelpunkt des französischen Inlandeises war die Auvergne, deren Gipfel eine Höhe von 1800 m überragen. Die heutige Mitteltemperatur der Auvergne ist auf den Meeresspiegel reducirt, ungefähr 12° C., und bei einer Temperaturerniedrigung von 6 bis 7° C. würde die diluviale Isotherme von 0° , also nach unserer Annahme auch die Schneelinie in einer Höhe von circa 950 m gelegen haben, und es hätten demnach die Gebirge der Auvergne während dieser Zeit circa 800 m weit in die Region des ewigen Schnees hineingeragt, was zur Vergletscherung genügt. Auch wird durch die erstaunliche Anzahl, von Gletschertöpfen in der Umgegend von Paris, dort „poches“ genannt, eine sehr starke Durchwässerung des französischen Inlandeises bewiesen.

3. Die möglichen Aenderungen des Erdklimas.

Einer Untersuchung der localen klimatischen Schwankungen muss naturgemäss eine Betrachtung derjenigen Aenderungen vorausgehen, welche das Klima der Erde in seiner Gesammtheit erfahren haben kann.

Die Quellen der Wärme sind die Sonne und in sehr geringem Grade die Eigenwärme der Erde, und nach unserer Erkenntniss können wir diese beiden Wärmequellen nur als im Zustande langsamen Erkalstens befindlich ansehen. Ferner ist keine Kraft bekannt, welche die Erdbahn in ihrer Gesammtheit der Sonne nähern oder entfernen kann. Hieraus folgt, dass, je weiter eine geologische Periode zurückliegt, je höher die mittlere Erdtemperatur war, und dass auch während der Eiszeit, als einer den jetzigen Verhältnissen vorangegangenen Periode, die Temperatur entweder etwas höher oder — in Anbetracht des relativ kurzen Zeitraumes, der seitdem verflossen — merklich gleich gewesen ist, auf keinen Fall aber niedriger. Ueber die Geschwindigkeit dieser Temperaturabnahme, resp. über die Art der Temperaturschwankungen überhaupt, kann jedoch allein die wirkliche Messung endgiltig entscheiden, wozu allerdings die bisherigen Beobachtungen noch nicht ausreichen. Fahrenheit erfand das Quecksilberthermometer 1714. Die regelmässigen Temperaturbeobachtungen begannen noch später: 1758 in Stockholm, 1763 in Paris, 1775 in London, 1778 in Newhaven in Nordamerika*) und in Deutschland im Beginn unseres Jahrhunderts. Die Genauigkeit der ersten Thermometer war nicht sehr gross, denn erst 1817 entdeckte Arago, dass der Nullpunkt eines fertigen Thermometers schwankt,

*) Whitney, l. c.

und erst 1822 fand Bellani in Mailand die Ursachen dieser Schwankungen in der allmähigen Contraction der Thermometerkugel nach dem Ausblasen, und erkannte die Nothwendigkeit, die Thermometerscalen von Zeit zu Zeit zu controliren.

Es stehen also im Durchschnitt 90 Beobachtungsjahre zur Verfügung. Vergleicht man nun, wie dies von vielen Seiten geschehen ist, das Mittel der ersten Hälfte der Beobachtungsjahre mit dem der zweiten, so finden wir das erstere Mittel bei allen Stationen innerhalb $0,1^{\circ}$ C. schwankend höher als das Mittel der zweiten Beobachtungsreihe, mit einziger Ausnahme der Londoner Station, welche eine Zunahme von ungefähr 1° C. aufweist. Diese Zunahme hat sicher locale Ursachen. 1770 wurde dieses Observatorium vor den Thoren des damaligen London von 1 Million Einwohnern erbaut. Heute zählt London mit Vorstädten 5 Millionen Einwohner, und dieses Observatorium steht jetzt mitten in der Stadt. Man wird daher wohl nicht irren, wenn man diese allmähliche Zunahme der Wärme auf die Vergrößerung der Stadt und den gesteigerten Kohlenverbrauch zurückführt. Dass ferner sämtliche andere Stationen eine geringe Abnahme der Temperatur zeigen, kann leider auch nicht als exactes Resultat gelten, da die beobachteten Grössen der Abnahme innerhalb der Grenze des in den ersten Beobachtungsjahren nicht eliminirten Fehlers der Nullpunktschwankungen fällt. Daher ist eine merkliche Constanz der Temperatur während des letzten Jahrhunderts das Einzige, was festgestellt werden kann.

Diesen Mangel an absoluten Messungen in früheren historischen Zeiten hat man durch die überlieferten phaenologischen Beobachtungen zu überbrücken gesucht, aber ohne Resultat. Zwei Beispiele mögen zeigen, woran derartige Versuche scheitern. Arago glaubte die Constanz des Klimas seit drei Jahrtausenden folgendermassen beweisen zu können: Nach den Mittheilungen des alten Testaments gedieh in Palästina in jenen längst entschwundenen Zeiten wie heute die Dattelpalme und der Weinstock. Die Dattelpalme braucht, wie Arago meint, eine Minimaljahrestemperatur von 21° C., um ihre Früchte reifen zu können, während der Wein über 22° C. nicht mehr gedeiht, und daher müsse während der letzten 3000 Jahre das Klima des gelobten Landes innerhalb dieser Grenzen gelegen haben. Doch übersieht diese geistreiche Beweisführung, dass Palästina ein sehr gebirgiges Land ist, und dass in der heiligen Schrift die Höhenregionen, in welchen diese Gewächse cultivirt wurden, nicht angegeben werden und jetzt vielleicht ganz andere sind als zu Abrahams Zeiten. Auch haben die neueren Forschungen des Botanikers Fischer gezeigt, dass die Dattelpalme nicht nur bei 21° C., sondern zwischen 16° und 30° C. gedeiht. Ferner ist es eine auffällige Erscheinung, dass während des Mittelalters in den Herzogthümern Pommern und Preussen die Weincultur blühte, jedoch, als im 16. Jahrhundert ein starker Frost alle Weinberge nördlich von Grüneberg zerstörte, nicht wieder aufgenommen wurde. Man könnte hieraus auf ein wärmeres Klima Deutschlands im Mittelalter schliessen. Doch da heute noch in den Gärten der Villen von Königsberg Weintrauben spärlich reifen, und da die mittelalterlichen Sorten, welche in Pommern und Preussen gezogen wurden, Namen führten, die etwa den Wörtern Sauerlump, Kratzer u. s. w. unserer heutigen Sprache entsprechen, so erscheint die Annahme gerechtfertigt, das Erlöschen der Weinproduction jener Länder eher einer Verfeinerung des Geschmacks und einer Verbesserung der Verkehrsverhältnisse zuzuschreiben als einer Aenderung des Klimas.

Die Quelle der Luftfeuchtigkeit ist ganz überwiegend das Meer, dessen Oberfläche unter dem Einflusse der Sonne verdunstet. Es steigt also die Feuchtigkeit mit Zunahme der Wärme und der Meeresoberfläche. Dass in früheren geologischen Perioden die Wärme höher war wie jetzt, wurde eben erwähnt, es frägt sich nur noch, ob auch der andere Factor, die Ausdehnung der Meeresoberfläche, früher einer grösseren Feuchtigkeit günstig war oder nicht. Nach unserer Vorstellung von der Bildung der Erde war die Kruste, welche das erste Erstarrungsproduct unseres Erdballes bildete, überall gleichmässig vom Urmeere bedeckt. Bei der fortschreitenden Abkühlung der Erde wurde diese Kruste zu weit, und durch ihre eigene Schwere, durch den Druck des Wassers und der Atmosphäre wurde sie auf den feurig-flüssigen Erdkern stets aufgedrückt und daher gefaltet. Hierdurch kamen die ersten Anlagen der Continente als schmale Streifen über Wasser. Bei der stetig fortdauernden Contraction hoben sich nun, wenn auch mit grossen Unregelmässigkeiten, die einmal gebildeten Festländer nur noch höher und senkten sich die Meere tiefer, ungefähr wie ein elastisch-biegsamer Stab, der eine auf- und abwärts gehende Biegung zeigt, bei einem seitlichen Drucke den Charakter seiner Biegungen beibehält und dieselben nur verschärft. Auf diese Weise wurde im Allgemeinen immer mehr und mehr den schon vorhandenen Küsten nahegelegener Meeresboden über Wasser gehoben und so das Festland vergrössert. Im vollsten Einklange mit dieser Anschauung steht die Thatsache, dass sämmtliche marine Gebilde, welche an dem Aufbau unserer Continente theilnahmen, eine Seichtseefauna zeigen, worauf die heutigen Tiefseeforscher besonders aufmerksam machen. Hieraus folgt, dass die Meeresoberfläche früherer geologischer Perioden grösser gewesen ist als die heutige, und so im Verein mit der höheren mittleren Temperatur ein ungemein feuchteres Klima erzeugte als unser heutiges. Die exacten ombrometrischen Messungen sind erst seit 50 Jahren in Aufnahme gekommen, und kann seit jener Zeit eine Schwankung nicht constatirt werden. Die Pegelmessungen der Ströme gehen etwas weiter zurück. Der Elbpegel zu Magdeburg, die älteste Station dieser Art, wird seit Mitte vorigen Jahrhunderts beobachtet, und bald darauf der Wasserstand aller anderen deutschen Ströme. Als Resultat ist von dem Geographen Berghaus eine allgemeine allmähliche Abnahme des Wasserstandes festgestellt worden. Dies fällt zwar mit der Abnahme der Wälder durch des Menschen Hand zusammen, doch da die Wälder wohl das Wasser aufsaugen und einen gleichmässigen Abfluss desselben herbeiführen, nicht aber die Regenmenge eines Ortes verändern können, da letztere nur von der Lage des Ortes zum Meere, seiner Seehöhe und von der Richtung des Windes abhängig ist, so scheint eine Verringerung der mittleren Pegelhöhe eine Verringerung der Feuchtigkeit überhaupt anzudeuten. Die Beweise der „Oberflächen-Geologie“ für eine beträchtliche Verringerung der Feuchtigkeit in der letztvergangenen Erdperiode sind von Whitney, dem das grosse Verdienst gebührt, die Zunahme der Trockenheit als eine allgemeine geologische Erscheinung erkannt zu haben, in seinem schon genannten Werke in so umfassender und kritischer Weise zusammengestellt, dass dieselbe als thatsächlich erwiesen gelten muss. Da nun, wie bereits kurz erwähnt, die diluviale Vergletscherung auf die Küstenländer des Atlantischen Oceans nördlich von 40° n. Br. beschränkt war, so spielte sich dieselbe als eine locale Erscheinung einer mehr oder minder wärmeren und beträchtlich feuchteren Erde ab als der heutigen.

4. Die Ursachen der Eiszeit.

Der 50. nördliche Breitengrad geht durch die von einem diluvialen Inlandeis bedeckt gewesenen, jetzt eisfreien Landmassen mitten hindurch, so dass derselbe zur Beurtheilung der klimatischen Verhältnisse am geeignetsten erscheint. Die jetzige Mitteltemperatur dieses Breitengrades ist nach Dove $5,4^{\circ}$ C. und schwankt zwischen -1° in Labrador und $+9,4^{\circ}$ in Prag. Es liegt also die im zweiten Abschnitt abgeleitete Mitteltemperatur für Deutschland von $+1$ bis 2° C., als auch die hierzu nöthige Temperaturerniedrigung von 6 bis 7° C. innerhalb der jetzt beobachteten Grenzen der Abweichungen der Temperatur von deren normalen Vertheilung. Daher müssen auch die jetzigen allgemeinen Ursachen der localen Vertheilung von Wärme und Feuchtigkeit genügen, um die Eiszeit zu erklären.

Die localen Klimate werden hauptsächlich durch folgende Factoren bedingt:

1. Vertheilung der Jahreszeiten,
2. Vertheilung von Wasser und Land und Höhenlage,
3. Meeresströmungen,
4. physikalische Erscheinungen beim Verdunsten, Condensiren, Thauen und Gefrieren.

Von einer Untersuchung der Luftströmungen müssen wir im Allgemeinen bei einer Betrachtung der Zone der veränderlichen Winde absehen.

Von den genannten vier Factoren mögen nun nicht etwa die denkbaren Aenderungen erörtert werden, sondern nur diejenigen, welche, wenigstens im gewissen Grade, als durch Thatsachen erwiesen gelten können.

Die Jahreszeiten werden verursacht durch den beständigen Wechsel der astronomischen Höhe der Sonne, und es haben daher die nördliche und die südliche Halbkugel stets entgegengesetzte Jahreszeit. Da sich nun die Erde auf der dem Aphel zugewandten Hälfte ihrer Bahn mit verminderter, auf der Hälfte des Perihel mit vermehrter Geschwindigkeit bewegt, so sind die Jahreszeiten im Allgemeinen verschieden lang. In unserer Zeit zum Beispiel verweilt die Sonne auf der nördlichen Halbkugel ungefähr acht Tage länger als auf der südlichen. Dieser Unterschied würde constant bleiben, wenn nicht die Erdachse ihre Richtung im Weltraum änderte, so dass in jedem Jahre im Vergleich mit dem vorigen die verschiedenen Lagen der Erdachse zur Sonne und somit die verschiedenen Jahreszeiten an anderen, allerdings sehr benachbarten Orten der Erdbahn eintreten. Die Wirkung dieser Erscheinung würde, wenn die Berechnungen Croll's*) sich bestätigen sollten, noch durch die Schwankungen der Excentricität der Erdbahn verschärft. Denn mit wachsender Excentricität wird auch die Verschiedenheit des Geschwindigkeits-Minimums und Maximums der Erdbewegung gesteigert, und es verursachen nach Croll die Schwankungen der Excentricität und der Richtung der Erdachse Verschiedenheiten der Jahreszeiten bis 28 Tage, was gewiss grosse klimatische Schwankungen hervorrufen muss. Da die Wärmeintensitäten der Jahreszeiten von der Sonnennähe abhängig sind, so leuchtet ein, dass die kurzen Jahreszeiten warm, die langen kühl sind, also kurze heisse Sommer und lange kalte

*) Leider war mir Croll's Werk „Climate and Time“ nicht zugänglich, sondern nur Berichte über dieses Werk in Wallace, „Island Life“, Geikie, „On Changes of Climate“ u. A.

Winter, sowie kurze milde Winter und lange kühle Sommer einander entsprechen.

Was die Vertheilung von Wasser und Land zur Diluvialzeit betrifft, so haben unsere Ansichten seit dem Siege der Glacialtheorie wesentliche Aenderungen erfahren. Die Drifttheorie versetzt alle diejenigen Länder, welche nach unseren heutigen Anschauungen von Ebenenbinneneis bedeckt waren, unter dem Meeresspiegel, und leitete nun von der auf diese Weise beträchtlich vergrösserten Meeresoberfläche sowohl die Feuchtigkeitserhöhung, als auch die Temperaturenniedrigung der Diluvialzeit ab, indem sie auf die jetzigen Erscheinungen der südlichen Halbkugel verwies. Es ist allerdings durch die Glacialforschung Scandinaviens und Englands sicher erwiesen, dass während der Diluvialzeit beträchtliche Schwankungen des Festlandes stattgefunden haben, dass zum Beispiel Scandinavien ein oder mehrere Male 360 m höher vom Meere bedeckt wurde wie jetzt. Doch fallen diese Senkungen stets in die Interglacialperioden, während der eigentlichen Glacialperiode fanden Hebungen statt. Wie hoch, lässt sich natürlich geologisch nicht ermitteln, da die Spuren früherer Hebungen heute vom Meere bedeckt sind; doch können uns Thier- und Pflanzengeographie einen sicheren Anhalt geben. Da zum Beispiel England während der Diluvialzeit dieselbe von Norden eingewanderte Fauna besass wie das übrige Mitteleuropa, so ist die Wahrscheinlichkeit sehr gross, dass es während der eigentlichen Glacialperioden mit dem Festlande zusammenhing. Ferner lässt sich die jetzige Verbreitung der arktischen und subarktischen Flora nur durch die Annahme erklären, dass zu einer Zeit, wo diese nordischen Formen einige Ebenen der jetzigen gemässigten Zone bevölkern konnten, ein Zusammenhang zwischen Nordengland, Far Oer, Island und Grönland bestand. Diese nördliche Landbarriere, welche auch aus anderen Gründen von Lyell und Darwin warm vertheidigt wird, ist für die Beurtheilung der Ursachen des diluvialen Klimas von hoher Bedeutung. Zu Gunsten dieser früheren Landverbindungen spricht ferner, dass der Kanal zwischen England und Frankreich die 100-Faden-Tiefe nicht erreicht, und dass die einstige Verbindung zwischen Europa und Amerika durch einen submarinen Landrücken angedeutet wird, welcher der Meeresoberfläche so nahe kommt, dass die mächtigen Eisberge des Nordens auf ihm stranden. Diese Landesverbindungen konnten nur durch eine Hebung des Nordatlantischen Oceans und seiner Küstenländer hergestellt werden, wodurch auch letztere Gebiete eine höhere Lage über dem Meeresspiegel erhielten und so eine Temperaturenniedrigung eintreten musste. Andere Aenderungen in der Vertheilung von Wasser und Land sind geognostisch erwiesen. So befand sich zur Eiszeit die Lombardei unter Wasser, ebenso die Sahara, welche theils vom Meere, theils von süssen Gewässern bedeckt war. Das Schwarze Meer bildete mit dem Caspi-See und dem Aral-See eine grosse zusammenhängende Wasserbedeckung, welche wiederum durch einen Meeresarm mit einem Busen des nördlichen Eismeres in Verbindung stand, welcher sich über einen Theil Westsibiriens ausbreitete. Somit konnte keine Luftströmung nach Mitteleuropa gelangen, ohne über Meeresfläche gegangen zu sein. Auch waren noch ausgedehnte Strecken der tropischen Continente vom Meere bedeckt und daher die Luftfeuchtigkeit beträchtlich gesteigert.

Die Veränderungen der Meeresströmungen waren ebenfalls von bedeutendem klimatischen Einfluss. Während der Tertiärzeit stand der Indische Ocean durch einen breiten Meeresarm, welcher theilweise den Orient bedeckte, das gesammte Mittelmeer umfasste und sich über die süd-

liche Hälfte von Frankreich erstreckte, mit dem Atlantischen Ocean in Verbindung. Die hierdurch verursachte mächtige Strömung warmen Wassers ist eine der Ursachen des subtropischen tertiären Klimas Mitteleuropas, und erklärt zugleich die zahlreichen asiatischen Typen der Flora dieser Periode. Als sich in Folge der Hebung des Orients und Frankreichs dieser Arm schloss, erkaltete das Klima Europas mehr und mehr, besonders da damals der Golfstrom noch nicht seine erwärmenden Wassermassen nach Europa führte, wie sich dies aus der Küstenbildung Amerikas mit Sicherheit schliessen lässt.

Es erübrigt noch, des Einflusses zu gedenken, welchen die Verdunstung des Wassers und die Wiederverdichtung desselben, sowie das Thauen und Gefrieren auf die Temperatur ausübt. Bei dem Aufthauen und Verdunsten wird Wärme verbraucht, und bei dem Condensiren und Gefrieren wieder frei. Es ist demnach der Transport von Feuchtigkeit nach Norden zugleich eine Wärmequelle für die höheren Breiten, während das Hinableiten von Gletschern und das Stranden von Eisbergen in wärmeren Regionen kühlend wirkt. Ferner verhindert eine hohe Eisbedeckung ein erhebliches Steigen der Sommertemperatur, indem alle Wärme zunächst zum Schmelzen des Eises benutzt wird, und es ist auch die Wärmerückstrahlung der weissen, glänzenden Gletschermassen in den Weltraum viel bedeutender als diejenige bewaldeter Gebiete. Die Mächtigkeit dieser Erscheinung lässt sich am besten durch einen Vergleich der Klimate Nordasiens und der nordamerikanischen Inseln erkennen. Im Januar entstehen durch die Ausstrahlung in den Weltraum und den Mangel an Insolation in beiden erwähnten Gebieten Kältepole von -40°C . Aber während diese Kälte die nordamerikanischen Inseln durch eine starrende Eisdecke zu einem Festlande vereinigt, findet in Sibirien die Kälte nur wenig Feuchtigkeit, die sie ihrer latenten Wärme berauben könnte. Im Juli, wo die hochstehende Sonne in Sibirien einen steinigten Boden bescheint, steigt die Julitemperatur derselben Gegenden, die im Januar -40°C . hatten, auf $+16,5^{\circ}\text{C}$. und an besonders heissen Tagen auf $+30^{\circ}\text{C}$., so dass während des kurzen Sommers eine relativ zahlreiche Flora hervorsprosst und ein asiatischer Sommerkältepol nicht vorhanden ist. In Nordamerika wird hingegen die Sonnenwärme zum Thauen des im Winter zugefrorenen Meeres verwendet, so dass sich dort ein Sommerkältepol mit einer Juli-Isotherme von $+2^{\circ}\text{C}$. bildet. Diese Thatsachen zeigen in ihrer Anwendung auf die Eiszeit, dass grosse Gletschermassen, welche im Winter die Bedingungen ihres Entstehens fanden, die Sommertemperatur, und somit das Jahresmittel in hohem Grade erniedrigen und, indem sie gleichsam einen Theil der Winterkälte aufstapeln, selbst Monate intensiver Bestrahlung überdauern können, ohne gänzlich hinweggeschmolzen zu werden.

Aus dem verschiedenartigen Zusammenwirken dieser und ähnlicher klimatischer Factoren ergeben sich die verschiedenen Glacial- und Inter-glacialperioden, was jedoch näher zu specialisiren so lange unmöglich ist, als die Frage nach der Anzahl und der geographischen Ausdehnung der einzelnen Glacialperioden noch nicht hinreichend beantwortet ist.

Wenn nun auch sicher neue Funde und Messungen manche der erwähnten Einzelheiten modificiren werden, und wenn auch die angeführten Gründe klimatischer Aenderungen gewiss noch manche Lücke aufweisen, so scheint als Resultat doch festzustehen, dass

1. die klimatischen Schwankungen, welche die Eiszeit bedingten, sich innerhalb derjenigen Grenzen hielten, innerhalb welcher die

jetzigen localen Klimate unter denselben Breitengraden von einander verschieden sind, und dass

2. die Ursache der Eiszeit nicht in einer einzelnen Thatsache gefunden werden kann, wie dies so vielfach versucht worden ist, sondern dass die verwickelten Erscheinungen dieser Periode sich nur als das Ergebniss einer grossen Anzahl zusammenwirkender Umstände betrachten lassen, dass aber andererseits die bis jetzt bekannten Kräfte zu ihrer Erklärung genügen.
-

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Sitzungsberichte und Abhandlungen der Naturwissenschaftlichen Gesellschaft Isis in Dresden](#)

Jahr/Year: 1883

Band/Volume: [1883](#)

Autor(en)/Author(s): Vater Heinrich

Artikel/Article: [VII. Das Klima der Eiszeit 1051-1064](#)