

Tomáš Halenka

Nobelova cena za fyziku pro modelování změny klimatu

Pokroky matematiky, fyziky a astronomie, Vol. 67 (2022), No. 1, 1–16

Persistent URL: <http://dml.cz/dmlcz/150392>

Terms of use:

© Jednota českých matematiků a fyziků, 2022

Institute of Mathematics of the Czech Academy of Sciences provides access to digitized documents strictly for personal use. Each copy of any part of this document must contain these *Terms of use*.



This document has been digitized, optimized for electronic delivery and stamped with digital signature within the project *DML-CZ: The Czech Digital Mathematics Library*
<http://dml.cz>

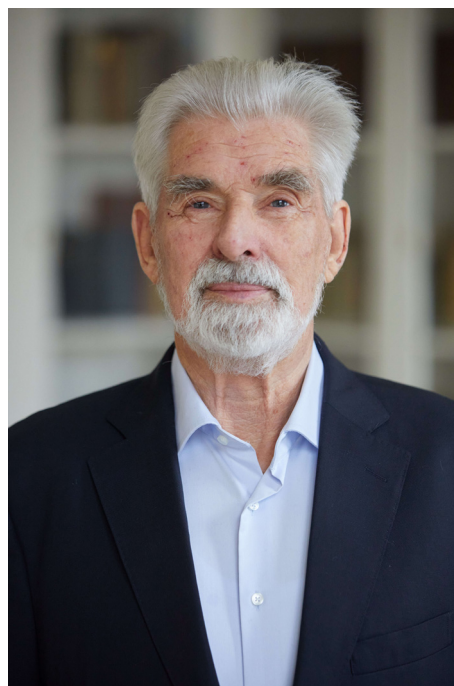
Nobelova cena za fyziku pro modelování změny klimatu

Tomáš Halenka

Abstrakt. Syukuro Manabe, Klaus Hasselmann a Giorgio Parisi získali Nobelovu cenu za fyziku pro rok 2021 za přínos k chápání tzv. komplexních systémů. Polovina této ceny patří prvním dvěma za jejich celoživotní úsilí ve vývoji modelování klimatického systému a v analýze příčin klimatické změny, zvláště pak působení skleníkových plynů. Syukuro Manabe byl průkopníkem modelování klimatu jak s využitím zjednodušených, radiačně-konvektivních modelů, tak i první generace globálních cirkulačních modelů, jimiž studoval vliv změn obsahu oxidu uhličitého v atmosféře na vývoj klimatu již v šedesátých letech a které dále vyvíjel, resp. řídil jejich vývoj v Geophysical Fluid Dynamic Laboratory. Klaus Hasselmann se věnoval výzkumu propojení chaotického chování počasí a klimatického systému, vyvinul i metody analýzy stop klimatické změny v časových řadách klimatických charakteristik. Byl zakládajícím ředitelem Max Planck Institute for Climate a vedl i German Climate Computational Center, kde je vyvíjen další uznávaný globální klimatický model. Aby bylo možné lépe pochopit přínos laureátů klimatické části Nobelovy ceny za fyziku, jsou spolu s podrobnějším zdůvodněním ukázány i obecnější principy fungování klimatického systému a jeho modelování. Je to poprvé, kdy byla klimatologie takto oceněna jako fyzikální věda, což podtrhuje její potenciál a význam pro budoucnost lidstva.

Dne 5. října 2021 byla vyhlášena Nobelova cena za fyziku pro rok 2021, která byla udělena se zdůvodněním „... za průkopnický příspěvek k našemu pochopení komplexních systémů“. Ocenění získali Syukuro Manabe, Klaus Hasselmann a Giorgio Parisi. První dva (Manabe, Hasselmann) získali dohromady jednu polovinu příslušné Nobelovy ceny, a to za zásadní podíl na vývoji modelování změny klimatu, druhá polovina pak ocenila studium chaosu ve fyzikálních systémech (Parisi). Dle plného znění odůvodnění Švédská královská akademie věd, resp. Nobelův výbor, v prvním případě oceňuje přínos „k fyzikálnímu modelování klimatu Země, kvantifikaci jeho variability a spolehlivou předpověď globálního oteplování“, u druhé poloviny „objev interakcí mezi chaosem a fluktuacemi ve fyzikálních systémech od atomárního po planetární měřítko“. S ohledem na vlastní erudici se zde budu věnovat první polovině udělené Nobelovy ceny za fyziku; pokud jde o druhou polovinu, kterou byl oceněn italský teoretický fyzik Giorgi Parisi z Univerzity La Sapienza v Římě, mohu doporučit jeho přednášku *The value of science* [19], kterou proslovil dne 22. října 2021 v International Centre for Theoretical Physics v italském Terstu, kde se rovněž věnují modelování klimatu. Některé její pasáže mají širokou platnost nejen v teoretické fyzice, ale rovněž i právě v komunikaci výzkumu klimatické změny. Vraťme se ale k první polovině tohoto ocenění. Pokusíme se vysvětlit základní principy modelování klimatické změny, uplatnění jeho výsledků a přínos obou laureátů k tomuto oboru.

doc. RNDr. TOMÁŠ HALENKA, CSc., Matematicko-fyzikální fakulta UK, Katedra fyziky atmosféry, V Holešovičkách 2, 180 00 Praha 8, e-mail: tomas.halenka@mff.cuni.cz



Obr. 1. Syukuro Manabe a Klaus Hasselmann (© Nobel Prize Outreach, Risdon Photography a Bernhard Ludewig)

Že bude Nobelova cena za fyziku udělena v rámci klimatické vědy, to asi nikdo neočekával a je to velké překvapení. Fakticky je to, pokud jsem si vědom, vůbec poprvé, ale jasně to dokládá důležitost a fyzikální podstatu klimatické vědy. Ani v obecnější rovině nebyly atmosférické vědy příliš úspěšné, v jednom případě byla udělena Nobelova cena za chemii (1995 – Crutzen, Molina, Rowland), která ocenila přínos k atmosférické chemii v souvislosti s objasněním mechanismu vzniku ozonové díry, v druhém případě šlo o udělení tenkrát dost diskutované Nobelovy ceny míru za budování znalostní báze o antropogenní klimatické změně a jejím šíření s důrazem na přípravu a prosazování opatření k jejímu zmírnění (2007 – Gore a Intergovernmental Panel on Climate Change), což bylo u příležitosti vydání 4. hodnotící zprávy IPCC AR4. Nynější Nobelova cena za fyziku svým zdůvodněním jasně potvrzuje oprávněnost tehdejšího rozhodnutí.

Klimatologie jako fyzikální věda

Obě poloviny Nobelovy ceny udělené za fyziku oceňují přínos ke zkoumání komplexních systémů, a to jak v teoretické fyzice (G. Parisi), tak i v klimatické vědě (S. Manabe, K. Hasselmann). Podrobnější hodnocení přinesla tisková zpráva, podle které „jedním z komplexních systémů životní důležitosti pro lidstvo je klima Země“. Ano, v dnešní klimatologii nepochybujeme o tom, že klimatický systém se svojí nelineární podstatou a zpětnými vazbami je komplexní systém (což diskutuje právě Klaus Hasselmann v [9]), ve kterém kromě základních fyzikálních zákonů, docela dobře aplikovatelných

na atmosféru, oceán a kryosféru, působí i řada dalších faktorů s původem v ostatních složkách klimatického systému, jakými jsou např. biosféra, atmosférická chemie a další. Popis takového systému je skutečně velmi obtížný, a to i proto, že pro popis skutečných interakcí a chování celého systému nelze použít laboratorní přístup k jednotlivým součástem a jejich interakcím. Pro získání celkového i lokálního obrazu, který může být využit např. pro rozhodování o adaptačních či mitigačních opatřeních, je třeba komplexní studium v reálných podmínkách, které ale těžko může splnit základní požadavek na opakovatelnost experimentu, tak důležitý požadavek kladený na fyzikální experiment. V klimatickém systému tedy není možný reálný experiment (tedy kromě toho jednorázového, který vypouštěním emisí skleníkových plynů civilizace v současné době provádí), takže i když máme velmi stará a vpravdě historická pozorování a poznatky, nemluvě o různých rekonstrukcích dat z paleoklimatologie, je klimatická věda jako fyzikální disciplína velmi mladá. Je to až numerický (matematicko-fyzikální) model, který poskytuje nástroj či prostředek pro provádění příslušných experimentů, což však vyžaduje pokročilou výpočetní techniku. Tu ale klimatologové dostávají do rukou až v druhé polovině minulého století, dostatečný výkon pro skutečně realistické simulace je k dispozici spíše teprve na jeho konci či na přelomu tisíciletí.

Historie vývoje modelů atmosféry

V současnosti je klimatologie samozřejmou součástí meteorologie, resp. jejím rozšířením v kontextu dalších složek klimatického systému zmíněných výše a se zájmem o jeho dlouhodobé chování. Fyzika atmosféry obecně měla dlouho stejný problém s realizací plnohodnotných fyzikálních experimentů, což platilo i pro meteorologii a její předpověď počasí. Proto historické počátky současných klimatických modelů jdou ruku v ruce s modely pro předpověď počasí, nicméně v době ne příliš historicky vzdálené. Z druhé strany, po teoretické stránce byla meteorologie již dávno dobře připravena a vybavena fyzikálním poznáním zákonitostí proudění, radiace, termodynamiky apod.

Již Leonhard Euler (1707–1783) se prý nad rovnicemi pohybu kontinua, které dnes nesou jeho jméno, zabýval myšlenkou, zda je lze využít pro předpověď. Tuto myšlenku na přelomu 19. a 20. století významně rozvinul norský fyzik a meteorolog Vilhelm Bjerknes (1862–1951), který roku 1904 v jedné studii analyzuje tuto možnost: „Je-li pravda, jak každý odborník věří, že následné atmosférické stavy se vyvíjí z předchozích podle fyzikálních zákonů, potom je zřejmé, že nezbytné a postačující podmínky pro racionální řešení problému předpovědi jsou následující: 1. Dostatečně přesná znalost stavu atmosféry v počátečním čase. 2. Dostatečně přesná znalost zákonitostí, podle kterých se mění jeden stav atmosféry ve druhý.“ Tyto dvě podmínky jsou zásadními požadavky i současné předpovědi počasí a její numerické realizace; ve všech světových i menších lokálních centrech se týmy expertů předhánějí v tom, aby vylepšily popis všech potřebných procesů a zahrnuly další, které mohou mít význam, o celosvětovém úsilí získávat stále preciznější data o stavu atmosféry ani nemluvě. To platí i pro modelování klimatu, ačkoli první podmínka o přesnosti počátečních dat v modelování klimatu není zas tak důležitá, nicméně podrobných a přesných dat je zapotřebí pro validaci klimatických modelů. Bjerknes se věnoval především práci na své první podmínce, ale nikdy nepochyboval o možnosti přesné předpovědi. Roku 1919 rekapituluje ve své práci možnosti a přichází s vizionářským závěrem „pokud počáteční

podmínky ... a pokud rovnice ... jsou známy s dostatečnou přesností, potom by stav atmosféry mohl být zcela určen nějakým super-matematikem v libovolném následném čase“. Samozřejmě, v té době nikdo netušil, jakým směrem se budou rozvíjet výpočetní možnosti s dnešními superpočítači na konci, ale ta analogie se současnou situací v předpovědi počasí (i v modelování atmosféry obecně) je obdivuhodná. Je pravda, že z hlediska deterministické předpovědi počasí je ten čas nakonec velmi omezený, což ukázal mnohem později (roku 1963) Eduard Lorenz (1917–2008) ve své teorii chaosu. Teoreticky se jedná o několik týdnů, v praxi počátků numerické předpovědi to bylo několik málo dní, dnes lze mluvit o době kolem 10–14 dní v závislosti na stabilitě cirkulační situace, ale s tím, že úspěšnost ke konci tohoto období už nebude velká. To ovšem nijak nebrání klimatickému modelování, které, jak ukázal mimochodem právě Hasselmann v [8], může analyzovat dlouhodobé průměry a výsledný „lineární“ signál ve velmi dlouhých simulacích, tedy modelové klima. Když v simulaci atmosféry prodlužujeme čas předpovědi k hranici deterministické předpovědi, která je dána vlivem nelinearity dynamického systému, či dokonce za ní, chování modelové atmosféry se sice vzdaluje od reality aktuálního denního počasí, ale za předpokladu realistického a přesného nastavení parametrů modelu a vnějších podmínek může v dlouhodobé simulaci vytvářet modelové klima. To lze verifikovat vůči reálnému klimatu; pokud dosáhneme dobré shody, opravňuje nás to, i když s jistými nejistotami, k aplikacím takových modelů pro simulace scénářů budoucího vývoje klimatu. Dnešní klimatické modely se testují skutečně masivně, nejen v podmínkách blízkých historických dat, ale i v dobách velmi vzdálených, např. poslední době ledové apod. Ne vždy se musí jednat o „lineární“ signál, v některých dlouhodobých interakcích a zpětných vazbách může docházet k tzv. „tipping points“, tedy bodům rychlejšího přechodu mezi různými stavy, které by mohly mít dramatický vliv na klima Země a lidskou civilizaci. I na takové jevy jsou současné modely testovány a možnosti výskytu takových bodů zlomu ve vývoji klimatu jsou analyzovány i v budoucích scénářích.

Vraťme se k dalšímu vývoji atmosférických modelů. Numerické řešení problému předpovědi na základě Bjerknesevých myšlenek bylo rozpracováno a realizováno velmi záhy. Pracoval na tom Lewis Fry Richardson (1883–1953), který výsledky své práce, i když velmi neúspěšné, publikoval roku 1922 ve své vizionářské knize [20]. Jeho celková formulace problému i metoda řešení byly v zásadě naprosto správné a současné modely využívající diferenční metody aproximace derivací v rovnicích jsou konstruovány velmi podobně, i když v dnešní době se výrazně prosazují i jiné novější přístupy (spektrální metoda, metoda konečných prvků apod.). Problém neúspěchu jeho pokusu spočíval v tom, že tehdy ještě nebyly známy některé později rozvinuté zákonitosti metody numerické matematiky ani nebyly dostatečně analyzovány některé vlastnosti systému rovnic atmosférické dynamiky, které tvořily základ jeho pokusu a jsou používány dodnes.

Formulace modelu atmosférické dynamiky

Základem pro popis dynamiky atmosféry jsou zákony zachování: i. hybnosti (vývoj rychlosti proudění), ii. energie (vývoj teploty vzduchu) a iii. hmoty (vývoj hustoty daný rovnicí kontinuity). Uzávěrem soustavy je stavová rovnice pro vzduch jako směs ideálních plynů.

První součástí rovnic atmosférické dynamiky jsou rovnice pohybu, vlastně druhý Newtonův zákon pro jednotkovou hmotu, resp. v obecném tvaru Navierovy–Stokesovy rovnice, či pro volnou atmosféru bez tření Eulerovy rovnice, ve vztažené soustavě spojené s rotující Zemí samozřejmě se zahrnutím Coriolisovy síly, které lze zapsat ve tvaru

$$d\mathbf{V}/dt = -2\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{V} - \alpha \nabla p + \mathbf{g} + \mathbf{F},$$

kde \mathbf{V} je vektor rychlosti proudění, t je čas, $\boldsymbol{\Omega}$ je vektor úhlové rychlosti rotace Země, $\alpha = 1/\rho$ představuje specifický objem (ρ je hustota), p je atmosférický tlak, \mathbf{g} značí vektor tíhového zrychlení a \mathbf{F} představuje sílu tření. Na levé straně rovnice máme tedy zrychlení pohybu, které je dáno výslednicí síly tlakového gradientu a tíhového zrychlení, eventuálně můžeme vzít v úvahu sílu tření. Jejím zdrojem v meteorologii nejsou ani tak vazké síly, které jsou malé a mají význam pouze ve velmi tenké vrstvičce vzduchu u samotného zemského povrchu, ale především turbulentní charakter proudění, který se uplatňuje v mezní vrstvě atmosféry přibližně do 1,5 km, zatímco nad ní, tedy v tzv. volné atmosféře, můžeme její vliv zanedbat. Coriolisova síla musí být zahrnuta jako důsledek popisu pohybu v rotující vztažené soustavě. Vertikální složka zrychlení pohybu je běžně ve velkoprostorových pohybech výrazně menší než tíhové zrychlení, resp. vertikální složka gradientu tlaku, jejím zanedbáním dostaneme tzv. hydrostatickou aproximaci těchto pohybových rovnic, tj. tvar redukovaný na rovnice pro horizontální složky a místo třetí rovnice pro vertikální složku zrychlení máme rovnici hydrostatické rovnováhy, neboť lze rovněž většinou zanedbat i vertikální složku Coriolisovy síly. V tomto tvaru zapsané rovnice se v anglické literatuře často nazývají „primitive equations“, nutno ale poznamenat, že zdaleka nejsou nijak „primitivní“. Ve skutečnosti to jsou nelineární parciální diferenciální rovnice, které obecně nemají analytické řešení a k jejich integraci spolu s dalšími rovnicemi je potřeba velmi výkonných superpočítačů. Tyto pohybové rovnice popisují nejen běžné proudění v atmosféře, ale i některé kratší vlny, které se v atmosféře mohou šířit a které nemusí být při formulaci derivací s využitím příslušných diferenčních schémat v modelech dobře reprodukovány. Přesto, že nás vlastně při řešení daného problému nezajímají, mohou nám numerické řešení „rozbít“, což byl právě i problém Richardsonova neúspěchu.

V současné době, kdy snaha o realistický popis tlačí řešení tohoto systému pohybových rovnic k stále se zvyšujícímu rozlišení modelů, již předpoklad malých vertikálních zrychlení např. při konvekci nemusí být splněn a dochází k potřebě popsat explicitně i procesy s většími vertikálními složkami zrychlení. Proto se dnes, zvláště v předpovědních modelech, ale i v klimatických modelech s vysokým rozlišením na omezené oblasti a dokonce i v prvních globálních klimatických experimentech na kratší dobu, začala používat tzv. nehydrostatická dynamika, v níž vystupují rovnice v uvedeném tvaru pro všechny tři složky.

Druhou důležitou rovnicí systému je první věta termodynamiky, kterou lze zapsat ve tvaru

$$Q = c_v \frac{dT}{dt} + p \frac{d\alpha}{dt} = c_p \frac{dT}{dt} - \alpha \frac{dp}{dt}.$$

Na levé straně rovnice máme tepelný příkon Q , který je výsledkem různých fyzikálních procesů, jež jsou v modelech často různě parametrizovány (latentní teplo z kondenzace vodní páry a vzniku oblačnosti, změny fáze v oblaku, absorpce energie záření, resp. její

vyzařování v dlouhovlnné oblasti spektra). Tepelný příkon ovlivňuje vývoj teploty T změnou vnitřní energie, eventuálně je zdrojem pro vykonanou práci, např. při konvektivním výstupu (c_v , c_p jsou měrná tepla při konstantním objemu, resp. tlaku). Z této rovnice získáváme v modelech teplotu atmosféry v prostorovém rozložení s použitím tzv. Eulerova vztahu

$$\frac{d(\bullet)}{dt} = \frac{\partial(\bullet)}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla(\bullet),$$

kterým se dostáváme od lagrangeovské formulace fyzikálních zákonitostí k eulerovskému konceptu popisu změn v nějaké modelové síti bodů.

Abychom mohli daný systém rovnic řešit, potřebujeme ještě rovnici kontinuity, kterou zapíšeme ve tvaru

$$\frac{d\alpha}{dt} = \alpha \nabla \cdot \mathbf{V}.$$

To je prognostická rovnice pro specifický objem, samozřejmě aplikovaná opět s použitím Eulerova vztahu, ale je třeba poznamenat, že její skutečný zápis velmi záleží na konkrétní volbě systému vertikální souřadnice a formulaci modelu vůbec, takže často může vypadat dost odlišně.

V systému nám chybí prognostická rovnice pro tlak, ale je třeba si uvědomit, že modelovou formulaci doplňuje stavová rovnice. Ta popisuje vztah mezi jednotlivými proměnnými a pro atmosféru ji můžeme psát ve tvaru

$$p\alpha = RT,$$

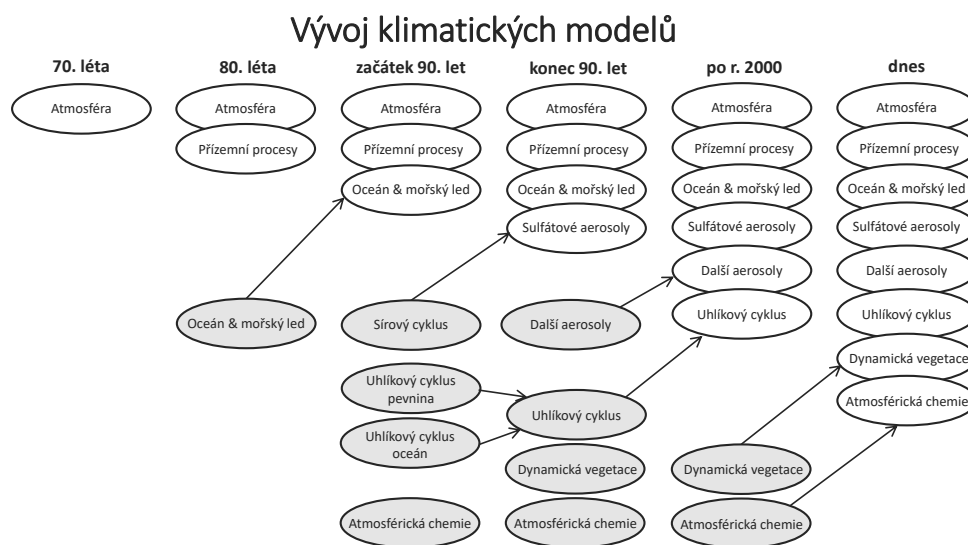
kde R je plynová konstanta pro vzduch, vypočtená dle podílu jednotlivých složek atmosféry.

Pokud se chceme přiblížit realitě, musí model zahrnovat i další rovnice. Tou nejdůležitější je fakticky rovnice kontinuity pro vodní páru (a další, např. pro oblačnou vodu, oblačný led, eventuálně další příměsi, chemické složky apod., v závislosti na komplexitě modelu), obecně ve tvaru

$$\frac{dq}{dt} = S,$$

kde q je specifická vlhkost a S představuje zdroje a propady vodní páry (eventuálně obecně pro jednotlivé další složky). Ty jsou opět většinou parametrizovány jako procesy, při nichž jednotlivé složky vznikají či zanikají, v případě potřeby i procesy konverze mezi nimi (vodní pára – oblačná voda, oblačná voda – oblačný led, atmosférická chemie, apod.). Zde se hodí připomenout vazbu na zdroje tepla v první větě termodynamiky, kde latentní teplo spojené s fázovými změnami hraje významnou roli, a docela výsadní postavení H_2O v atmosféře, která se může za běžných atmosférických podmínek vyskytovat ve všech třech fázích. V globálním pohledu lze připomenout význam latentního tepla spojeného s fázovými změnami vody pro energetický cyklus atmosféry, kdy zmírňuje planetární gradienty teploty působené rozdílným ohřevem a podílí se na radiačně-konvektivní rovnováze zmíněné v sekci o koncepčních modelech.

Při vlastní integraci těchto rovnic je třeba pamatovat na řadu dalších procesů, které je třeba buď modelovat nebo nějakým způsobem, většinou empiricko-statistickým, parametrizovat. Jejich implementace nesouvisí pouze s rozvojem výpočetní techniky, ale i s pokrokem poznání o atmosféře (turbulence, konvekce, mikrofyzika oblačnosti a srážek) a o klimatickém systému (oceán, uhlíkový cyklus apod., viz obr. 2).



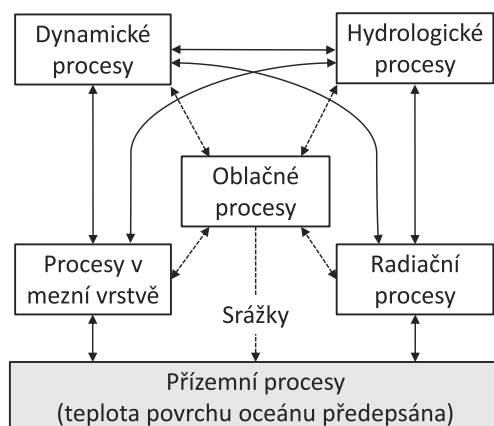
Obr. 2. Rámcový vývoj klimatických modelů směrem k tzv. Earth System Models (ESM) doplňováním o další komponenty, popisující jednotlivé další složky klimatického systému, původně řešené tzv. off-line

Čekání na výpočetní techniku

Po Richardsonově neúspěchu se dlouho neobjevují další pokusy, ale teoretické poznání vlastností atmosférické dynamiky jde dál. Tak mohlo dojít po druhé světové válce k prvnímu úspěšnému pokusu s velmi zjednodušeným modelem doloženým v publikaci Charneyho, Fjörtofta a von Neumanna [11]. Mimořádně, tento pokus byl realizován s využitím jednoho z prvních elektronických počítačů ENIAC. Místo základních pohybových rovnic pro celou atmosféru používal tento model velmi zjednodušenou odvozenou rovnici (rovnici vorticity) pro jednu výškovou hladinu, tedy model tzv. „mělké vody“. I v numerických aspektech se toto řešení vypořádalo s výše uvedenými problémy Richardsonova přístupu, a tak realistické výsledky tohoto pokusu významně oživily zájem o modelování atmosféry a staly se důležitým impulzem k dalšímu vývoji numerických modelů. Velmi brzy tedy vznikají analogické modely i s vertikální strukturou a rozvíjejí se centra meteorologických služeb (USA), která je dále zdokonalují, aby se záhy s vyřešením všech původních problémů koncepce modelů vrátila zpět k původnímu Richardsonovu návrhu použití úplné soustavy základních rovnic, která lépe popisuje realitu.

Tím se dostáváme k počátkům aplikace dynamických modelů atmosféry jako klimatických modelů. Začátkem 60. let dochází k velkému rozvoji takzvaných GCM, což tehdy bylo interpretováno jako General Circulation Models, tedy modely všeobecné cirkulace, které se začaly používat běžně pro předpověď. Jejich výsledky byly využívány i k řízení vnořených předpovědních regionálních modelů na omezené oblasti. Vedle toho ale mohly být tím potřebným nástrojem pro experimenty s atmosférou, ať

již pro simulaci vlivu nějakých idealizovaných procesů či nějakých specifických podmínek. Odtud to byl již pouze krůček na cestě k reálným klimatickým simulacím, podél které byly modely postupně doplňovány o další potřebné procesy a vlivy (jak shrnuje Arakawa v [1]) včetně zahrnutí dalších složek klimatického systému, jak ukazuje obr. 2. V té době již bylo samozřejmostí použití úplných základních rovnic, byla vyřešena většina numerických problémů s těmito rovnicemi a hlavně vyvinuty i další metody řešení, které umožnily i jejich integraci na skutečně dlouhou dobu. Použitím komplexního systému rovnic atmosférické dynamiky rovněž došlo k přímému propojení dynamiky a termodynamiky atmosféry včetně potřebného zahrnutí vodní páry, která má vliv na radiační procesy, mj. i prostřednictvím tvorby oblačnosti. Za tímto účelem byly vyvíjeny různé parametrizace, především pak konvekce, která je hlavním motorem atmosférické cirkulace zejména v rovníkových oblastech. Základní schéma modelů, které odpovídá i prvnímu Manabeho cirkulačnímu modelu popsanému v [15], ukazuje obr. 3, v té době ještě bez propojení s oceánem, resp. s předepsanou teplotou jeho povrchu. Postupně se původní zkratka GCM začíná interpretovat jako globální klimatické modely (Global Climate Models), dnes ale, při zahrnutí podstatné většiny všech složek klimatického systému a jejich interakcí, mluvíme spíše o tzv. Earth System Models (ESM). Nejdůležitějším předpokladem prudkého rozvoje modelů, a to až již pro předpověď počasí nebo modelování klimatu, byl samozřejmě vývoj výpočetní techniky, bez kterého by dnešní dlouhodobé simulace scénářů klimatické změny byly nemyslitelné.



Obr. 3. Dobové schéma součástí klimatických modelů, které v zásadě odpovídá i dnešní konstrukci modelů atmosféry

Koncepční modely klimatu Země

Klimatické modely byly na poněkud odlišných principech vyvíjeny již dříve. Kromě výše uvedené formulace globálních cirkulačních modelů lze použít základní energetický koncept založený na energetické bilanci s různým stupněm zjednodušení a zobecnění, a tím také i modelového rozlišení, jak shrnuje Ghil v [4].

V prvním přiblížení pro Zemi jako celou planetu (tzv. 0-D model) tento koncept vychází z čistě radiační rovnováhy, která může dát první představu o klimatu planety Země. Formulace globální radiační rovnováhy, resp. pro případ klimatické změny jistá malá nerovnováha mezi absorbovaným dopadajícím slunečním zářením R_i a tepelným vyzařováním Země R_o (viz [5]), dává

$$c \frac{d\bar{T}}{dt} = R_i - R_o.$$

Rozdíl na pravé straně rovnice poskytuje energii pro příslušnou změnu průměrné globální přízemní teploty, resp. její vývoj $\frac{d\bar{T}}{dt}$, c představuje tepelnou kapacitu Země, resp. především atmosféry a příslušné vrstvy povrchu Země a oceánu, která se může účastnit tepelné interakce.

Energie dopadajícího krátkovlnného slunečního záření R_i vychází z absorpce příkonu daného solární konstantou Q_0 a zachyceného průřezem planety Země, přitom je rozložena na celý povrch Země ($1/4$), nicméně bez odražené části charakterizované planetárním albedem $\alpha(\bar{T})$, které může být funkcí teploty (např. změny zaledněného povrchu, oblačnosti apod.). Tedy

$$R_i = \mu \frac{Q_0}{4} [1 - \alpha(\bar{T})],$$

kde parametr insolace μ je zde uveden v rámci zachování obecnosti, pro současné klima je roven jedné, význam by měl pro studium problémů např. paleoklimatu, kdy je nutno uvažovat změny charakteristik dráhy Země kolem Slunce.

Dlouhovlnné vyzařování Země vyplývá ze Stefanova–Boltzmannova zákona a můžeme je zapsat ve tvaru

$$R_o = \sigma m(\bar{T}) \bar{T}^4,$$

kde σ je Stefanova–Boltzmannova konstanta a $m(\bar{T})$ představuje faktor „šedosti“, který opět závisí na teplotě a který vystihuje reálný povrch Země a atmosférického obalu. Tyto části systému nemusí být vždy reprezentovány jako dokonale černé těleso, navíc tento parametr také zahrnuje působení skleníkových plynů.

V ideálním případě skutečné rovnováhy, kdy nedochází ke změnám teploty, za předpokladu skutečně černého tělesa (bez atmosféry), ale s reálným albedem planety Země, které je přibližně 31 %, vychází průměrná globální radiační teplota Země přibližně -18 °C. To je tedy teplota, kterou by Země měla bez přítomnosti skleníkových plynů v atmosféře (vodní pára, oxid uhličitý, metan, oxid dusný, freony apod.), zatímco právě díky skleníkovému efektu je reálný globální průměr přízemní teploty kolem $+14$ °C.

Zde je nutno poznamenat, že pokud nás zajímá podrobnější analýza situace na povrchu Země, musíme vzít v úvahu i další energetické toky, které jsou vedle krátkovlnné sluneční radiace a dlouhovlnného tepelného záření součástí energetické (tepelné) výměny. S jistým zjednodušením pak můžeme psát rovnici energetické bilance

$$c \frac{d\bar{T}}{dt} = S(1 - \alpha) - I_p + I_a - LE - P - G,$$

kde S představuje globální záření (přímé sluneční plus rozptýlené krátkovlnné záření), I_p infračervené (dlouhovlnné) vyzařování povrchu, I_a zpětné dlouhovlnné záření atmosféry, LE značí tok latentního tepla, kde E je výpar ze zemského povrchu a L měrné

teplo příslušného fázového přechodu, P je tok tzv. zjevného tepla, který je realizován ohřevem atmosféry od zemského povrchu (konvekcí, turbulentním přenosem, vedením apod.) a konečně G představuje tok tepla do půdy.

Tím se v zásadě dostáváme k tzv. 1-D modelům, které rozšiřují koncept 0-D modelů o další formy energetických interakcí, čímž dávají větší smysl konkretizaci např. přes různé zeměpisné šířky, eventuálně s jistou meridionální energetickou výměnou. Mluvíme tedy o tzv. „energy-balance“ modelech (EBM, viz [2], [22]). Vedle toho máme v této kategorii i tzv. „radiative-convective“ modely, kterými se zabýval právě i Manabe v [16]. Ty analyzují procesy v rámci vertikálně strukturovaného sloupce atmosféry a vedle radiačních procesů zohledňují i vertikální výměnu tepla, např. konvekcí. Kombinace obou přístupů pak vede na třídu 2-D modelů, poskytující obvykle informace o klimatu v zonálních průměrech pro jednotlivé šířkové pásy ve vertikální struktuře, kde je důraz především na termodynamiku systému atmosféra–Země (viz [21], [13], [3]). Někdy pak modely začaly rozlišovat pevninu a oceán, což bylo často označováno jako 2,5-D. V některých pokusech byly EBM rozvedeny do obou horizontálních směrů, aby lépe postihly dynamiku všeobecné cirkulace atmosféry. Odtud byl již jenom malý krok k provázání komplikované energetiky atmosféry v těchto modelech a jejich řídicích procesů s globálními cirkulačními modely, tedy především prostřednictvím parametrizací v předpovědní rovnici pro teplotu, tj. 1. větě termodynamiky.

I když by se mohlo zdát, že se současnými GCM, či dokonce ESM, takové zjednodušené modely nepotřebujeme a že se jimi tedy již nemusíme zabývat, není to úplně pravda. Jistě, pokud jde o podrobné pokrytí jednotlivých oblastí Země informacemi o vývoji klimatu a v rámci základních scénářů klimatické změny, např. pro studium jejich důsledků, jsou komplexní globální modely a dnes i jejich regionální verze (Regional Climate Models – RCM) nenahraditelné. Pro koncepční úvahy i analýzu velkého množství různých variant vývoje, tedy scénářů, které ve velkém objemu nelze pokrýt kompletními simulacemi GCM, se ale tyto zjednodušené modely stále výborně hodí a poskytují srozumitelný a dostupný nástroj pro tzv. scaling, tedy získání široké palety různých scénářů. Vedle toho jsou výsledky GCM stále interpretovány a analyzovány i z pohledu těchto koncepčních modelů, což poskytuje možnost diskuse např. jejich klimatické citlivosti, tj. změnu globální teploty při zdvojnásobení obsahu CO_2 v atmosféře (s čímž začal právě Manabe), a její srovnání s daty odvozenými z pozorování, jak je analyzováno v hodnotících zprávách IPCC [12].

Nobelova cena za modelování klimatu

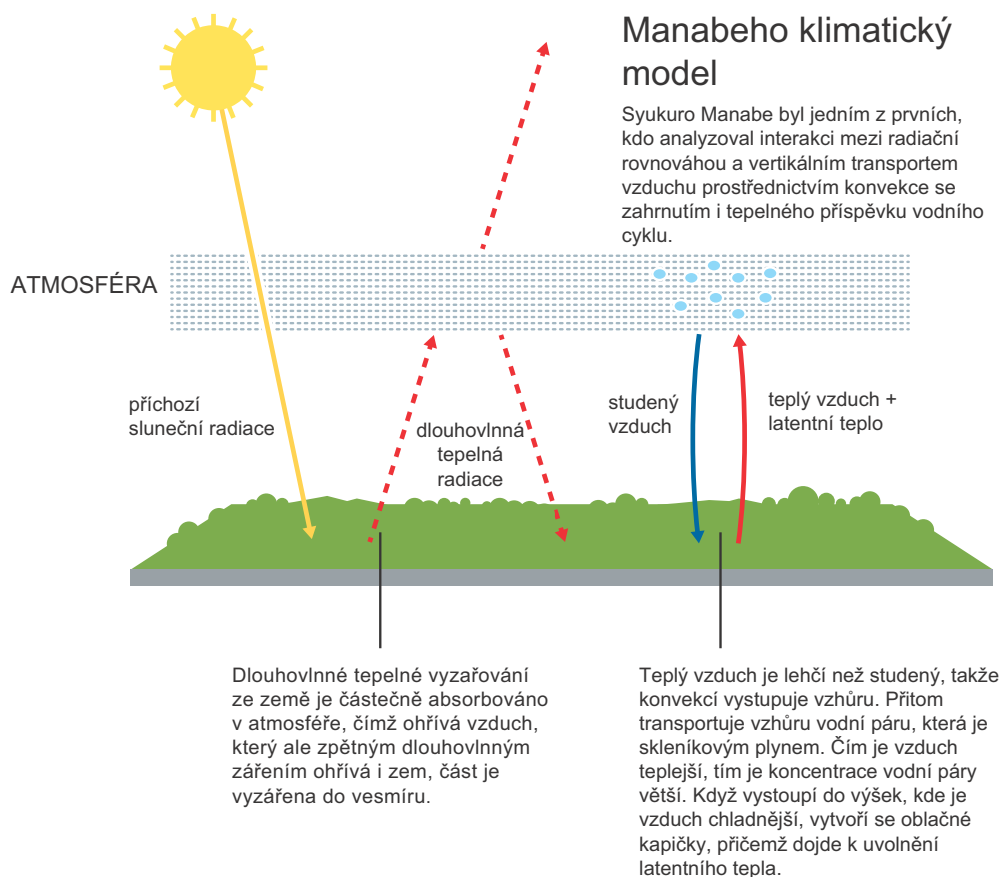
Vraťme se k oběma novým nositelům Nobelovy ceny a podívejme se na podrobnější zdůvodnění přínosu obou laureátů v rámci první poloviny Nobelovy ceny za fyziku, jak je uvedeno v tiskové zprávě. Syukuro Manabe „... demonstroval, jak stoupající úroveň koncentrace oxidu uhličitého v atmosféře působí nárůst teplot na povrchu Země. V 60. letech vedl vývoj fyzikálních modelů klimatu Země a byl prvním, kdo studoval vztah mezi radiační rovnováhou a vertikálním transportem vzduchových hmot. Jeho práce položila základ pro vývoj současných klimatických modelů.“ Pokud jde o druhého laureáta, Klaus Hasselmann „... asi o deset let později vytvořil model spojující počasí a klima, čímž odpověděl na otázku, jak mohou být klimatické modely spolehlivé, když se počasí chaoticky mění. Rovněž vyvinul metody pro identifikaci specifických

signálů, tzv. stop, které jak přirozené jevy, tak i lidská činnost zanechávají ve vývoji klimatu. Jeho metoda je použita i v důkazu, že rostoucí teplota v atmosféře je důsledkem antropogenních emisí oxidu uhličitého.“

To vše je velmi úzce spjato se zásadními pokroky klimatické vědy. Vývoj modelů atmosféry, ať již pro předpověď počasí nebo modelování klimatu, je zásadně propojen s rozvojem výpočetní techniky, jak již bylo uvedeno výše. To dobře koinciduje s obdobím začátků kariér, resp. aktivního působení obou laureátů této „klimatické“ poloviny Nobelovy ceny. Syukuro Manabe, známý mezi přáteli či spolupracovníky spíše jako Suki Manabe, Američan japonského původu, je i u nás znám jako dynamický meteorolog, který se intenzivně věnoval již od 60. let minulého století modelům atmosféry a klimatickému modelování. Po zakončení Ph.D. studia na univerzitě v Tokiu přišel v roce 1958 do USA na pozvání Josepha Smagorinského, ředitele výzkumné laboratoře pro všeobecnou cirkulaci, která byla v té době součástí U.S. Weather Bureau a sídlila ve Washingtonu. Tam se Manabe začal věnovat vývoji a programování klimatického modelu, což pokračovalo i později, když se laboratoř přestěhovala do Princetonu a byla přejmenována na Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL). Tam dostává k ruce programátory, kteří se věnují programování modelu, a on se tak může soustředit na vlastní vývoj. Od poloviny 60. let, kdy je Smagorinsky více angažován v mezinárodní aktivitě budování programu globálního výzkumu atmosféry, Manabe přebírá vedoucí roli při vývoji modelu GFDL a experimentů s ním prováděných. Úspěšně v tom pokračuje až do konce svojí aktivní kariéry v r. 1998, samozřejmě mimo další funkce.

Jeho oceněný výzkum začínal jednoduchým energetickým modelem atmosférického sloupce v interakci se zemským povrchem, tedy radiačně-konvektivním modelem, jak bylo zmíněno již výše, viz obr. 4. Již tento model posloužil S. Manabemu ke studiu účinku skleníkových plynů, především tedy vodní páry, ale v [17] se věnoval i analýze citlivosti vlivu změn koncentrace CO_2 na teplotu, viz obr. 5. S rostoucími možnostmi výpočetní techniky přešel k 3D globálnímu cirkulačnímu modelu (1965), kterým S. Manabe rovněž analyzoval účinky narůstajících koncentrací CO_2 na teplotu a srážky (viz [18]). Celkem záhy došel k závěru, že složitost klimatického systému musí být i v modelu postižena vzájemnou interakcí jeho složek, což vedlo na modelové propojení atmosféry a hydrosféry, zvláště pak s oceány jako další důležitou složkou klimatického systému (1969). Se svojí skupinou v Geophysical Fluid Dynamics Laboratory na Princetonské univerzitě se po těchto začátcích dále aktivně podílel na rozsáhlém vývoji těchto modelů a jejich aplikacích, mimo jiné i při studiu tzv. tipping points, kde se snažil verifikovat modelové výstupy s paleoklimatickou realitou náhlých změn, spojených s odtokem sladké vody z tajících pevninských ledovců do oceánu. V podstatě po celou dobu své výzkumné kariéry byl průkopníkem metod klimatického modelování a vedoucím vývoje jednoho z nejznámějších a nejdéle sloužících klimatických modelů na světě. V nedávné době mu vyšla i kniha [14], jejíž samotný název „Beyond global warming: How numerical models revealed the secrets of climate change“ vyjadřuje zcela jasně celoživotní úsilí S. Manabeho.

Druhý laureát Klaus Hasselmann je německý dynamický klimatolog, který se ve své vědecké práci zabýval především analýzou a interpretací výsledků modelování klimatu a klimatické změny. Věnoval se i oceánologii, studoval vlny v oceánu. Výrazně se angažoval i v administrativních záležitostech modelování změny klimatu v Německu,



© Johan Jarnestad/The Royal Swedish Academy of Sciences

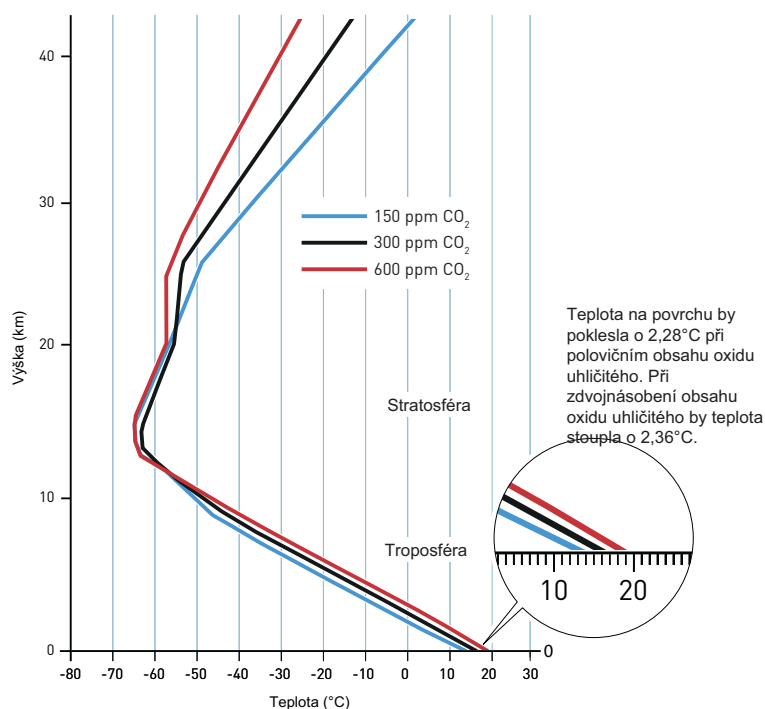
Obr. 4. Schéma Manabeho koncepčního modelu radiačně-konvektivní rovnováhy

byl zakládajícím ředitelem Max Planck Institutu v Hamburku, který se brzy po svém založení v roce 1975 stal jedním z vedoucích center modelování klimatu ve světě, tedy v prvních fázích systému atmosféra – oceán, ale v dnešní době, jak již řečeno, mluvíme spíše než o globálním klimatickém modelování o tzv. ESM, tedy s důrazem na zahrnutí plné komplexnosti klimatického systému se všemi jeho složkami. V tom model MPI patřil a patří k předním nástrojům nastolujícím i některé standardy této disciplíny. Hasselmann působil od roku 1988 i jako ředitel DKRZ (Deutsches Klimarechenzentrum – tedy německé výpočetní centrum pro modelování klimatu), které rovněž sídlí v Hamburku, fakticky v těsném sousedství Max Planck Institutu. (Škoda, že nějaké takové výpočetní centrum nemáme k dispozici i u nás.) V obou těchto pozicích určoval směry vývoje do r. 1999.

Klaus Hasselmann, jak již bylo zmíněno, mimo jiné studoval souvislosti krátkodobých povětrnostních jevů a dlouhodobého klimatického vývoje, např. zkoumal, jak

Oxid uhličitý ohřívá povrch Země

Rostoucí obsah oxidu uhličitého v atmosféře způsobuje vyšší teploty ve spodních vrstvách, zatímco vyšší vrstvy se ochlazují. Manabe tak potvrdil, že změna teploty je důsledkem rostoucího množství oxidu uhličitého; pokud by příčinou byl nárůst sluneční radiace, musela by se ohřívat celá atmosféra.



© Johan Jarnestad/The Royal Swedish Academy of Sciences

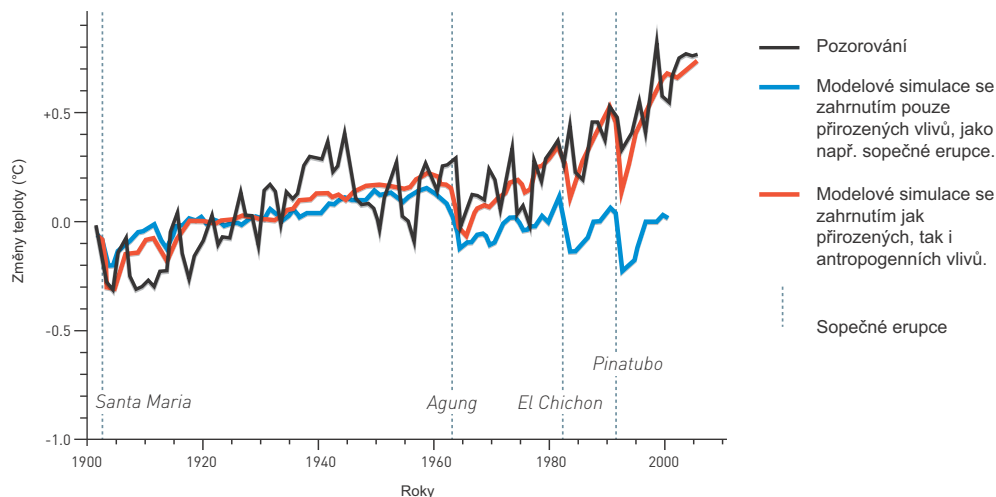
Obr. 5. Citlivosti atmosféry na změny koncentrace CO₂ (podle [17])

rychlé teplotní fluktuace v atmosféře ovlivňují dlouhodobý vývoj změn teploty oceánů (viz [8]). Poskytl tak i důkazy o tom, proč navzdory krátkodobým výkyvům počasí, kde předpověď často selhává, klimatické modely mohou poskytovat spolehlivé „předpovědi“. Rovněž tímto způsobem spolu s dalšími výzkumnými spolupracovníky ukázali souvislost mezi nárůstem koncentrace CO₂ v atmosféře a globálním oteplováním. Ve svých studiích rozvinul metodu analýzy klimatického signálu a hledání stop v tomto signálu, které pocházejí od konkrétních procesů a jevů na různých škálách ([6], [7]), viz obr. 6.

Jestli to byli právě oba laureáti, kteří „předpověděli“ klimatickou změnu, o tom by se asi dalo dlouze diskutovat a jistě by se dala uvést řada dalších jmen, která ale nejspíše nikdo nenominoval, protože „přeci za klimatologii (meteorologii) se Nobelova cena za fyziku nedává“, jak si pamatuji od jednoho ze svých učitelů na začátku studia meteorologie a klimatologie. Řekl bych, že i sami laureáti budou interpretovat udělení

Určení příčin změn klimatu

Klaus Hasselmann vyvinul metody pro odlišení přirozených a antropogenních příčin oteplování spodních vrstev atmosféry. Srovnání změn průměrné přízemní teploty vzhledem k průměru období 1901-1950.



©Johan Jarnestad/The Royal Swedish Academy of Sciences

Obr. 6. Ukázka analýzy klimatických dat s užitím Hasselmannovy metody identifikace klimatického signálu (podle [10])

tohoto ocenění jako první, a tedy velice prestižní ohodnocení významu a přínosu klimatologie v rámci fyzikálních věd, což do jisté míry potvrdila i tisková konference se S. Manabem na Princetonu večer v den oznámení rozhodnutí o Nobelově ceně za fyziku. Při rozhodování o tomto ocenění byl jistě silným argumentem i vysoký potenciál reálné aplikace oceněného modelování klimatické změny v životě civilizace na planetě Zemi, kde to skutečně naléhavě potřebujeme a v nejbližších dekadách budeme potřebovat.

L i t e r a t u r a

- [1] ARAKAWA, A.: *A personal perspective on the early years of general circulation modeling at UCLA*. In: D. A. Randall: *General circulation model development: Past, present, and future*. Academic Press, 2000.
- [2] BUDYKO, M. L.: *The effect of solar radiation variations on the climate of the Earth*. *Tellus* 21 (1969), 611–619.
- [3] GALLÉE, H., VAN YPERSELE, J. P., FICHEFET, TH., TRICOT, C., BERGER, A.: *Simulation of the last glacial cycle by a coupled, sectorially averaged climate – ice-sheet model. I. The climate model*. *Geophys. Res.* 96 (1991), 139–161.

- [4] GHIL, M.: *Atmospheric modeling*. In: D.G. Martinson, K. Bryan, M. Ghil, M. D. Hall, T. R. Karl, E. S. Sarachik, S. Sorooshian, L. D. Talley: Natural climate variability on decade-to-century time scales. National Academy Press, 1995, 164–168.
- [5] GHIL, M., ROBERTSON, A. W.: *Solving problems with GCMs: General circulation models and their role in the climate modeling hierarchy*. In: D. A. Randall: General circulation model development: Past, present, and future. Academic Press, 1999.
- [6] HASSELMANN, K.: *Optimal fingerprints for the detection of time-dependent climate change*. J. Clim. 6 (1993), 1957–1971.
- [7] HASSELMANN, K.: *Multi-pattern fingerprint method for detection and attribution of climate change*. Clim. Dyn. 13 (1997), 601–611.
- [8] HASSELMANN, K.: *Linear and nonlinear signatures*. Nature 398 (1999), 755–756.
- [9] HASSELMANN, K., SCHELLHUBER, H., EDENHOFER, O.: *Climate change: complexity in action*. Phys. World 17 (2004), 31–35.
- [10] HEGERL, G. C., ZWIERS, F. W.: *Use of models in detection & attribution of climate change*. WIREs Clim. Change 2 (2011), 570–591.
- [11] CHARNEY, J., FJÖRTOFT, R., VON NEUMANN, J.: *Numerical integration of the barotropic vorticity equation*. Tellus 2 (1950), 237–254.
- [12] IPCC: *Climate change 2021: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate*. Cambridge University Press, v tisku.
- [13] MACCRACKEN, M. C., GHAN, S. J.: *Design and use of zonally averaged models*. In: M. E. Schlesinger: Physically-based modelling and simulation of climate and climatic change. Kluwer Academic Publishers, 1988, 755–803.
- [14] MANABE, S., BROCCOLI, A. J.: *Beyond global warming: How numerical models revealed the secrets of climate change*. Princeton University Press, 2020.
- [15] MANABE, S., SMAGORINSKY, J., STRICKLER, R. F.: *Simulated climatology of a general circulation model with a hydrological cycle*. Mon. Weather Rev. 93 (1965), 769–798.
- [16] MANABE, S., STRICKLER, R. F.: *Thermal equilibrium of the atmosphere with a convective adjustment*. Atmos. Sci. 21 (1964), 361–385.
- [17] MANABE, S., WETHERALD, R.: *Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity*. J. Atmos. Sci. 24 (1967), 241–259.
- [18] MANABE, S., WETHERALD, R. T.: *The effects of doubling the CO₂ concentration on the climate of a general circulation model*. J. Atmos. Sci. 32 (1975), 3–15.

- [19] PARISI, G.: *The value of science, přednáška v ICTP (SISSA)* [online], [cit. 22. 10. 2021]. Dostupné z: <https://www.youtube.com/watch?v=UAxY447j1V0>
- [20] RICHARDSON, L. F.: *Weather prediction by numerical process*. Cambridge University Press, 1922.
- [21] SALTZMAN, B., VERNEKAR, A. D.: *Global equilibrium solutions for the zonally averaged macroclimate*. Geophys. Res. 77 (1972), 3936–3945.
- [22] SELLERS, W. D.: *A climate model based on the energy balance of the earth-atmosphere system*. J. Appl. Meteorol. Climatol. 8 (1969), 392–400.