

http://doi.org/10.17721/1728-2721.2022.82.2
УДК 551.510.411

Р. Олійник, канд. фіз.-мат. наук, доц.
ScopusID: 57216614121
ORCIDID: 0000-0002-8675-700

Київський національний університет імені Тараса Шевченка, Київ, Україна

АЕРОЗОЛІ ГЕОІНЖЕНЕРІЇ

Однозначні показники зміни клімату, які викликані індустріалізацією суспільства, стають усе більш очевидними. Необхідні термінові короткострокові перетворення в енергетичних і транспортних системах усього світу, щоб суттєво скоротити викиди вуглекислого газу. Масштаби трансформації, відсутність ефективної реакції суспільства й інертність до змін в енергетичній інфраструктурі спонукають до вивчення інших стратегій задля пом'якшення деяких наслідків планетарного потепління. Якщо планетарне нагрівання продовжуватиме зростати, то це може призвести до серйозних ризиків великомасштабного незворотного збою у кліматичній системі. Проекції таких рівнів потепління перебувають у межах XXI ст. Оскільки намагання досягти амбітних цілей через скорочення викидів виявилися поки що невдалими, тому останнім часом серйозно розглядаються варіанти пом'якшення кліматичних змін або адаптації до зміни клімату. Обмеження глобального потепління на 2 °C вище доіндустріального рівня у XXI ст. дозволяє уникнути небезпечного втручання людини у кліматичну систему. Якщо позначка у 2 °C буде перевищена, наслідки зміни клімату вже не можна буде контролювати. Наразі, підвищення середньої глобальної температури поверхні уже становить близько 1,0 °C вище доіндустріального значення. Передбачається, що вже 0,5 °C перебуває у кліматичній системі, особливо в океанах, і поки ще не вплинуло на планетарну приземну температуру повітря. Однак на сьогодні немає жодних ознак будь-якого радикального стримування глобального потепління. Навпаки, концентрація вуглекислого газу, безперечно найважливішого антропогенного парникового газу в атмосфері, продовжує неухильно зростати. З огляду на це, не лише науковою спільнотою активно обговорюються штучні втручання у кліматичну систему з метою обмеження глобального потепління, які відомі як кліматична геоінженерія.

Ключові слова: глобальне потепління, аерозолі, геоінженерія.

Вступ. Один із основних висновків доповіді Міжурядової групи експертів зі зміни клімату (IPCC_Sixth_Assessment_Report_Working_Group_1, 2021; Solomon, 2007) – це "підвищення глобальних середніх температур завдяки збільшенню антропогенної концентрації парникових газів...". Основним джерелом парникових газів в індустріальну епоху є антропогенні викиди, спричинені попитом на викопне паливо в енергетиці, виробництво цементу та зміни в землекористуванні. Атмосферний CO₂ є найважливішим антропогенним парниковим газом, оскільки він має тривалий час життя в атмосфері (~ 100 років). Концентрація CO₂ на сьогодні майже на 100 ppm вище його доіндустріального рівня –280 ppm. Поточні річні викиди CO₂ від спалювання викопного палива та зміни землекористування оцінюються приблизно у 8 Гт С і 2Гт С відповідно (Keith, 2000), що разом з океанами й наземними екосистемами становить приблизно 40–50 %

річних викидів; поточне середньорічне зростання CO₂ в атмосфері – приблизно 2,5–3 ppm на кожну людину (1 ppmCO₂ ≈ 2Гт С). Стосовно доіндустріального періоду – середня температура планети (Global-mean Surface Temperature, GST) зросла приблизно на 1,0 °C (рис. 1) (Andreaeet al., 2005). Очікується, що це потепління триватиме і в найближчому майбутньому. Хоча у проєкціях є велика невизначеність величини майбутнього глобального потепління, найкращі оцінки (Augustineet al., 2019) припускають подальше потепління в діапазоні 1,8–4,0 °C у XXI ст. Невизначеність передусім виникає через слабку прогнозованість світового економічного зростання та реакції кліматичної системи на викиди. Проекції викидів CO₂ на 2300 р., від горіння всіх викопних ресурсів, указують, що глобальне середнє потепління становитиме близько 8 °C (Keith, 2000; Kim Do-Hyunet al., 2020; Kravitzet al., 2009).

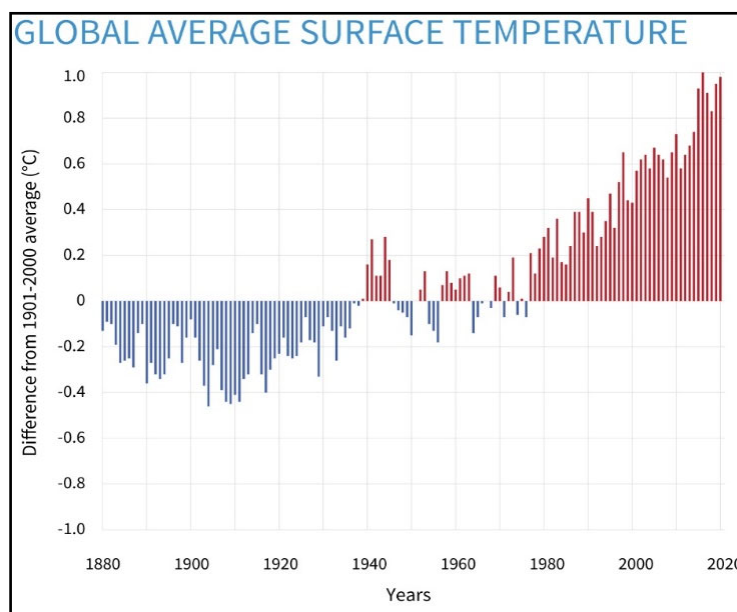


Рис. 1. Відхилення від середньої річної температури поверхні XX ст. за період 1880–2020 рр.

Потепління глобального клімату має тяжкі наслідки для людства, як для наземних, так і для морських екосистем. Частішають хвилі спеки, посухи та повені, більш інтенсивними стають тропічні циклони, збільшується рівень моря, звужується сніговий покрив і площі морського льоду. Підкислення Світового океану є одним із прямих наслідків зміни клімату, викликаний зростанням умісту CO₂ та інших парникових газів в атмосфері. Ці зміни вже стали очевидними із систематичних спостережень за підвищенням глобальних середніх температур повітря й океану, неперервним скороченням полярного льоду та зниженням лужності океанічної води (Bengtsson, 2001; Bengtsson, 2006; Budyko, 1977). Зростання попиту на енергію в майбутньому, імовірно, призведе ще до збільшення викидів CO₂ та інших парникових газів в атмосфері. Швидке зростання викидів парникових газів насправді спостерігається в останнє десятиліття і, як очікується, призведе до швидких темпів потепління вже в цьому столітті. Річні викиди CO₂ від спалювання викопного палива й виробництва цементу (Kravitzet al., 2011) зросли із середнього значення 23,5 Гт CO₂ рік⁻¹ у 1990-х роках до 36 Гт CO₂ рік⁻¹ протягом 2010–2020 рр. Спроби уповільнити викиди виявилися невдалими. Середня глобальна концентрація CO₂ в атмосфері зросла приблизно із 277 ppm у 1750 р. до 414 ppm у 2020р. (зростання на 49 %). Безпрецедентне падіння глобальних викидів CO₂ від викопного палива у 2020 р., що обумовлене пандемією (COVID-19), становило 34,8 Гт, що на 5,4 % менше, ніж у 2019 (36,7 Гт CO₂). Проте 2021 р. глобальні викиди CO₂ від викопного палива знову зросли на 4,9 % (36,4 Гт CO₂), що приблизно на 0,8 % нижче рівня 2019 р. Зростання у 2021 р. на 1,6 Гт CO₂ подібне до зростання, яке спостерігалось 2010 р. після світової фінансової кризи 2008–2009 рр. Очікується, що на кінець 2022 р. викиди від використання вугілля та газу зростуть більше, ніж у 2020, але викиди від використання нафти залишаться на рівні 2019 р. Обмеження потепління, що на 2 °C вище доіндустріального рівня (Gilfillan&Marland, 2021; IPCC_Sixth_Assessment_Report Working Group 1, 2021), вимагає еквівалентної концентрації CO₂ на рівні, що нижче 400 ppm. І навпаки, якщо концентрації зростуть до 550 ppm CO₂ еквіваленту, тоді малоімовірно, що глобальне підвищення GST залишиться нижче 2 °C. Наприклад, регіональне зростання, яке вище нинішнього рівня 2,7 °C, може бути тригером, який запустить плавлення Гренландського льодовикового щита, у той час як підвищення GST приблизно на 1°C, скоріше за все, призведе до інтенсивного відбілювання коралів (Robock, 2008; Mittiga, 2019).

Основна частина. Схемам геоінженерії, як можливим заходам охолодження планети, наразі приділяється велика увага (Augustineet al., 2019; Bala et al., 2008; Bala, 2009; Ban-Weiss&Caldeira, 2010; Kravitz&Robock, 2017; Montzkaet al., 2007; Robock, 2008; Robocket al., 2013). Проте парадигма геоінженерії не позбавлена власних ризиків (Robocket al., 2013; Bala, 2009; Ban-Weiss&Caldeira, 2010; Mittiga, 2019; Robocket al., 2009). Деякі з невизначеностей і наслідки від геоінженерії активно обговорюються науковцями (Bengtsson, 2006; Bengtssonet al., 2006; Gundersonet al., 2018; Gundersonet al., 2019; Keith, 2019; KimDo-Hyun, 2020; Mittiga, 2019; Robocket al., 2009), які доходять єдиної думки, що схеми геоінженерії не "лікують" від усіх наслідків зростаючої концентрації CO₂ (напр., підкислення Світового океану). Є також правові, моральні, етичні, фінансові й міжнародно-політичні питання, пов'язані з маніпуляцією нашого природного середовища. Пол Крутцен,

Нобелівський лауреат, активний прихильник геоінженерії, запропонував концепцію активного втручання у природу з метою зміни властивостей клімату, які спроможні уповільнити або запобігти згубним його переминам. Зокрема, він підтримував ідею інжекції аерозольних частинок (насамперед, двоокису сірки) у земну стратосферу для штучного підвищення планетарного альбедо Землі з метою протидії парниковому потеплінню (Crutzen, 2006; Cvijanovicet al., 2015). Пропозиція такого експерименту ґрунтується на спостереженнях за охолодженням атмосфери після великого виверження стратовулканів, зокрема Ель-Чічон (1984) та гори Пінатубо (1991) (Crutzen, 2006). Проте одразу виникають важливі застереження щодо загальної доцільності такого експерименту та слушне питання: чи потрібна будь-яка геоінженерія клімату взагалі? Адже очевидні такі проблеми:

- недостатня точність прогнозу клімату;
- суттєва різниця часового масштабу між впливом парникових газів та аерозолів;
- екологічні наслідки, що можуть бути спричинені високими концентраціями вуглекислого газу незалежно від потепління клімату.

Потепління від збільшення парникових газів і охолодження від сульфатних аерозолів у цілому можуть контролювати клімат (Crutzen, 2006; Kravitzet al., 2009; Robock, 2014), однак це можливо у відносно короткому часовому масштабі. Збільшення кількості аерозолів у 50–60-х рр. XX ст. унаслідок ядерних випробувань в атмосфері призвели до незначного похолодання в 70-х роках (Robock, 2015). Нинішнє скорочення аерозольних викидів інтерпретується як потенційна причина прискореного глобального потепління в останні роки (Andreaeet al., 2005; Crutzen, 2006). Проте модельні експерименти показують, що кліматична система землі піддається впливу значним внутрішнім варіаціям, які по суті мають хаотичний характер (Bengtsson, 2001; Bengtssonet al., 2004; Bengtssonet al., 2006), хоча деякі явища передбачувані на період від кількох місяців до року. Внутрішні режими системи атмосфера – океан фактично домінують у кліматі Європи (Horowitz Hannahet al., 2020) та Арктиці (Caldeira&Wood, 2008). Існують свідчення про те, що зміни клімату протягом останнього століття були спричинені внутрішніми коливаннями, накладеними на тенденцію все більшого потепління, викликаного форсуваннями антропогенного характеру (Delworth&Knutson, 2000). Другий момент, який слід зазначити, полягає в тому, що наше розуміння впливу аерозолів на клімат є менш зрозумілим, ніж парникових газів. Змішування аерозолів та їхня взаємодія із хмарами недостатньо досліджені на сьогодні. Є ще багато відкритих питань, оскільки не вистачає детальних емпіричних даних (Righiet al., 2020). Крім того, роль хмар у регулюванні клімату й мінливість умов форсування поки не відома до подробиць; не відомо також точно, наскільки оцінено ефект зворотного зв'язку від парникових газів, тому в моделі залучають аерозолі як компенсацію в недооцінюванні ролі парникових газів. Прискорені темпи зростання концентрації CO₂ в атмосфері останніми роками відродили ідею стабілізації глобального клімату за допомогою схем геоінженерії. На початку XXI ст. спостерігається активність у проведенні досліджень моделювання клімату. Це сприяє можливості надання точного кількісного оцінювання геоінженерії, зокрема сульфатних аерозолів і устанавлення наслідків від їхнього застосування до кліматичної системи (Gaspariniet al., 2017; Gilfillan&Marland, 2021; Raschet al., 2007; Rasch,

2008; Raschet.al., 2008; Robock, 2008; Robock, 2014; Tilmeset.al., 2010). Більшість запропонованих схем геоінженерії налаштовані зменшити кількість сонячної радіації, що поглинається планетою (McClellan et.al., 2012; McCusker et.al., 2014; Rasch et.al., 2008; Schmidt et.al., 2012). Дослідження кліматичного моделювання цих, так званих "схем геоінженерії сонця", показують глобальне потепління від збільшення концентрації CO₂, яке можна пом'якшити шляхом штучного маніпулювання потоком сонячного випромінювання, що поглинається кліматичною системою. При цьому спостерігається, що залишкові зміни можуть бути великими в регіональних масштабах, тому зміна планетарного клімату не може бути пом'якшена скрізь. Останні дослідження моделювання показали (Kravitzet.al., 2011; Liet.al., 2007; Luntet.al., 2008; Matthews&Caldeira, 2007; McClellanet.al., 2011; McCuskeret.al., 2014; Mittiga, 2019; Montzkaet.al., 2007; Niemeieret.al., 2013; Raschet.al., 2008; Tilmeset.al., 2013), що схеми геоінженерії можуть призвести до уповільнення глобального гідрологічного циклу. Інші проблеми, такі, як зміни земного циклу вуглецю й підкислення океану, також залишаються невіршеними за допомогою схем геоінженерії сонця.

Чи є геоінженерія найкращим варіантом боротьби зі зміною клімату? Питання поки що залишається відкритим.

Сульфатні аерозолі є важливим компонентом тропосфери та стратосфери кліматичної системи Землі (Dentener et.al., 1996; Matthews & Caldeira, 2007; McClellan et.al., 2012; Wigley, 2006). Пропозиції щодо зміни альбедо, засновані на підвищенні вмісту в нижній стратосфері сульфатних аерозольних частинок з відповідними оптичними характеристиками для модифікації клімату, почали активно з'являтися на початку XXI ст. у зв'язку із прискоренням глобальним потеплінням. Безпосередня інжекція аерозолію можлива, наприклад, за рахунок збільшення вмісту сірки в реактивному паливі. Основне занепокоєння стосовно негативного впливу сульфату – це його вплив на вміст озону в стратосфері (Heckendornet.al., 2009). Окрім того, велика кількість польотів у стратосфері також може призвести до зміни стратосферних кліматичних умов, зокрема циркуляційних процесів. Уведення сірки у тропосферу безперспективне (HorowitzHannahet.al., 2020), оскільки:

- час життя аерозолію у тропосфері становить декілька тижнів, а у стратосфері – 1–2 роки. Отже, для тропосферної інжекції знадобиться на два порядки більше сірки, ніж для стратосферної;
- наявність хмар у тропосфері вплине на ефективність уведених аерозолів (унаслідок вологого осадження);
- забруднення тропосфери негативно вплине на приземні екосистеми;
- поглинання тропосферними аерозолями короткохвильового випромінювання частково компенсує ефект охолодження від розсіювання; цей самий ефект від стратосферних аерозолів має локальний характер і не нагріває підстильну поверхню.

Сульфатні аерозолі завжди розміщувалися у стратосфері, створюючи певний природний аерозольний фон. Низька фоновая концентрація виникає внаслідок перенесення із тропосфери природної та антропогенної сіркової сполуки. Іноді значно вищі концентрації виникають через вулканічне виверження, що призводить до ефекту тимчасового охолодження кліматичної системи (Crutzen, 2006; Govindasamy&Caldeira, 2000; Govindasamyet.al., 2003; Robock, 2000; Wigley, 2006), який зникає з вимиванням аерозолію з атмосфери. Отже,

вулканічна інжекція сульфатного аерозолію служить як природний аналог геоінженерного аерозолію. Аналогія не ідеальна, тому що вулканічний аерозоль вимивається протягом кількох років і кліматична система не реагує так само, немов би частинки існували постійно внаслідок поповнення, під час геоінженерних зусиль. Збурення системи, яке виникає при постійному примусі, припиняється, очевидно, зі зникненням примусу. Сульфатні аерозолі відіграють важливу роль у хімії нижньої стратосфери, а після вулканічного виверження – і в радіаційному бюджеті Землі за рахунок зменшення надходження сонячної променевої енергії, що досягає поверхні Землі. Процеси, що керують стратосферним циклом сірки, пов'язують зі стратосферними аерозолями (Govindasamy, 2003; Kravitzet.al., 2011; Righiet.al., 2020; Robocket.al., 2009; Robocket.al., 2013). Сульфатні аерозолі відіграють важливу роль і у тропосфері (Daiet.al., 2018; Delworth&Knutson, 2003; Healdet.al., 2005; Pitariet.al., 2016): вони є розсіювачами сонячного випромінювання ("прямий аерозольний ефект"), але також діють і як ядра конденсації хмар (CCN), впливаючи на розмір крапель хмари та стійкість або тривалість життя хмар ("непрямий аерозольний ефект"), а отже – на відбивну здатність хмар (хмарне альбедо). Хоча аерозольна геоінженерія зосереджується на стратосферних аерозолях, не можна ігнорувати тропосферу, тому необхідно включати в обговорення і деякі аспекти тропосферного циклу сірки, оскільки джерела, стоки та навантаження на види сірки набагато більше у тропосфері, ніж у стратосфері. Джерелами аерозольних прекурсорів є природні й антропогенні відновлені гази, що містять сірку (DMS; SO₂; H₂S; COS). Ці гази-прекурсори поступово окислюються (за допомогою як газоподібних, так і водних реакцій) до кінцевих продуктів із залученням сульфат-аніону (SO₄²⁻) у поєднанні з різними іншими катіонами. У тропосфері, де є достатня кількість аміаку, більшість аерозолів існує у формі сумішей сульфату амонію ((NH₄)₂SO₄) і бісульфату ((NH₄)HSO₄). Гази, що містять сірку в стратосфері, окислюються (в основному через реакції з радикалом OH) до SO₂, який потім окислюється до газоподібної H₂SO₄. Стратосферні сульфатні аерозолі існують у вигляді сумішей конденсованої сірчаної кислоти (H₂SO₄) і води, за деяких обставин, утворюються тверді гідрати азотної кислоти – моногідрат (HNO₃·H₂O) та тригідрат (HNO₃·3H₂O). У стратосфері сульфат зв'язується з водою у співвідношенні 75/25 H₂SO₄/ H₂O з утворенням частинок (3 Tg SO = 2Tg SO₂ = 1 Tg S ≈ 4 Tg аерозольних частинок). Хоча джерело COS відносно невелике порівняно з іншими видами, через свою відносну стабільність він є домінуючим сірковмісним видом в атмосфері. Окислення COS є відносно невеликим внеском у радіаційно активний сульфат аерозолію тропосфери, але він відіграє більшу роль у стратосфері, де вносить, можливо, половину сірки в умовах вулканічного спокою. Також сірка надходить до стратосфери у вигляді SO₂ та сульфатних аерозольних частинок. Відновлені види сірки окислюються й утворюють сірчаноокислий газ. Парціальний тиск пари H₂SO₄ у стратосфері майже завжди визначають фотохімічні реакції. Загалом пара H₂SO₄ перенасичена і, як правило, дуже перенасичена, над бінарними краплями розчину H₂O-H₂SO₄. Частинки утворюються і ростуть шляхом осадження з парової фази залежно від температури навколишнього середовища й концентрації H₂O та H₂SO₄. Ці аерозольні частинки потім транспортуються вітром (як і їхні попередники). Над нижньою стратосферою частинки можуть випаровуватися, утворюючи газоподібну сірчану кислоту, яка внаслідок фотолізу

може трансформуватися в газоподібний SO_2 , а також знову окислюватися і конденсуватися в інших частинах стратосфери. Осадження з пари (сублімація) є основним механізмом збільшення аерозолів у стратосфері та вулканічних хмарах. Оскільки джерела та стоки аерозолів набагато сильніші у тропосфері, то час життя частинок сульфатного аерозолів у тропосфері – близько кількох діб, тоді як для стратосферного аерозолів він становить близько року. Цим пояснюється відносно рівномірне просторове розповсюдження сульфатного аерозолів у стратосфері та набагато менші просторові масштаби, пов'язані із тропосферним аерозолем. Уважається, що чисте джерело сірки у стратосфері має порядок $0,1 \text{ Tg S рік}^{-1}$ за умови вулканічного спокою. Виверження вулкану повністю змінює баланс умов у стратосфері. Наприклад, виверження гори Пінатубо (1991) ввело в атмосферу приблизно 10 Tg S (у вигляді SO_2) протягом кількох днів. Ця кількість інжекції приблизно у 100 разів більше, ніж з усіх інших джерел за рік. Парціальний тиск сірчаної кислоти при цьому досягає набагато вищих рівнів, ніж у фонових умовах. Після виверження нові частинки зароджуються лише в найбільш щільних частинах хмари. Вони швидко коагулюють і розсіюються до рівнів концентрації, за яких немає значної агрегації частинок, що контролюється броунівською коагуляцією (за винятком, можливо, дуже високих навантажень сірки). Коагуляція, в основному, обмежує кількісну концентрацію частинок, а не їхній спектральний розмір, який залежить більше від інтенсивності джерела сірки. Отже, на ріст аерозольних частинок впливає як сублімація, так і коагуляція з іншими частинками. Уважається, що основний механізм втрати видів сірки зі стратосфери пов'язаний із седиментацією аерозольних частинок. Необхідно також урахувати той факт, що у верхній стратосфері середній вільний пробіг між молекулами повітря може значно перевищувати розмір частинок, тому частинки випадають швидше, ніж у тропосфері. Седиментація стратосферного аерозолів у тропосферу (більші частинки осідають швидше) пришвидшить його вимивання з атмосфери внаслідок вологих і сухих процесів осадження. Швидкість розбавлення введеного SO_2 є критичною через дуже нелінійну реакцію росту частинок і швидкості осідання у шлейфах, що розширюються; частинки мають бути лише 10 мкм або менше, щоб швидко не випадати зі стратосфери, що значно обмежує загальну масу зваженої речовини, оптичну товщину й інфрачервоний ефект. На це обмеження маси вказує 10-кратна масова інжекція гори Пінатубо, яка привела до незначного зростання видимої оптичної товщини лише через кілька місяців. Як бачимо, життєвий цикл цих частинок контролюється складною взаємодією між метеорологічними полями (напр., вітер, вологість і температура), місцевою концентрацією газоподібних видів сірки, концентрацією аерозольних частинок та їхнім розподілом за розмірами. В умовах вулканічного спокою, який часто називають фоновими умовами, парціальні тиски сірчаних газів залишаються відносно низькими, а виявлені аерозольні частки є доволі малими (*Arnold et al., 2000; Bauman et al., 2003; Yu & Turco, 2001*) з типовим розподілом розмірів, що добре описуються логарифмічно-нормальним законом розподілу з радіусом сухого режиму, стандартним відхиленням і ефективним радіусом $0,05/2,03/0,17 \text{ мкм}$ відповідно. Після вулканічного виверження, коли концентрація сірки стає набагато вищою, частинки виростають до значно більших розмірів (*Collinset et al., 2006; Raschet et al., 2008*). Через 6–12 місяців після виверження стратовулканів розподіл відповідно змінюється $0,376/1,25/0,43 \text{ мкм}$.

В оцінюваннях цих розподілів за розміром існує невідомість. Було встановлено, що стандартне відхилення розподілу вулканічного аерозолів перебуває в діапазоні від $1,3\text{--}2 \text{ мкм}$ і більше (*Steele & Turco, 1997*). Коли частинки малі, вони в основному розсіюють короткохвильовий енергетичний спектр і не відіграють ролі у впливі на інфрачервону частину енергетичного сонячного спектра. Більші частинки, які спостерігаються після виверження, розсіюються й поглинаються як короткохвильове, так і довгохвильове (інфрачервоне) випромінювання. Отже, маленькі частинки мають тенденцію до зворотного розсіювання сонячної енергії, назад у космос. Великі частинки розсіюють менш ефективно, але також затримують частину витоку енергії в інфрачервоному діапазоні. Тому розмір аерозолів суттєво впливає на радіаційний баланс. Щоб збільшити масу й кількість сульфатних аерозолів у стратосфері, необхідно ввести нове джерело. Використовуючи Пінатубо як аналог (*Crutzen, 2006; Wigley, 2006*), джерело 5 Tg S рік^{-1} оцінено як достатнє, щоб збалансувати потепління, що обумовлене внаслідок подвоєння CO_2 . Ці дослідження передбачали, що довгострокова реакція кліматичної системи на поступову інжекцію буде подібна до швидкоплинної інжекції Пінатубо. Більш реалістичне оцінювання (*Rasch, et al., 2008*) було отримано при моделюванні кліматичної системи, де використовувалися дані щодо кількості аерозолів, необхідного для збалансованого нагрівання, чутливого до розміру частинок. Запропонована модель передбачає інжекцію $1,5 \text{ Tg S рік}^{-1}$ як достатню, щоб збалансувати потепління, обумовлене парниковими газами, якщо частинки мають такий вигляд, як у фонових умовах і, можливо, удвічі більшу, якщо частинки більші за вулканічні аерозолі. В аналогічному дослідженні (*Robock, 2014; Robock, 2015*) пропонується інжекція $1,5\text{--}5 \text{ Tg S рік}^{-1}$, припускаючи більші розміри аерозольних частинок, оскільки в полярних регіонах аерозолі швидше вимиваються зі стратосфери. Усі ці дослідження свідчать про те, що для балансування потепління знадобиться джерело в $15\text{--}30$ разів інтенсивніше, ніж нинішні невулканічні джерела сірки у стратосфері з метою компенсування потепління, яке обумовлене подвоєнням CO_2 в атмосфері. Зауважимо, що незважаючи на це, дуже велике збурення стратосферного сірчаного бюджету виявляється доволі невеликим збуренням загального сірчаного бюджету атмосфери. Існують конкуруючі проблеми у визначенні оптимального способу продукування геоінженерного сульфатного аерозолів. Оскільки фоновий аерозоль може бути основним стоком новоутворених частинок і парів, сама їхня наявність обмежує утворення нових сульфатних частинок. Коли стратосфера відносно чиста (вулканічний спокій), може відбутися накопичування перенасичення H_2SO_4 і зародження нових частинок. Тому сам сконструйований сульфатний шар стає обмежувальним фактором до постійної інжекції нових оптично ефективних аерозолів. Альтернативою може бути використання газу-прекурсору, який має тривалий час життя у тропосфері, використовуючи природні транспортні механізми доставлення його до стратосфери. COS може служити природним аналогом такого газу (*Montzka et al., 2007*), хоча він є канцерогенним і парниковим. Сучасні джерела COS оцінюються в $1\text{--}2 \text{ Tg S рік}^{-1}$, із яких близько 15 % мають антропогенне походження. Приблизно $0,03\text{--}0,05 \text{ Tg S рік}^{-1}$ досягає тропопаузи та потрапляє у стратосферу (*Smith, 2020; Tilmes et al., 2018*). Час життя у тропосфері, за оцінками, становить приблизно 1–3 роки, а у стратосфері – набагато довше (3–10 років). У такий спосіб збільшення антропогенних джерел COS може привести до істотного збільшення кількості сульфатних

аерозолів у стратосфері. Наприклад, зростання концентрації COS у 50 разів еквівалентне новому джерелу 1 Tg S rik^1 (Quagliaet.al., 2021). Модифікація стратосферного аерозолію – це методологія введення аерозолів або їхніх прекурсорів для створення бажаного світлодієвального екрану.

Для моделювання клімату аерозолями на сьогодні необхідно використовувати параметри аерозолію, які часто залишаються незмінними у просторі та часі (ефективний розмір, розподіл за розміром, морфологія, хімічний склад). Існує багато фізичних обмежень до таких схем інжекції парів і аерозолів, включаючи дуже високу чутливість до швидкості зародження (гомогенна нуклеація), яку важко визначити кількісно у шлейфах інжекції. Найбільш оптично ефективними для зміни клімату є аерозольні частинки радіусом $0,1 \text{ мкм}$, у припущенні їхньої сферичності й однорідності. Частинки такого розміру мають близький до максимального переріз зворотного розсіювання на одиницю маси; вони є малі, щоб залишатися завислими у розрідженому стратосферному повітрі щонайменше рік. Отже, їх можна вводити на достатньо низьких рівнях для підтримання бажаної концентрації аерозолію проти коагуляції (можливо, протягом декількох місяців). Тривала коагуляція призводить до зростання аерозольних частинок і, зрештою, погіршує оптичну ефективність аерозолію. Якщо розмір частинок збільшується, тоді маса аерозолію, необхідного для підтримання фіксованої оптичної товщини, збільшується приблизно як $\sim R$, а локальний масовий потік осадження – як $\sim R^4$, при цьому інфрачервоне поглинання частинок зростає як $\sim R^3$ (Lee, Joonsuket.al., 2009; Liet.al., 2007; Zaveriet.al., 2010). Відповідно, для досягнення та стабілізації певного чистого радіаційного впливу більше за розміром частинки означають більші масові інжекції, які, у свою чергу, прискорюють ріст частинок, а це ще більше ускладнює обслуговування геоінженерного шару. Аерозолі верхньої тропосфери та стратосфери, зазвичай, мають близький до логарифмічно-нормального розподіл розмірів частинок із дисперсією $1,6\text{--}2,0 \text{ мкм}$. Такий розподіл вимагає більшої загальної маси частинок на цільову оптичну товщину, ніж майже монодисперсний аерозоль того самого середнього розміру й кількісної концентрації частинок. Відповідно, масові інжекції мають бути збільшені приблизно у два рази за інших рівних умов. Вузьким місцем при диспергуванні оптично ефективного аерозолію – за умови ідеальної деагрегації у форсунках інжектора – є коагуляція в ранній еволюції аерозольного шлейфу. Початкова концентрація частинок шлейфу масштабується обернено до площі поперечного перерізу шлейфу й довжини шлейфу; куб радіуса частинки масштабується з питомою густиною частинок, а також з масою корисного аерозольного навантаження. Оскільки властивості аерозолію (концентрація, розмір) зазвичай різняться в межах поперечного перерізу шлейфу (Yu&Turco, 1998; Yu&Turco, 1998), то для моделювання припускається рівномірне змішування, і розглядаються лише середні показники.

Для інжекції базового масового потоку приблизно $2,5 \text{ Tg S rik}^1$, або аерозольного навантаження 10 Tg , потрібні частинки з ефективним радіусом близько $0,1 \text{ мкм}$ і кількісною концентрацією частинок $1 \times 10^9 \text{ см}^{-3}$. Для цього необхідно:

- введення первинного сульфатного аерозолію за допомогою інжекторів, установлених на аероплатформах у нижній стратосфері;
- паливо з високим вмістом сірки, для виділення прекурсорів аерозолів у потоці відпрацьованих газів реактивного двигуна.

Передбачається, що кожен процес інжекції має відбуватися рівномірно в шарі $15\text{--}25 \text{ км}$, при цьому початкові шлейфи необхідно розподілити по всьому регіону з метою уникнення перенасичення. Локалізація аерозольних частинок на менших висотах, у більш тонких шарах або регіонально – наприклад, у високих широтах – може призвести до загострення проблеми стосовно підтримання сконструйованого аерозольного шару за рахунок збільшення щільності частинок і, таким чином, збільшення коагуляції. Вплив висотної авіації на верхню тропосферу і нижню стратосферу широко вивчений, починаючи з надзвукової транспортної програми 1970-х років; він поширюється на новітні дозвукові літаки у США та Європі (Jordanet.al., 2018; Tilmeset.al., 2010). Ці проекти досліджували викиди від реактивних літаків, динаміку шлейфу, мікрофізичні й динамічні процеси. Збагачення авіаційного палива сполуками сірки (H_2S , Sn) може збільшити масу сульфатних частинок у сліду струменя літака (Jordanet.al., 2018; Yu, &Turco, 1998; Yu&Turco, 1997). Частинки сірчаної кислоти утворюються шляхом радикальних реакцій у процесі згоряння палива в реактивних двигунах. Сірчана кислота – це побічний продукт залишків сірки в паливі (як правило, менше 1% мас. S); більша частина сірки виділяється у вигляді SO_2 . Частка, що виділяється як H_2SO_4 , зменшується зі збільшенням вмісту сірки в паливі та становить приблизно 2% мас. від загальної сірки в міру наближення вмісту сірки в паливі приблизно до 1% (Arnoldet.al., 2000). Прямі вимірювання частинок у слідах реактивного струменя (Broc k Charleset.al., 2000) показали, що нуклеація частинок тонкої моди, які не містять сажу, узгоджується з відносною постійністю процесу інжекції. Сліди пари, що утворюються у струмені інжекції, можуть суттєво модифікувати властивості частинки (Yu&Turco, 1998). Сліди конденсації надзвичайно рідкісні, оскільки у стратосфері зазвичай сухі умови. Якщо уявно підвищити вміст сірки в реактивному паливі до 5% мас. для цілей геоінженерії, то під час стратосферних польотів щорічні витрати становитимуть приблизно 50 Tg палива (половина від кількості польотів, що використовується наразі комерційною авіацією), з якого імітується до $2,5 \text{ Tg S}$, що в кінцевому підсумку утворить приблизно 10 Tg сульфатного аерозолію. Загальна кількість імітованих частинок становитиме приблизно 5×10^{27} . Якщо аерозоль рівномірно розподілити у стратосферному шарі товщиною 10 км на висоті $15\text{--}25 \text{ км}$, то це дасть середню концентрацію $1 \times 10^3 \text{ см}^{-3}$ з радіусом частинок приблизно $0,06 \text{ мкм}$; іншими словами, ідеальний геоінженерний сонячний екран.

Наведені оцінки припускають:

- відсутність несподіваної хімії чи мікрофізики на ранній стадії інжекції, які могли б суттєво змінити коефіцієнт викиду;
- ідеальний розподіл сульфатної маси у стратосферному шарі;
- відсутність механізму коагуляції.

Висновки. Основна перевага сульфатних аерозолів, як засобу для модифікації альбедо Землі, полягає в тому, що природа вже виконала відповідні експерименти у вигляді вулканічних нагнітань сірки (гора Пінатубо, 1991). Гора Пінатубо інжектувала близько 9 Mt S у стратосферу, утворивши сульфатний аерозольний шар, що охолодив Землю на $\sim 0,5^\circ\text{C}$ протягом року. Як інструмент кліматичної інженерії, сульфати, однак, є примітивним інструментом. До їхніх недоліків можна віднести таке:

- продукувати сульфатний аерозоль оптимального спектрального розміру важко;

- розсіювання сульфатного аерозолу сильно залежить від розміру його частинок, максимум ефективності досягається за діаметра частинки $\sim 0,3$ мкм і швидко зменшується за більших або менших розмірів частинок;
- аерозолі, що утворюються шляхом безперервної інжекції SO_2 , мають розподіл розмірів, який значно перевищує оптимальний, оскільки більша частина доданої сірки осідає на вже існуючих частинках, що істотно обмежує радіаційний вплив унаслідок утворення грубих частинок;
- створення радіаційного впливу, достатнього для компенсації радіаційного ефекту, викликаного подвоєнням концентрації CO_2 , вимагає великих інжекцій сірки;
- проблема посилюється, якщо сульфатні аерозолі досягають більш теплих шарів у верхній стратосфері, де тиск пари H_2SO_4 є достатньо високим, щоб забезпечити перенесення маси в паровій фазі від менших частинок до більших, що ускладнює підтримання відповідного розміру аерозолу, який розповсюджується;
- сульфатні аерозолі значно збільшують співвідношення дифузної до прямої інсоляції на поверхні (напр., виверження Пінатубо збільшило кількість розсіяного сонячного світла ясного неба, що досягає земної поверхні більш ніж у два рази; це викликало, у свою чергу, різноманітні побічні ефекти від зміни продуктивності екосистем до зниження ефективності сонячних енергетичних систем);
- сульфати в нижній стратосфері забезпечують реакційну здатність поверхні, які можуть прискорити каталітичне видалення озону внаслідок перетворення хлору із пластових видів до ClO . Цей ефект може бути більш серйозним, якщо концентрація водяної пари в нижній стратосфері збільшується зі збільшенням глобальної температури.

Ураховуючи недоліки сульфатних аерозолів як схеми геоінженерії кліматичної системи, варто досконало вивчити можливості проектування розсіювання сонячного випромінювання з метою досягнення бажаного радіаційного ефекту з меншими витратами та важкими побічними ефектами.

References

1. Andreae, M., Jones, C. & Cox, P. (2005). Strong present-day aerosol cooling implies a hot future. *Nature* 435, p.1187–1190. DOI: 10.1038/nature03671
2. Arnold, F., A. Kiendler, V. Wiedemer, S. Aberle, T. Stilp, and R. Busen (2000). Chemiion concentration measurements in jet engine exhaust at the ground: Implications for ion chemistry and aerosol formation in the wake of a jet aircraft. *Geophys. Res. Lett.*, 27, p. 1723–1726, 2000. DOI: 10.1029/1999GL011096
3. Augustine, G., Soderstrom, S., Milner, D., & Weber, K. (2019). Constructing a distant future: Imaginaries in geoengineering. *Academy of Management Journal*, 62(6), p. 1930–1960. 2019. DOI: 10.5465/amj.2018.0059
4. Bala G., Duffy P. B., Taylor K. E. (2008). Impact of geoengineering schemes on the global hydrological cycle. *PNAS* 2008, vol. 105, no. 22, p. 7664–7669. 2008. DOI: 10.1073/pnas.0711648105
5. Bala G. (2009) Problems with geoengineering schemes to combat climate change. *CURRENT SCIENCE*, Vol. 96, No. 1, 10, 2009.
6. Ban-Weiss G. A. and Caldeira K. (2010). Geoengineering as an optimization problem. – *Environ. Res. Lett.*, 5 034009, 2010. DOI: 10.1088/1748-9326/5/3/034009
7. Bauman J. J., Russell P. B., Geller M. A., Patrick Hamill. (2003). A stratospheric aerosol climatology from SAGE II and CLAES measurements: 2. Results and comparisons, 1984–1999. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 108, 2003. DOI: 10.1029/2002JD002993
8. Bengtsson, I. (2001). Uncertainties of global climate predictions', in Schulze, E.-D., et al. (eds.), *Global Biochemical Cycles in the Climate System*, Academic Press, pp. 15–30. ISBN 0-12-631260-5.
9. Bengtsson, L., Semenov, V. and Johannessen, O. M. (2004). The early 20th century warming in the Arctic – A possible mechanism', *Journal of Climate*, 17 (20), pp. 4045–4057. 2004. ISSN 0894-8755. DOI: 10.1175/1520-0442(2004)017 < 4045:TETWIT > 2.0.CO;2.
10. Bengtsson, L. (2006) Geo-Engineering to Confine Climate Change: Is it at all Feasible? *Climatic Change*, 77 (3–4), pp. 229–234. 2006. ISSN 0165-0009. DOI: 10.1007/s10584-006-9133-3

11. Bengtsson, L., Hodges, K. I., Roeckner, E., and Brokopf, R. (2006). On the natural variability of the pre-industrial European Climate', *Climate Dyn.* 1–18, 2006. DOI: 10.1007/s00382-006-0168-y
12. Brock Charles A., Schroder F. Kfircher B., Petzold A., Busen A., Fiebig M. (2000). Ultrafine particle size distributions measured in aircraft exhaust plumes. *Journal of geophysical research*, Vol. 105, No. D21, p. 26555–26,567. 2000. DOI: 10.1029/2000jd900360
13. Budyko, M. I. (1977). *Climatic Changes*. American Geophysical Union, 1977. DOI: 10.1098/rsta.2008.0132
14. Collins, W. D., Hack J. J., Rasch P. J., (2006). The Formulation and Atmospheric Simulation of the Community Atmosphere Model: CAM3. *Article in Journal of Climate*. June 2006. DOI: 10.1175/JCLI3760.1
15. Crutzen, P. J. (2006). Albedo enhancement by stratospheric sulfur injections: A contribution to resolve a policy dilemma? *Climatic Change*, this issue. DOI: 10.1007/s10584-006-9101-y
16. Cvijanovic I., Caldeira K., MacMartin D. G. (2015). Impacts of ocean albedo alteration on Arctic sea ice restoration and Northern Hemisphere climate. – *Environ. Res. Lett.*, vol. 10, 044020. DOI: 10.1088/1748-9326/10/4/044020
17. Dai, Z., Weisenstein, D. K., & Keith, D. W. (2018). Tailoring meridional and seasonal radiative forcing by sulfate aerosol solar geoengineering. *Geophysical Research Letters*, 45(2), 1030–1039. DOI: 10.1002/2017GL076472C
18. Delworth, T. L., & Knutson, T. R. (2000). Simulation of early 20th century global warming. *Science*, 287(5461), p. 2246–2250. DOI: 10.1126/science.287.5461.2246
19. Dentener, F. J., Carmichael, G. R., Zhang, Y., Lelieveld, J., & Crutzen, P. J. (1996). Role of mineral aerosol as a reactive surface in the global troposphere. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 101(D17), 22869–22889. DOI: 10.1029/96JD01818
20. Driscoll S., Bozzo A., Gray L. J., Robock A., and Stenchikov G. (2012). Coupled Model Intercomparison Project 5 (CMIP5) simulations of climate following volcanic eruptions. – *J. Geophys. Res.*, vol. 117, D17105, DOI: 10.1029/2012JD017607
21. Gasparini B., Münch S., Poncet L., Feldmann M., Lohmann U. (2017). Is increasing ice crystal sedimentation velocity in geoengineering simulations a good proxy for cirrus cloud seeding? *Atmos. Chem. Phys.*, 17, p. 4871–4885. DOI: 10.5194/acp-17-4871-2017.
22. Giffilan D., Marland G. (2021). CDIAFF: global and national CO_2 emissions from fossil fuel combustion and cement manufacture: 1751–2017. *Earth Syst. Sci. Data*, 13, p. 1667–1680, 2021. DOI: 10.5194/essd-13-1667-2021
23. Govindasamy, B. and Caldeira, K. (2000). Geoengineering Earth's radiation balance to mitigate CO_2 -induced climate change. *Geophys. Res. Lett.*, 2000, 27, p. 2141–2144. DOI: 10.1029/1999GL006086
24. Govindasamy, B., Caldeira, K., Duffy, P. B. (2003). Geoengineering Earth's radiation balance to mitigate climate change from a quadrupling of CO_2 . *Global Planet. Change*, 2003, 37, p. 157–168. DOI: 10.1016/S0921-8181(02)00195-9
25. Gunderson R., Petersen B., Stuart D. (2018). A Critical Examination of Geoengineering: Economic and Technological Rationality in Social Context. *Sustainability* 2018, 10, 269, p. 1–21. DOI: 10.3390/su10010269
26. Gunderson, R., Stuart, D., & Petersen, B. (2019). The political economy of geoengineering as plan B: Technological rationality, moral hazard, and new technology. *New Political Economy*, 24(5), p. 696–715. *New Political Economy* 2019, Vol. 24, No. 5, 696–715. DOI: 10.1080/13563467.2018.1501356
27. Heald, C. L., Jacob, D. J., Park, R. J., Russell, L. M., Huebert, B. J., Seinfeld, J. H., Weber, R. J. (2005). A large organic aerosol source in the free troposphere missing from current models. *Geophysical Research Letters*, 32(18). DOI: 10.1029/2005GL023831
28. Heckendorn P., Weisenstein D., Fueglistaler S., Luo B.P., Rozanov E., Schraner M., Thomason L.W., Peter T. (2009). The impact of geoengineering aerosols on stratospheric temperature and ozone. *Environ. Res. Lett.* 4 (2009) 045108 (12pp) DOI: 10.1088/1748-9326/4/4/045108
29. Horowitz Hannah M., Holmes C., Wright A., Sherwen T., Wang X., Evans M., Jiayue Huang J., Jaeglé L., Chen Q., Shuting Zhai S., Alexander B. (2020). Effects of Sea Salt Aerosol Emissions for Marine Cloud Brightening on Atmospheric Chemistry: Implications for Radiative Forcing. *Geophys Res Lett.* 2020 Feb 28; 47(4). DOI: 10.1029/2019GL085838
30. IPCC Sixth Assessment Report Working Group 1, 9/8/21, Retrieved from: <https://www.ipcc.ch/2021/08/09/ar6-wg1-20210809-pr/> Archived 2021-08-11 at the Wayback Machine
31. Jordan P. Smith, John A. Dykema, and David W. Keith. (2018). Production of Sulfates Onboard an Aircraft: Implications for the Cost and Feasibility of Stratospheric Solar Geoengineering. *Earth and Space Science*, 2018, vol. 5, p. 75–174. DOI: 10.1002/2018EA000370
32. Keith, D. W. (2000). Geoengineering the climate: History and prospect. *Annual review of energy and the environment*, 25(1), p. 245–284. DOI: 10.1146/annurev.energy.25.1.245
33. Kim Do-Hyun, Shin Ho-Jeong, Chung Il-Ung. (2020). Geoengineering: Impact of Marine Cloud Brightening Control on the Extreme Temperature Change Over East Asia. *Atmosphere* 2020, 11, 1345. DOI: 10.3390/atmos11121345
34. Kravitz, Ben, Alan Robock, Luke Oman, Georgiy Stenchikov, and Allison B. Marquardt. (2009). Sulfuric acid deposition from stratospheric geoengineering with sulfate aerosols. *J. Geophys. Res.*, 114, D14109. DOI: 10.1029/2009JD011918

35. Kravitz, B., Robock, A., Boucher, O., Schmidt, H., Taylor, K. E., Stenchikov, G., and Schulz, M. (2011). The Geoengineering Model Intercomparison Project (GeoMIP). *Atmospheric Science Letters*, 12, 162–167. DOI: 10.1002/asl.316, 2011
36. Kravitz, Ben, and Alan Robock. (2017). Vetting new models of climate responses to geoengineering: The Seventh Meeting of the Geoengineering Model Intercomparison Project, Newry, Maine, 26 July 2017, Eos, 98. DOI: 10.1029/2017E008938
37. Kravitz, Ben, Alan Robock, Olivier Boucher, Mark Lawrence, John C. Moore, Ulrike Niemeier, Trude Storelvmo, Simone Tilmes, and Robert Wood. (2018). The Geoengineering Model Intercomparison Project – introduction to the second special issue. *Atmos. Chem. Phys.*, 18, 9 pp. DOI: 10.5194/acp-special_issue376-preface
38. Lee, Joonsuk; Yang, Ping; Dessler, Andrew E.; Gao, Bo-Cai; Plattnick, Steven. (2009). Distribution and Radiative Forcing of Tropical Thin Cirrus Clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*. 66 (12): 3721–3731. Bibcode:2009JAAtS...66.3721L. DOI: 10.1175/2009JAS3183.1
39. Li, Z., Xia, X., Cribb, M., Mi, W., Holben, B., Wang, P., ... & Dickerson, R. E. (2007). Aerosol optical properties and their radiative effects in northern China. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 112(D22). DOI: 10.1029/2006JD007382
40. Lunt, D. J., Ridgwell, A., Valdes, P. J., Seale, A. (2008). Sunshade World: A fully coupled GCM evaluation of the climatic impacts of geoengineering. *Geophys. Res. Lett.*, 2008, 35, L12710. DOI: 10.1029/2008GL033674
41. Matthews H. D., Caldeira K. (2007). Transient climate-carbon simulations of planetary geoengineering. *PNAS* 2007, vol. 104, no. 24, p. 9949–9953. DOI: 10.1073/pnas.0700419104
42. McClellan, J., D. W. Keith, and J. Apt (2012) Cost analysis of stratospheric albedo modification delivery systems, *Environmental Research Letters*. DOI: 10.1088/1748-9326/7/3/034019
43. McCusker, K. E., K. C. Armour, C. M. Bitz, and D. S. Battisti. (2014). Rapid and extensive warming following cessation of solar radiation management, *Environmental Research Letter*. DOI: 10.1088/1748-9326/9/2/0240057.57
44. Mittiga, R. (2019). What's the Problem with Geo-engineering? *Social Theory and Practice*. Vol. 45, No. 3, p. 471–499. DOI: 5840/soctheorpract201992768
45. Montzka S., Calvert, B. D. Hall, J. W. Elkins, T. J. Conway, P. P. Tans, C. Sweeney (2007). On the global distribution, seasonality, and budget of atmospheric carbonyl sulfide (COS) and some similarities to CO₂. DOI: 10.1029/2006JD007665
46. Montzka S., Calvert P., Hall B. D., Elkins J. W., Conway T. J., Tans P. P., Sweeny C. (2007) On the global distribution, seasonality, and budget of atmospheric carbonyl sulfide (COS) and some similarities to CO₂. *Journal of Geophysical Research* 112, p. 1–15.2007. DOI: 10.1029/2006JD007665
47. Niemeier U., Schmidt H., Alterskjær K., Kristjánsson J. E. (2013). Solar irradiance reduction via climate engineering: Impact of different techniques on the energy balance and the hydrological cycle. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, Vol. 118, P. 11905–11917, DOI: 10.1002/2013JD020445
48. Pitari G., Daniele Visioni D., Mancini E., Cionni I., Glauco Di Genova G., Gandolfi I. (2016). Sulfate Aerosols from Non-Explosive Volcanoes: Chemical-Radiative Effects in the Troposphere and Lower Stratosphere. *Atmosphere* 2016, 7, 85, p. 2–24. DOI: 10.3390/atmos7070085
49. Quaglia I., Daniele Visioni D., Pitari G. and Ben Kravitz B. (2021) A novel approach to sulfate geoengineering with surface emissions of carbonyl sulfide. *Atmospheric Chemistry and Physics*. Preprint. Discussion started: 11 October 2021. DOI: 10.5194/acp-2021-813
50. Rasch, Philip J., Simone Tilmes, Richard P. Turco, Alan Robock, Luke Oman, Chih-Chieh (Jack) Chen, Georgiy L. Stenchikov, and Rolando R. Garcia. (2008). An overview of geoengineering of climate using stratospheric sulfate aerosols. *Phil. Trans. Royal Soc. A.*, 366, 4007-4037, DOI: 10.1098/rsta.2008.0131
51. Rasch, P. J., Crutzen, P. J., Coleman, D. B. (2008). Exploring the geoengineering of climate using stratospheric sulfate aerosols: The role of particle size. *Geophysical Research Letters*, vol. 35, 2, L02809, DOI: 10.1029/2007GL032179
52. Rasch, P. J., Tilmes, S., Turco, R. P., Robock, A., Oman, L., Chen, C. C., ... & Garcia, R. R. (2008). An overview of geoengineering of climate using stratospheric sulphate aerosols. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 366(1882), p. 4007–4037. DOI: 10.1098/rsta.2008.0131
53. Righi M., Hendricks J., Ulrike Lohmann U., Beer C. G., Valerian Hahn V., Heindl B., Romy Heller R., Krämer M., Ponater M., Christian Rolf C., Ina Tegen I., Voigt C. (2020). Coupling aerosols to (cirrus) clouds in the global EMAC-MADE3 aerosol-climate model. *Geosci. Model Dev.*, 13, p. 1635–1661, 2020. DOI: 10.5194/gmd-13-1635-2020.
54. Robock A. (2000). Volcanic Eruptions and climate. *Reviews of Geophysics*, 38, 2 p. 191-219. DOI: 10.1029/1998RG000054
55. Robock, A., (2008). Whither geoengineering? *Science*, 320, p. 1166–1167.
56. Robock, A., Allison B. Marquardt, Ben Kravitz, and Georgiy Stenchikov. (2009). The benefits, risks, and costs of stratospheric geoengineering. *Geophys. Res. Lett.*, 36, L19703, DOI:10.1029/2009GL039209/
57. Robock, A., Douglas G. MacMartin, Riley Duren, and Matthew W. Christensen. (2013). Studying geoengineering with natural and anthropogenic analogs. *Climatic Change*, 121, p. 445–458, DOI:10.1007/s10584-013-0777-5
58. Robock, Alan. (2014). Stratospheric aerosol geoengineering, *Issues Env. Sci. Tech.* (special issue "Geoengineering of the Climate System"), 38, p. 162–185.
59. Robock, Alan. (2015). Cloud control: Climatologist Alan Robock on the effects of geoengineering and nuclear war. *Bull. Atomic Sci.*, DOI:10.1177/0096340215581353
60. Robock, Alan. (2016). Albedo enhancement by stratospheric sulfur injection: More research needed. *Earth's Future*, 4, DOI:10.1002/2016EF000407
61. Robock, Alan. (2014). Stratospheric aerosol geoengineering, *Issues Env. Sci. Tech.* (special issue "Geoengineering of the Climate System"), 38, p. 162–185.
62. Schmidt, H., K. Alterskjær, D. Bou Karam, O. Boucher, A. Jones, J. E. Kristjánsson, U. Niemeier, M. Schulz, A. Aaheim, F. Benduhn, M. Lawrence, and C. Timmreck. (2012). Solar irradiance reduction to counteract radiative forcing from a quadrupling of CO₂: Climate responses simulated by four Earth system models. *Earth Syst. Dynam., Earth Syst. Dynam.*, 3, p. 63–78.
63. Smith W. The cost of stratospheric aerosol injection through 2100 (2020). *Environ. Res. Lett.* 15 (2020),114004. DOI: 10.1088/1748-9326/aba7e7.
64. Solomon S. IPCC (2007): Climate change the physical science basis. *Agufall meeting abstracts*. Vol. 2007, p. U43D-01.
65. Steele, H. M., Turco, R. P. (1997). Separation of aerosol and gas components in the Halogen Occultation Experiment and the Stratospheric Aerosol and Gas Experiment (SAGE II) extinction measurements' Implications for SAGE II ozone concentrations and trends. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 102, No. D16, p. 19,665–19,681, 1997.
66. Tilmes S., Pan L. L., Hoor P., Atlas E., Avery M. A. Campos T. Christensen L. E., Diskin G. S., Gao R.-S., Herman R. L., Hints E. J., Loewenstein M., Lopez J., Paige M. E., Pittman J. V., Podolske J. R., et al. (2010). An aircraft-based upper troposphere lower stratosphere O₃, CO, and H₂O climatology for the Northern Hemisphere. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 115, D14303, DOI:10.1029/2009JD012731, 2010.
67. Tilmes S., Fasullo J., Lamarque J.-F., Marsh D. R., Mills M., Kari Alterskjær K., Muri H., Kristjánsson J. E., Boucher O., Schulz M., Cole J. N. S., Curry C. L., Jones A., Haywood J., Irvine P. J., Moor J. C., Karam D. B., Kravitz B., Rasch P. J., Singh B., Yoon J.-H., Niemeier U., Hauke Schmidt H., Robock A., Yang S., and Shingo Watanabe S. (2013). The hydrological impact of geoengineering in the Geoengineering Model Intercomparison Project (GeoMIP). *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118, 11,036-11,058. DOI:10.1002/jgrd.50868.
68. Tilmes S., Richter J. H., Mills M. J., Kravitz B., MacMartin D. G., Garcia R. R., Kinnison D. E., Lamarque J.-F., Tribbia J. and Vitt F. (2018). Effects of different stratospheric SO₂ injection altitudes on stratospheric chemistry and dynamics *J. Geophys. Res.* 2018, 123, p. 4654–4673. DOI: 10.1002/2017JD028146
69. Wigley T. M. L. (2006). A combined mitigation/geoengineering approach to climate stabilization. *Science* vol. 314, p. 452–454. DOI: 10.1126/science.11317
70. Yu, F., and R. P. Turco. (1998). The formation and evolution of aerosols in stratospheric aircraft plumes: Numerical simulations and comparisons with observations, *J. Geophys. Res.*, 103, p. 25915–25934. DOI: 10.1029/98JD02453
71. Yu, F., and R. P. Turco. (1998). Contrail formation and impacts on aerosol properties in aircraft plumes: Effects of fuel sulfur content. *Geophysical Research Letters*, vol. 25, no. 3, p. 313–316. DOI: 10.1029/97GL03695
72. Yu F., Turco R. P. (1997) The role of ions in the formation and evolution of particles in aircraft plumes. *J. Geophysical Research Letters*. v. 24, № 15, p. 1927–1930, 1997.
73. Yu, F., and R. P. Turco. (2001). From molecular clusters to nanoparticles: Role of ambient ionization in tropospheric aerosol formation. *J. Geophys. Res.*, 106, p. 4797–4814. DOI: 10.1029/2000JD900539
74. Zaveri, R. A., Barnard, J. C., Easter, R. C., Riemer, N., & West, M. (2010). Particle-resolved simulation of aerosol size, composition, mixing state, and the associated optical and cloud condensation nuclei activation properties in an evolving urban plume. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D17). Retrieved from: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/2009JD013616#:~:text=https%3A/doi.org/10.1029/2009JD013616>

Надійшла до редколегії 20.04.22

R. Oliynyk, PhD Physics and Mathematics, Associate Professor
Taras Shevchenko National University of Kyiv, Kyiv, Ukraine

GESENGINEERING AEROSOLS

The unambiguous indicators of climate change caused by the industrialization of society are becoming increasingly apparent. Urgent short-term transformations in energy and transport systems around the world are needed to significantly reduce carbon emissions. The scale of the transformation, the lack of effective public response, and the inertia of changes in energy infrastructure are prompting other strategies to mitigate some of the effects of global warming. If global warming continues to rise, it could lead to serious risks of large-scale irreversible failure in the climate system. Projections of such levels of warming are within the XXI century. As efforts to achieve ambitious emission reduction targets have so far failed, options for mitigating climate change or adapting to climate change have recently been seriously considered. Limiting global warming by 2 ° C above pre-industrial levels in the 21st century. avoids dangerous human interference in the climate system. If the 2 ° C mark is exceeded, the effects of climate change can no longer be controlled. Currently, the increase in average global surface temperature is already about 1.0 ° C above pre-industrial values. It is estimated that 0.5 ° C is already in the climate system, especially in the oceans, and has not yet affected the planet's surface air temperature. However, there are currently no signs of any radical containment of global warming. On the contrary, the concentration of carbon dioxide, arguably the most important anthropogenic greenhouse gas in the atmosphere, continues to rise steadily. Given this situation, it is not only the scientific community that is actively discussing artificial interventions in the climate system to limit global warming, which is known as climate geoengineering.

Keywords: global warming, aerosols, geoengineering.