网络首发时间: 2022-06-16 15:08:40

网络首发地址:https://kns.cnki.net/kcms/detail/11.5842.P.20220614.1814.002.html

中国科学: 地球科学

SCIENTIA SINICA Terrae

earthcn.scichina.com





论 文

中国稻田土壤铁流失及其环境意义

陈留美1,2*, 赵东波1, 韩光中3, 杨飞2, 龚子同2, 宋效东2, 李德成2, 张甘霖2,4,5†

- 1. 遵义师范学院资源与环境学院, 遵义 563006;
- 2. 中国科学院南京土壤研究所, 土壤与农业可持续发展国家重点实验室, 南京 210008;
- 3. 内江师范学院地理与资源科学学院, 内江 641112;
- 4. 中国科学院大学现代农业科学学院, 北京 100049;
- 5. 中国科学院南京地理与湖泊研究所, 湖泊与环境国家重点实验室, 南京 210008
- * 通讯作者, E-mail: lmchen@zync.edu.cn
- †通讯作者, E-mail: glzhang@issas.ac.cn

收稿日期: 2021-08-17; 收修改稿日期: 2022-03-08; 接受日期: 2022-04-14

国家自然科学基金项目(批准号: 41967001、41401238)、土壤与农业可持续发展国家重点实验室开放基金项目(编号: Y20160001)和贵州省科技计划项目(编号: 黔科合基础[2017]1209)资助

摘要 铁是重要的生命元素,其在地球表层系统中的迁移和循环过程对陆地和海洋生态系统有重要影响.中国稻作历史悠久、稻田分布广泛、类型众多、人为活动影响强烈,频繁的干湿交替导致水稻土中铁的迁移过程十分活跃,且与自然土壤相比有很大差异,但关于这类独特的人工湿地生态系统铁的界面迁移流失量及其对河流乃至近海环境的贡献还缺少系统的评估.本研究以中国典型稻作区不同景观(沼泽、平原、阶地)和母质类型(酸性、中性、石灰性)起源的7个时间序列水稻土为对象,系统分析了水稻种植前后土壤中铁的动态演化特征,并在收集和整理相关大量文献数据的基础上,估算了全国尺度由于人为植稻引起的铁流失量.结果表明,不论起源于何种景观与母质类型,水稻土在1m土体内最终都会呈现铁的流失趋势.起源于低洼沼泽区石灰性湖相沉积物的水稻土,在前期(50a)铁呈现一定的累积,之后呈现流失趋势(铁流失的平均速率为0.026kg m² a¹);起源于平原地区石灰性母质的水稻土在1000a内铁以土体内表层还原淋溶与亚表层氧化淀积的内循环过程为主,之后呈现流失趋势(铁流失的平均速率为0.029kg m² a²);而起源于平原与丘陵地区酸性和中性母质的水稻土在植稻初期就出现铁的快速流失(铁的最大流失速率达1.106kg m² a²),之后铁流失速率趋缓.起源母质pH、CaCO3与有机质含量、地形控制的物质运移以及人为灌溉引起的土壤水分状况变化与植稻年龄共同决定了稻田铁流失的模式和速率.根据时间序列水稻土数据与文献数据,初步估算出全国稻田土壤铁流失通量约为46.4~195.7Tg a²¹,全国稻田铁流失总量约为5121.5~9412.2Tg.稻田铁流失的准确估算对科学评估土地利用变化对铁的生物地球化学循环的影响具有重要意义.

关键词 土-水界面、陆-海界面、水稻土、铁流失、生物地球化学循环

中文引用格式: 陈留美, 赵东波, 韩光中, 杨飞, 龚子同, 宋效东, 李德成, 张甘霖. 2022. 中国稻田土壤铁流失及其环境意义. 中国科学: 地球科学, 52, doi:

10.1360/SSTe-2021-0254

英文引用格式: Chen L, Zhao D, Han G, Yang F, Gong Z, Song X, Li D, Zhang G. 2022. Iron loss of paddy soil in China and its environmental implications. Science

China Earth Sciences, https://doi.org/10.1007/s11430-021-9936-6

© 2022 《中国科学》杂志社 www.scichina.com

1 引言

铁是生命必需营养元素、无论是对动物、植物还 是微生物的细胞代谢都不可或缺. 以海洋为例, 在高 营养盐低叶绿素(HNLC)海区铁是限制浮游生物生长 和控制海洋初级生产力的主要因素之一(Bovd等, 2012; 刘若琳等, 2020). 基于此, 有研究者提出在HNLC 海区加入铁可促进浮游植物生长、加速碳从海洋表层 向深层输入, 最终将会降低大气中二氧化碳的含量, 进而缓解温室效应(Martin和Fitzwater, 1988; Martin, 1990; 宋金明和王启栋, 2020). 作为重要的生物地球 化学过程、地表系统中铁的迁移和循环对陆地和海洋 生态系统以及全球气候都有重要的影响. Jickells等 (2005)报道了含铁尘土经由大气从陆地运输到海洋对 海洋生物地球化学过程以及全球气候的影响. Lannuzel等(2007)认为海冰的溶解是南极地表水中铁来源的 重要途径. Lam和Bishop(2008)提出大陆边缘输入的铁 是亚北极太平洋西部HNLC海区生物活性铁的重要来 源. Li等(2019)强调了亚洲冰川消融释放的可溶性铁对 全球铁的生物地球化学循环具有重要意义.

由于受气候、土壤类型和迁移路径的影响、上述 全球尺度的各种铁迁移通量差别很大、其中以径流方 式进入海洋的陆-海界面迁移是铁迁移的主要途径 (Poulton和Raiswell, 2002). 此外, 由于人为活动的影响, 土地利用方式的改变可以重塑土壤环境和土壤过程 (张甘霖等, 2019, 2021), 对铁的迁移格局和强度产生 显著影响, 由于周期性灌溉与排水的影响, 稻田系统 土-水界面过程十分强烈. 作为一种人工湿地, 稻田土 壤环境与起源土壤相比有着巨大的变化、对C、N、 P、S、Fe等生源要素的迁移转化过程产生强烈的影 响, 进而产生显著的环境效应(Ponnamperuma, 1972). 铁作为变价元素、其还原淋溶与氧化淀积是水稻土形 成的重要特征之一(李庆逵, 1992). 水耕条件下铁的活 化迁移有多种途径,包括还原溶解、螯合、悬粒迁移 等,并且这种活化和迁移过程与有机质含量、土壤 pH、水分状况等密切相关(Yu, 1985). 在稻田利用和 管理过程中,被还原的铁一部分在土体内部迁移,另 一部分可能迁出土体到环境中, 进而通过河流径流输 出参与全球的生物地球化学循环. 因此, 量化稻田铁 流失量对于理解地表系统铁的迁移和循环具有重要意 义. 中国是全球最早开始稻作的国家, 稻作历史可追溯 至一万年以前(龚子同等, 2007; 高玉等, 2020). 中国目前稻田的面积近4.57×10⁷ha(刘庆花等, 2006), 全球范围内稻田总面积近1.67×10⁸ha(Liu等, 2021). 然而全球和区域尺度稻田土壤铁流失量及其对水体铁输入的贡献却未得到应有的重视.

在土体尺度上, 铁的转化和迁移主要决定于土壤 水分状况和土壤母质的酸碱性(Yu, 1985; Huang等, 2018a). 张甘霖和龚子同(1993)通过室内淋溶模拟实验 对比了石灰性潮土和酸性第四纪红黏土中铁迁移能力 的差异, 结果表明第四纪红黏土铁的迁移系数远远大 于潮土. Chen等(2011)研究表明, 石灰性滨海沉积物开 垦为稻田后, 在1000a的耕种时间内, 铁的迁移以土体 内表层还原淋溶与亚表层氧化淀积为主. Huang等 (2018a)研究表明, 在亚热带湿润富铁土区, 第四纪红 黏土从自然丘陵坡地变为梯田植稻后, 土壤全铁的含 量随耕种年限呈现指数下降. 由于中国稻作历史悠久, 稻田分布地域十分广泛,起源类型多样(Gong, 1986), 既有景观和母质类型的不同, 还有植稻年限的悬殊差 异, 因此科学全面地评估中国稻田铁流失特征既要考 虑起源背景又要关注植稻年限. 本研究以起源于不同 景观(沼泽、平原、阶地)与母质类型(酸性、中性、石 灰性)的7个时间序列(0~2000a)水稻土为研究对象、以 相关大量文献数据为基础、拟阐明稻田铁流失的模式 与速率,量化全国尺度稻田的铁流失量,为更好地理 解全球铁的生物地球化学循环提供数据支撑.

2 材料与方法

2.1 研究区概况

水稻土(水耕人为土)是指在频繁的淹水耕作与施肥等条件下形成的具有水耕表层和水耕氧化还原层的土壤,是中国重要的土壤资源.由于不同母质或不同类型土壤在适宜的水热条件下,经过人为水耕熟化过程均可以发展为水稻土,因此中国水稻土地域分布极广.从黑龙江呼玛到海南三亚,从台湾省到新疆伊犁河谷和喀什地区,从海拔2700m的高原到海平面以下的低地都有水稻土分布,但主要分布在秦岭-淮河一线以南、青藏高原以东的长江流域和华南地区,其面积约占全国水稻土的93%,而北方稻区仅占7%(李庆逵,1992;龚子同等,2014).虽然近年来东北地区稻田有一定的增加,但总体上亚热带地区仍然占据绝大多数(图

1). 由于科学评估中国稻田铁流失特征既要考虑水稻 土的空间分布又要关注植稻年限、因此本研究结合中 国古水稻的时空分布(龚子同等, 2007), 在全国范围内 选择了7个典型稻作区作为研究对象(图1). 按照7个研 究区的相对位置, 从北向南分别为: 江苏宝应沼泽土 区(B-C-BY), 处于北亚热带北缘, 年均气温15.0℃, 年 均降水量1042mm, 该地区是泻湖型洼地, 地势周边高 中间低、土壤母质以陆相河流冲积物和湖湘沉积物为 主, pH值大于7, 含有一定量的CaCO3, 土壤有机碳 (SOC)含量较高(表1): 长江下游平原区(P-C-CX). 处于 北亚热带南缘, 年均气温16.3℃, 年均降水量1325mm, 该地区是海积平原、母质以滨海沉积物为主、pH值大 于8、CaCO₂含量较高;四川广汉山地丘陵区(T-N-GH), 属于中亚热带、年均气温17.8℃、年均降水量890mm、 母质为第四纪沉积物, pH值接近于7; 江西鹰潭低山丘 陵区(T-A-YT), 属于中亚热带, 年均气温17.6℃, 年均降

水量1795mm, 母质由红砂岩风化而来, pH值接近于5, SOC含量较低; 江西进贤低丘红壤区(T-A-JX), 地处中 亚热带、年均气温17.3℃、年均降水量1549mm、母质为 第四纪红黏土, pH值接近于5, SOC含量较低; 广西龙胜 高山丘陵区(T-A-LS), 地处亚热带, 年均气温18.2℃, 年 均降水量1557mm, 母质由紫色砂页岩风化而来, pH值 接近于5; 珠江三角洲稻作区(P-N-ZS), 地处南亚热带, 年均气温22.0℃, 年均降水量2042mm, 母质以河流冲 积物为主, pH值略大于7, 无石灰反应. 7个研究区水稻 田的起源景观类型按照水分运动特征可分为3大类. 分 别为常年处于水分饱和状态的沼泽地(B-C-BY)、受地 下水波动影响的冲积和海积平原(P-C-CX、P-N-ZS), 排水相对良好的梯田(T-N-GH、T-A-YT、T-A-JX、 T-A-LS); 母质类型按照pH与CaCO。含量也分为3大类, 分别为石灰性(B-C-BY、P-C-CX)、中性(P-N-ZS、 T-N-GH)、酸性(T-A-YT、T-A-JX、T-A-LS)(表1).

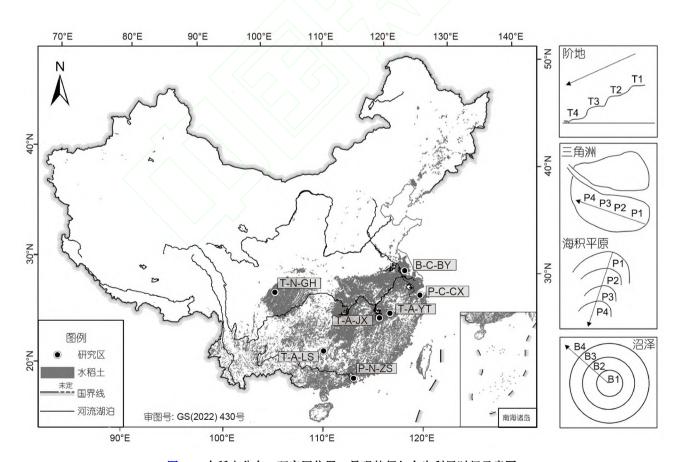


图 1 水稻土分布、研究区位置、景观特征与人为利用时间示意图 右边方框内, 其中T代表阶地, P代表平原, B代表沼泽, 图中箭头方向代表植稻年龄增加的方向

表 1 不同景观与母质类型7个时间序列水稻土的研究区概况、采样信息与基本属性

			1 1 1 1 1 7 7		,,,,,		
剖面编号1)	植稻年龄(a)	土壤类型2)	土地利用	土壤发生层3)	$pH^{4)}$	CaCO ₃ (%) ⁴⁾	SOC(%) ⁴
	B-C-BY,	江苏宝应, 北亚热	热带北缘, 15.0℃	, 1042mm, 沼泽, 湖相沉积物, Zhang	和Gong(20	003)5)	
B-C-BY01	0	潜育土	沼泽地	Ah-A-G	7.28	1.54	5.07
B-C-BY02	5	潜育土	水稻-小麦	Ag-BG1-BG2-G	7.49	1.06	6.60
B-C-BY03	20	潜育雏形土	水稻-小麦	Ap-Bg1-Bg2-BG-G	7.49	1.03	2.28
B-C-BY04	50	水耕人为土	水稻-小麦	Ap1-Ap2-Br-Bg2-Bg3-BG	7.69	0	2.10
B-C-BY05	500	水耕人为土	水稻-小麦	Ap1-Ap2- BE-E-Br	6.67	0	3.04
	P-C-CX	K, 浙江慈溪, 北亚	热带南缘, 16.3°	C, 1325mm, 海积平原, 滨海沉积物,	Chen等(20	011)	
P-C-CX01	0	新成土	未垦滩涂	C1-C2-C3-C4	8.07	5.83	1.04
P-C-CX02	50	水耕人为土	单季稻	Ap1-Ap2-Bg1-Bg2-Bg3-BCg	8.13	2.32	0.67
P-C-CX03	300	水耕人为土	单季稻	Ap1-Ap2-Bg1-Bg2-Bg3-BCg	8.13	1.88	0.71
P-C-CX04	700	水耕人为土	单季稻	Ap1-Ap2-Eg-Btg1-Btg2-Ab-Bb	7.33	0	0.73
P-C-CX05	1000	水耕人为土	单季稻	Ap1-Ap2-Btg1-Btg2-Btg3-Ab-Bb	7.49	0	0.63
P-C-CX06	2000	水耕人为土	单季稻	Ap1-Ap2-Bg1-Bg2-Bg3-Ab-Bb	5.99	0	0.93
	P-N-ZS	, 广东中山, 南亚	热带, 22.0℃, 20	42mm, 冲积平原, 河流冲积物, Zhang	,和Gong(20	003)	
P-N-ZS01	0	潜育雏形土	香蕉林	A1-A2-Bg1-Bg2-G	7.7	0	1.69
P-N-ZS02	50	滞水雏形土	双季稻	Ap-AB- B1-B2-BG-G	7.27	0	1.82
P-N-ZS03	200	水耕人为土	双季稻	Ap1-Ap2-Bg1-Bg2-BG	7.23	0	1.58
P-N-ZS04	600	水耕人为土	双季稻	Ap1-Ap2-Bg1-Bg2-Bg3-G	6.59	0	2.41
		T-N-GH, 四川广泊	又, 中亚热带, 17	'.8℃, 890mm, 阶地, 第四纪沉积物, ɔ	本研究		
T-N-GH01	0	雏形土	荒地	A1-A2-B-BC-C	6.78	0	0.68
T-N-GH02	100	水耕人为土	单季稻	Ap1-Ap2-Br1- Br2-C	6.87	0	0.67
T-N-GH03	1000	水耕人为土	单季稻	Ap1-Ap2-Btr1-Btr2-C	7.21	0	0.81
	T-A-YT, 江ī	西鹰潭, 中亚热带	, 17.6℃, 1795m	m, 低山丘陵区阶地, 红砂岩风化物,	Han和Zhar	ng(2013)	
T-A-YT01	0	雏形土	荒地	A-B-BC	4.87	0	0.27
T-A-YT02	30	雏形土	油菜-水稻	A-B-BC	5.49	0	0.44
T-A-YT03	100	水耕人为土	油菜-水稻	Ap1-Ap2-Br-BC	5.53	0	0.30
T-A-YT04	200	水耕人为土	油菜-水稻	Ap1-Ap2-Br-BC	5.48	0	0.49
	T-A-JX, 江京	西进贤, 中亚热带	, 17.3℃, 1549m	m, 低山丘陵区阶地, 第四纪红黏土, 1	Han和Zhar	ng(2013)	
T-A-JX01	0	富铁土	荒地	A-Bt1-Bt2-BC	4.63	0	0.41
T-A-JX02	60	水耕人为土	油菜-水稻	Ap1-Ap2-Br1-Br2-BC	5.14	0	0.74
T-A-JX03	150	水耕人为土	油菜-水稻	Ap1-Ap2-Br1-Br2-BC	6.37	0	0.64
T-A-JX04	300	水耕人为土	油菜-水稻	Ap1-Ap2-Br1-Br2-BC	6.13	0	0.69
	T-A-LS, 广西	i龙胜, 亚热带, 18	.2℃, 1557mm,	高山丘陵区阶地, 紫色砂页岩风化物,	Han和Zha	ang(2013)	
T-A-LS01	0	雏形土	荒地	A-B-BC	5.37	0	0.38
T-A-LS02	30	雏形土	双季稻	Ap-AB-Bw-B-BC	5.21	0	0.38
T-A-LS03	150	水耕人为土	双季稻	Ap1-Ap2-Bg-Br1-Br2-BC	4.88	0	1.23

¹⁾编号由三部分组成,第一部分为景观类型,分为3大类: B(Bog)-沼泽、P(Plain)-平原、T(Terrace)-阶地;第二部分为母质类型,分为3大类: C(Calcareous)-石灰性、N(Neutral)-中性、A(Acid)-酸性;第三部分为研究区缩写: BY-宝应,CX-慈溪,ZS-中山,GH-广汉,YT-鹰潭,JX-进贤,LS-龙胜. 下同. 2)按照中国土壤系统分类(龚子同,1999)命名. 3)大写字母代表发生层,其中A-腐殖质层或耕作层,B-物质淀积层或风化层,C-母质层,E-淋溶层或漂白层,G-潜育层;大写字母连写代表过渡层,兼具两种发生层特性;小写字母代表发生层特性,其中b-埋藏,g-潜育斑,h-腐殖质聚积,p-受耕作影响,r-氧化还原,t-黏粒聚积. 4)剖面平均值. 5)本栏内容依次为剖面编号、采样地点、气候带、年均气温、年均降水量、地形/景观、母质和参考文献

2.2 时间序列水稻土构建

土壤时间序列是指由母质、地形、气候和生物条 件相同或相似、但相对发育时间不同的一组土壤所构 成的一个序列, 其建立一般是以空间代替时间(陈留美 和张甘霖, 2011). 本研究中7个时间序列水稻土的年龄 指人为种植水稻的时间, 主要基于景观特征与人为利 用时间的对应关系(图1)、研究区的历史文献记载(县 志、水利志以及村寨的发展历史)等相关历史文献记 录与实地考察等方式综合判定. 在人为土壤中, 景观特 征与人为利用时间有密切的关系. 对于低地沼泽景观, 地势为周围高中间低, 土壤大致呈同心圆分布, 周围的 土壤先被开垦为稻田,之后逐步向里推进,形成了由外 到内植稻年限逐渐变短的时间序列水稻土(Zhang和 Gong, 2003). 结合宝应县志与实地考察, 本研究选取植 稻年龄约为5、20、50和500a的土壤剖面以及未垦沼 泽(起源土壤, 0a)组成了B-C-BY时间序列水稻土(表1). 海积平原景观主要按照海岸线演化方向与海塘的修建 年代确定水稻土的植稻年龄(Chen等, 2011), 本研究选 取植稻年龄约为50、300、700、1000和2000a的土壤 剖面以及未垦滩涂剖面(起源土壤, 0a)组成了P-C-CX 时间序列水稻土. 三角洲按照冲积扇的演化方向以及 当地县志与水利志等相关历史文献确定其植稻年龄 (Zhang和Gong, 2003), 本研究选取植稻年龄约为50、 200和600a的土壤剖面以及同母质的香蕉林土壤剖面 (起源土壤, 0a)组成了P-N-ZS时间序列水稻土. 对于阶 地景观, 依据植稻难易和地方文献记载, 与村寨临近的 坡底土壤由于水分条件较好、土层较厚、距离村寨近 而一般最先被开垦为稻田,之后逐步向上开垦,形成了 由坡底向坡顶植稻年限逐渐变短的时间序列水稻土 (Han和Zhang, 2013). 本研究起源于阶地景观的4个时 间序列水稻土(T-N-GH、T-A-YT、T-A-JX、T-A-LS) 的植稻年龄由此判定,每个时间序列的具体植稻年龄 见表1. 值得指出的是, 本研究中标注的土壤植稻年龄 并非绝对年龄, 但每个序列中植稻年龄的相对大小顺 序是可靠的, 因此不影响研究的最主要结论, 即不同 年限背景下铁的流失特征.

2.3 样品采集与分析

根据景观特征、史料记载并结合实地考证,分别在7个典型稻作区选取了具有不同植稻年龄的水稻土

典型剖面与相对应的起源土壤典型剖面,水稻土剖面 点均选在稻田的中心部位,根据标准方法描述与采集 发生层土样(Schoeneberger等,2012),所有水稻土样品 均在水稻收割排水后采取.土壤发生层与土壤类型按照中国土壤系统分类命名(龚子同,1999)(表1).

土壤样品采集后在室内自然风干,挑出枯枝落叶、根系和大于2mm的非土壤物质,四等分法取土,先后过10目、60目和100目的尼龙筛.土壤容重采用环刀法,pH采用水土比2.5:1浸提电位法,碳酸钙(CaCO₃)相当物采用气量法,土壤有机碳(SOC)采用重铬酸钾容量法,全铁采用偏硼酸锂熔融电感耦合等离子体原子发射光谱法测定(张甘霖和龚子同,2011).全部测定指标均做全程空白实验,并采用国家标准土壤样品(GSS-3、GSS-5和GSS-8)作为质量控制.本文采用国际通用的1m深度(郑姚闽等,2013)来计算土壤剖面的全铁密度,计算公式如下:

$$Fe_{mass} = \sum_{i}^{n} C_{i} D_{i} E_{i} / 100,$$
 (1)

式中, Fe_{mass} 为土壤剖面铁密度($kg m^{-2}$), C_i 为第i层土壤的全铁含量($g kg^{-1}$), D_i 为第i层土壤的容重($g cm^{-3}$), E_i 为第i层土层的厚度(cm), 100为单位换算系数.

2.4 数据收集与整理

收集了《中国土系志》(卢瑛, 2017; 麻万诸和章 明奎, 2017; 王天巍, 2017; 张凤荣等, 2017; 章明奎和麻 万诸, 2017; 吴克宁等, 2019)中351个剖面的坐标数据 以及各剖面土壤发生层的全铁数据、容重数据与土层 厚度, 矢量格式的全国土壤母质类型数据(熊毅, 1986)。 全国100m网格土地覆被数据(张新时, 2007). 首先, 使 用式(1)计算出各剖面1m土体的铁密度; 然后, 在Arc-GIS中将全国土壤母质类型图转为栅格数据,与全国 100m网格土地覆被数据进行叠置分析, 提取出不同母 质类型水稻土的空间分布图,同时利用统计功能得到 不同空间位置具有同种母质发育的水稻土的总面积. 将收集的351个土壤剖面的坐标数据导入ArcGIS中, 得到土壤剖面点位分布图, 然后和上述提取出的不同 母质类型水稻土的空间分布图进行叠置分析、提取出 同一母质发育的水稻土剖面和非水稻土剖面. 最后使 用式(2)计算出植稻引起的铁流失量. 此种方式估算的 全国尺度稻田铁流失量的误差来源主要有土壤剖面数 量较少,不能覆盖全国所有水稻土的母质类型,以及不同地区和同一个地区的相同母质其组成可能存在不均一性.

$$Fe_{loss} = \sum_{i}^{n} (NPFe_{i} - PFe_{i})PA_{i} / 10^{6},$$
 (2)

式中, Fe_{loss} 为植稻引起的铁流失量(Tg), $NPFe_i$ 为第i种母质中非水稻土1m土体铁密度(tha^{-1}), PFe_i 为第i种母质中水稻土1m土体铁密度(tha^{-2}), PA_i 为第i种母质水稻土的总面积(km^2), $that{10}^6$ 为单位换算系数.

3 结果

3.1 不同景观与母质类型时间序列水稻土全铁含量演变特征

土壤全铁含量在7个起源土剖面(植稻年龄0a)的分布均相对均一(图2),一方面说明了起源母质的均一性,另一方面表明了在自然成土环境下铁在土体内的迁移不明显,其中最大值为位于江西进贤丘陵景观的第四纪红黏土(富铁土),剖面平均值为65.8g kg⁻¹,最小值为位于江苏宝应沼泽景观的湖相沉积物(潜育土),

剖面平均值为32.1g kg-1. 种植水稻后,全铁在剖面内 的分异增强, 随着植稻年龄的增加, 全铁的演变过程因 景观与母质类型的不同而呈现不同的模式. 7个时间序 列的水稻土可以分为四种模式: 第一种为低地沼泽景 观石灰性湖相沉积物发育的水稻土(图2. B-C-BY), 在 植稻50a内, 所有剖面表层的全铁含量基本相同, 而亚 表层全铁的含量有较大差异, 在水稻种植初期(5a), 亚 表层全铁含量稍低于起源土, 之后随植稻年龄增加全 铁含量逐渐增加, 然而当植稻年龄达到500a时, 剖面 内70cm以上土体的全铁含量又明显降低: 第二种为 陆-海交互影响下的海积平原景观石灰性滨海沉积物 发育的水稻土(图2, P-C-CX), 与起源土相比, 植稻 1000a以内, 随植稻年龄增加, 表层全铁含量逐渐减少, 亚表层有逐渐增加趋势, 而在较老的水稻土剖面 (700a、1000a)的亚表层则有明显的淀积出现、并且剖 面中铁的最大淀积量随植稻年龄的增加而增加、淀积 深度随植稻年龄增加逐渐下移, 然而当植稻年龄达到 2000a时, 整个剖面的全铁含量开始出现明显降低的趋 势: 第三种为冲积平原景观中性河流冲积物发育的水 稻土(图2, P-N-ZS), 与起源土相比, 植稻200a以内, 上

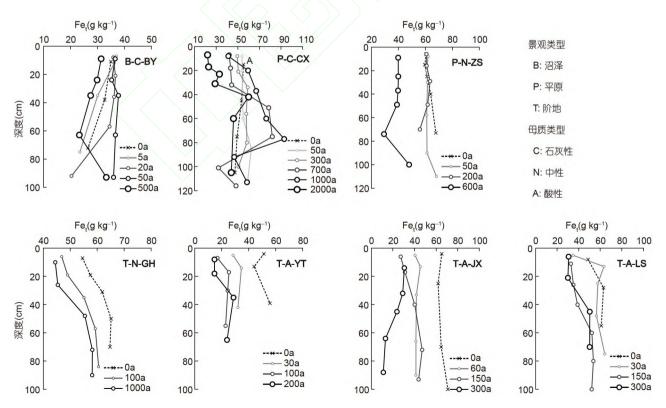


图 2 不同景观与母质类型时间序列水稻土全铁(Fe_t)含量演变特征

部40cm土体全铁含量基本没有变化,40cm以下土体随植稻年龄的增加有降低趋势,而较老的水稻土(600a)整个剖面的全铁含量都有明显的降低;第四种为阶地景观中性或酸性母质发育的水稻土(图2,T-N-GH、T-A-YT、T-A-JX、T-A-LS),随植稻年龄增加整个剖面的全铁含量逐渐降低.

3.2 不同景观与母质类型时间序列水稻土全铁密 度演变特征与全铁流失速率

7个时间序列水稻土1m土体内铁密度的演变可以分为两种基本模式.第一种为先升后降模式,表现为:在植稻初期,水稻土的全铁密度大于起源土,随植稻年龄增加,全铁密度呈现小幅度增加趋势,然而当植稻时间延长,水稻土的全铁密度又明显降低,这种模式包含2个时间序列水稻土,分别为低地沼泽景观石灰性湖相沉积物发育的时间序列水稻土(图3,B-C-BY)与海积平原景观石灰性滨海沉积物发育的时间序列水稻土(图3,P-C-CX).第二种为直降模式,表现为:当起源土种植水稻后,1m土体内铁密度快速降低,随植稻年龄增加,全铁密度呈逐渐降低趋势,这种模式包含5个时间

序列水稻土,分别为冲积平原景观中性河流冲积物发育的时间序列水稻土(图3, P-N-ZS) 与阶地景观中性和酸性母质发育的时间序列水稻土(图3, T-N-GH、T-A-YT、T-A-JX、T-A-LS).

通过起源土全铁密度、水稻土全铁密度以及水稻 土的种植年龄、我们计算了7个时间序列水稻土1m土 体全铁的流失量与流失速率(表2). 人为植稻引起的全 铁流失量变化范围为-13.3~69.1kg m⁻², 最大流失量出 现在梯田景观酸性第四纪红黏土(T-A-JX)发育的具有 300a植稻历史的土壤剖面, 低地沼泽景观石灰性湖相 沉积物发育的时间序列水稻土(表2, B-C-BY)与海积 平原景观石灰性滨海沉积物发育的时间序列水稻土 (表2, P-C-CX)分别在植稻50a与1000a之后才出现铁流 失趋势, 其中沼泽型(B-C-BY)在植稻50~500a期间1m 土体铁流失平均速率为0.026kg m⁻² a⁻¹,海积平原型 (P-C-CX)在植稻1000~2000a期间1m土体铁流失平均 速率为0.029kg m⁻² a⁻¹. 其余5个时间序列水稻土 (表2, P-N-ZS、T-N-GH、T-A-YT、T-A-JX、T-A-LS)铁流 失规律相同, 呈现随着植稻年龄增加, 全铁的流失量逐 渐增加,尽管铁的流失量随植稻年龄增加而增加,然而

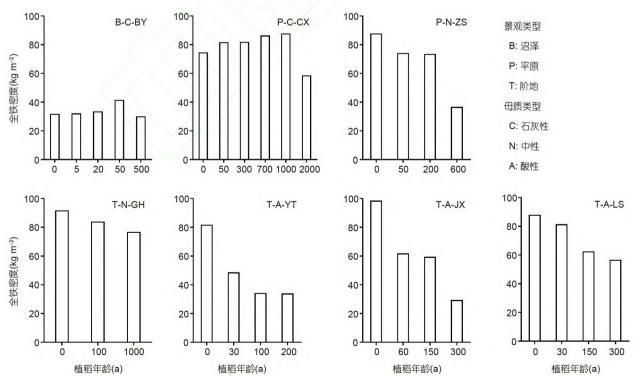


图 3 不同景观与母质类型时间序列水稻土1m土体全铁密度演变特征

编号	植稻年龄(a)	流失量(kg m ⁻²)	铁流失速率(kg m ⁻² a ⁻¹)	植稻年龄段	不同阶段铁流失速 (kg m ⁻² a ⁻¹)
	5	-0.3	-0.056	0~5a	-0.056
B-C-BY	20	-1.7	-0.083	5~20a	-0.092
В-С-В І	50	-9.7	-0.194	20~50a	-0.268
	500	1.8	0.004	50~500a	0.026
	50	-7.2	-0.144	0~50a	-0.144
	300	-7.4	-0.025	50~300a	-0.001
P-C-CX	700	-11.8	-0.017	300~700a	-0.011
	1000	-13.3	-0.013	700~1000a	-0.005
	2000	15.9	0.008	1000~2000a	0.029
	50	13.6	0.271	0~50a	0.271
P-N-ZS	200	14.2	0.071	50~200a	0.004
	600	51.1	0.085	200~600a	0.092
TNCH	100	7.7	0.077	0~100a	0.077
T-N-GH	1000	14.8	0.015	100~1000a	0.008
	30	33.2	1.106	0~30a	1.106
T-A-YT	100	47.5	0.475	30~100a	0.204
	200	47.8	0.239	100~200a	0.003
	60	36.8	0.613	0~60a	0.613
T-A-JX	150	39.2	0.261	60~150a	0.027
	300	69.1	0.230	150~300a	0.200
	30	6.6	0.221	0~30a	0.221
T-A-LS	150	25.5	0.170	30~150a	0.157
	300	31.4	0.105	150~300a	0.039

表 2 时间序列水稻土1m土体铁的流失量与流失速率

随着植稻年龄增加, 全铁流失速率却大幅度降低, 铁流失的最快速度发生在植稻初期, 其中铁的最大流失速率为1.106kg m⁻² a⁻¹, 出现在江西鹰潭低山丘陵区植稻30a的土壤剖面上(表2, T-A-YT).

3.3 全国尺度稻田土壤铁流失量

本研究通过三种方式估算了全国尺度稻田土壤铁流失总量,第一种把所研究的7个时间序列水稻土共28个土壤剖面分为两大类,一类为水稻土(共21个剖面),其1m土体全铁密度的平均值为58.2kg m⁻²;一类为起源土(共7个剖面),其1m土体全铁密度的平均值为78.8kg m⁻²;两者之差可认为由植稻引起的全铁流失量,为20.6kg m⁻².按照中国水稻土总面积45.7×10⁴km²(刘庆花等,2006),可计算得出中国稻田铁流失总量为9414.2Tg.

第二种依据本研究铁的流失模式分景观类型分别估算,依据目前已有研究资料:中国水稻土的地理分布(李庆逵,1992)、中国水稻种植区划(中国水稻研究所,1990)、中国古水稻的时空分布(龚子同等,2007),以及中国地形地貌图与全国土壤pH分布图等,粗略推测出发育于阶地景观的水稻土、长江中下游平原地区水稻土、碟型洼地的水稻土分别占中国水稻土总面积的30%、35%与5%(根据本文时间序列水稻土全铁数据结果,去除了平原地区石灰性母质发育的水稻土与洼地种植时间较短的水稻土,二者均未出现明显的铁流失).根据不同景观水稻土1m土体铁密度(不同种植年限的平均值)和起源土1m土体铁密度的差值,初步估算出阶地景观人为植稻引起的铁流失量约为4204.8Tg,沼泽景观人为植稻引起的铁流失

量约为41.4Tg,中国稻田铁流失总量约为8749.4Tg.可以看出,上述两种估计方法所得出的结果非常接近.根据不同景观时间序列水稻土铁的平均流失速率与其相应的土壤面积,估算出全国尺度稻田土壤铁流失通量的变化范围为46.4~195.7Tg a⁻¹.需要指出的是,由于铁流失总量与流失通量的计算中铁的密度仅基于本研究的7个时间序列水稻土数据,不同景观的水稻土面积也是基于目前间接资料的推算,因此铁流失数据可能具有一定的误差.

第三种依据收集的《中国土系志》(卢瑛、2017: 麻万诸和章明奎、2017; 王天巍、2017; 张凤荣等、 2017; 章明奎和麻万诸, 2017; 吴克宁等, 2019)中351 个土壤剖面数据以及矢量格式的全国土壤母质类型数 据(熊毅、1986)和全国100m网格土地覆被数据(张新时、 2007)对全国尺度稻田土壤铁流失总量进行了估算、结 果见表3. 收集到的351个土壤剖面隶属于7种母质, 其 中水稻土剖面共134个,非水稻土剖面共217个.本次统 计的水稻土面积共20.7×10⁴ km², 根据现有数据估算的 中国稻田铁流失量为2319.8Tg. 由于参与计算的水稻 土面积低于全国水稻土面积的50%, 因此铁的流失量 估算数据偏低. 如果水稻土面积按45.7×10⁴km²(刘庆 花等、2006)计算、中国稻田铁流失总量约为5121.5Tg. 此种方式估算的全国尺度稻田铁流失量的误差来源主 要有土壤剖面数量较少,不能覆盖所有母质类型,而不 同母质水稻土铁流失量存在较大差异、因此水稻土面 积简单复原到100%的估算方式存在一定的误差: 由于 不同地区和同一个地区的相同母质其组成可能存在不 均一性,因此假设母质均一估算的水稻土铁流失量数据也会产生一定的误差.

4 讨论

4.1 不同景观与母质类型时间序列水稻土铁流失 特征及其控制因素

土壤时间序列在研究土壤演化速率与方向、建立 土壤发生演化模型上具有重要的价值(Brantley, 2008; Chen等, 2015), 本研究中建立的发育于不同景观(排水 良好的阶地、受地下水波动影响的平原与常年淹水的 沼泽地)与母质类型(酸性、中性与石灰性)、具有千年 尺度(0~2000a)的时间序列水稻土为阐明稻田铁流失 的模式、速率及其控制因素提供了很好的对比. 研究 结果表明,不同景观与母质类型时间序列水稻土1m土 体内铁流失模式与速率不同. 位于低洼沼泽区石灰性 湖相沉积物发育的水稻土在50a内铁呈现一定的累积, 植稻50a后铁呈现流失趋势; 位于平原地区石灰性母质 发育的水稻土在1000a内铁循环是以土体内表层还原 淋溶与亚表层氧化淀积为主的内循环过程, 植稻1000a 后铁呈现流失趋势; 而位于平原和丘陵地区酸性和中 性母质发育的水稻土在植稻初期就出现铁的流失、随 植稻年龄增加铁的流失量增加、铁流失的最快速度发 生在植稻初期. 尽管铁流失的模式与速率不同, 但是 不论在何种景观起源于何种母质类型的水稻土, 其1m 土体内最终都会呈现出铁流失的趋势.

为更好地理解不同景观与母质类型时间序列水稻

		# . A .		→ → a =2,		
母质类型 -	剖面数(个)		1m土体全铁密度(kg m ⁻²)		- 水稻土面积(km²)	铁流失量(Tg)
	非水稻土	水稻土	非水稻土	水稻土	八百二面小(KIII)	以他八里(1g)
浅色粗结晶岩风化物	50	39	58.4	56.6	35859	64.9
浅色细结晶岩风化物	17	8	65.0	34.0	9023	279.6
砂页岩风化物	37	20	71.9	52.3	45983	898.2
石灰岩类风化物	28	12	72.4	61.3	30754	341.2
第四纪红黏土	4	4	52.9	50.4	10406	25.5
湖积物	49	36	65.3	60.3	61401	304.0
滨海沉积物	32	15	91.2	62.2	14047	406.4
合计	217	134	_	-	207474	2319.8

表 3 不同母质类型水稻土铁流失量 3)

a) 土壤剖面数据来源于《中国土系志》(卢瑛, 2017; 麻万诸和章明奎, 2017; 王天巍, 2017; 张凤荣等, 2017; 章明奎和麻万诸, 2017; 吴克宁等, 2019)

土铁流失特征的控制因素, 我们总结了铁的转化迁移 模型(图4)、展示铁在水稻土土体系统、土-水系统、 陆-海系统的转化迁移途径以及土体内部不同形态铁 的相互转化过程. 土壤中铁具有不同赋存形态: 如原生 硅酸盐矿物,次生黏土矿物,不同结晶度的铁(氢)氧化 物以及铁与有机质结合的络合物(Stucki等, 1988). 在 自然土壤演变过程中, 含铁原生矿物风化释放Fe(II), Fe(II)在氧化条件下很容易被氧化形成弱结晶Fe(III) (氢)氧化物, 随着成土过程的进行, 弱结晶态铁氧化物 或转化为晶态铁氧化物,或形成次生黏土矿物,或与有 机质结合形成有机无机复合体(Schwertmann, 1985). 在排水良好的条件下,铁主要以溶解性极低的Fe(III) 形式存在: 而在淹水还原条件下, Fe(III)为厌氧还原细 菌呼吸提供电子受体、发生还原反应形成高溶解性的 Fe(II)(Lovley等, 2004), 除厌氧还原反应, 质子溶解 (pH<零点电位)以及配位螯合作用(强有机酸存在条件 下)均可以增加铁在土体中的溶解性和移动性(Jansen等, 2003). 通过不同形态铁相互转化的条件可以看出, 土体内铁转化的影响因素主要是土体氧化还原状况、有机质含量、土壤酸碱度以及微生物状况(Schwertmann, 1985; 李晓敏等, 2019).

本研究中位于不同景观和具有不同母质类型的起源土人为植稻后,其1m土体内最终都会呈现出铁流失的趋势,表明人为灌溉引起的土壤水分状况变化是土壤铁流失的控制因素.处于冲积平原景观中性河流冲积物发育的水稻土(P-N-ZS),与起源土相比,人为周期性的灌溉加剧了土体内铁的还原,因此随植稻年龄增加铁流失量逐渐增加.而同样位于平原地区但发育于石灰性母质的时间序列水稻土(P-C-CX)却呈现不一样的铁流失特征,这可能由其起源母质的特性所决定.过去的研究表明,土体中的CaCO3会阻碍原生的硅酸盐铁向铁氧化物转化(Schwertmann, 1985),渍水土壤中

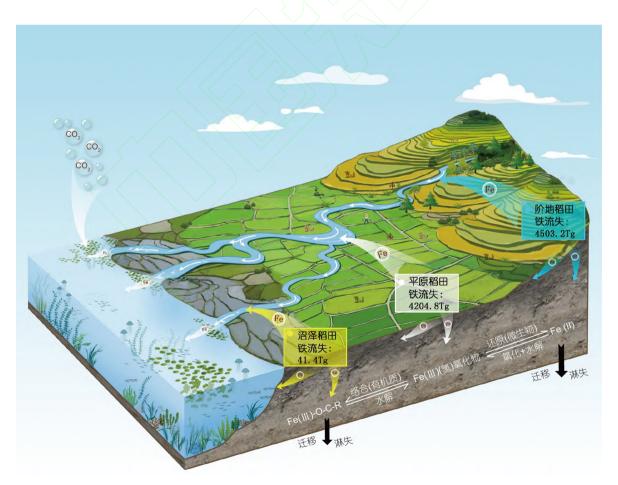


图 4 铁在水稻土土体系统、土-水系统和陆-海系统的转化迁移示意图

铁还原的临界Eh值在pH5时约为+300mV, pH6~7时约 为+300~+100mV, 而pH8时约为-100mV(Gotoh和Patrick, 1974). P-C-CX序列起源土的CaCO3含量与pH值 较高(表1, CaCO3为5.83%, pH为8.07), 淹水还原条件下 高CaCO3含量与弱碱性环境阻碍了铁的活化、移动与 淋溶损失(Gotoh和Patrick, 1974; Schwertmann, 1985), 使得土壤中铁淋失速率低于灌溉、施肥等铁的补给速 率, 因而植稻初期1m土体全铁密度增加. 随植稻年龄 增加、CaCO3不断淋失土壤pH由弱碱性趋于中性至弱 酸性、阻碍铁活化、移动与淋溶损失的环境条件不断 减弱、石灰性母质发育的水稻土最终向土体铁淋失的 方向发展, 在本研究中大约需要1000a的植稻时间. Chen等(2011)的研究表明、CaCO。是水稻土铁还原过 程的内因阈值,即只有当其淋失殆尽时,铁还原和相 应的磁性下降才显著开始. 因此, 起源母质中pH与 CaCO₃的含量也是土壤铁流失的控制因素. 处于沼泽 景观发育于石灰性湖相沉积物的时间序列水稻土(B-C-BY), 在植稻早期土体全铁密度随植稻年龄增加而 增加,一方面可能是起源母质中游离CaCO。的存在与 弱碱性环境阻碍了铁的活化、移动与淋溶损失(Gotoh 和Patrick, 1974; Schwertmann, 1985), 另一方面可能与 土壤有机质紧密相关. 有研究表明, 有机质是土壤中电 子的主要来源和有效络合剂, 在淹水条件下可以通过 还原与络合促进土壤铁活化、移动与淋溶损失(Jansen 等, 2003; Giannetta等, 2020). Chi等(2021)的研究认为 三江平原湿地开垦为稻田后、由于土壤有机质含量降 低、铁的溶解性和移动性随之降低、土壤剖面的全铁 密度随植稻年龄的增加逐渐增加. 因此, 起源母质中 有机质的含量也是土壤铁流失的控制因素. 由于在淹 水还原条件下酸性环境有利于促进土壤中铁的活化、 还原溶解与淋溶损失(Gotoh和Patrick, 1974; Schwertmann, 1985), 并且丘陵阶地的淋溶强度高于平原地区, 本研究位于丘陵阶地景观酸性母质发育的水稻土在几 十年至百年尺度内大量铁从土体中淋失, 由地形控制 的物质运移是影响该类型水稻土演变过程中铁迁移与 流失的控制因素. 由于外部自然环境、人类活动与土 壤内部属性都随时间而发生动态变化(Huang等, 2015), 因此所有时间序列水稻土铁流失特征都受植稻 年龄的控制. 上述结果表明, 起源母质中pH、CaCO3与 有机质的含量、地形控制的物质运移、人为灌溉引起 的土壤水分状况变化与植稻年龄共同决定了水稻土铁 流失的模式与速率.

4.2 稻田铁流失及其环境意义

铁被还原后其移动性增强、因此稻田周期性的灌 水大大促进了土体中铁的流失。张甘霖(1993)利用排 水采集小区、对第四纪红黏土发育的水稻土中铁输入 与输出的相对强度进行了分析、结果表明铁处于明显 亏损状态、铁主要以还原淋溶输出为主. Wu等(2019) 的研究表明, 同为发育于第四纪红黏土的旱地与水田, 在耕种大约20a后, 与旱地相比, 3m土体内水田的铁流 失了44%. 在水稻土研究方面, 中国土壤学家以及日本 学者很早就开始关注"白土"与"老朽化"水田(于天仁、 1959; 熊毅等, 1980; Kyuma, 2004), 研究认为这两类水 稻土主要的成土作用就是铁锰的还原淋溶与铁解淋溶 (Brinkman, 1970). 尽管植稻会引起土壤铁流失这一现 象很早就被注意到, 但是稻田铁流失的量化研究却未 受到应有的关注. 本研究对全国尺度稻田铁流失的粗 略估算结果表明、全国尺度稻田土壤铁流失通量约为 46.4~195.7Tg a⁻¹, 全国稻田铁流失总量约为 5121.5~9412.2Tg. 铁的循环涉及氧化还原、吸附、溶 解、沉淀及生物作用等多个过程,这些过程因受pH、 Eh、微生物过程等的影响而呈现出复杂多样性(李芳 柏和李勇珠、2019)。中国稻作历史悠久、稻田分布广 泛、类型众多、受人类活动影响剧烈, 影响稻田铁流 失的因素众多、空间差异显著, 因此全国稻田铁流失 的估算具有较大的不确定性. 水稻田和铁在时间和空 间上的动态变化可能是估算结果不确定性的主要来 源. 在时间方面, 植稻年龄不同铁流失量不同, 目前仅 考虑的是线性关系;实际上,铁流失量与植稻年龄间也 可能存在非线性关系、比如短期洪水或暴雨事件可能 导致稻田铁流失量发生骤变. 近年来, 极端气候事件 发生频率增加(朴世龙等, 2019), 未来需进一步探讨和 深入研究极端降水事件对稻田铁流失量的影响. 在空 间上, 一方面不同类型水稻土分布面积在不同地区可 能发生变化、稻田面积增加或减少是铁流失量估算不 确定性的重要影响因素、另一方面本研究时间序列水 稻土未涉及北方稻田,从文献中收集的351个土壤剖 面难以覆盖所有母质类型,而不同母质发育的水稻土 铁流失量存在较大差异、这些因素都会引起全国稻田 铁流失量估算的误差. 因此, 未来更系统全面的稻田 铁流失时空变化研究将减少稻田铁流失量估算的不确

定性. 尽管如此, 利用发育于不同景观与母质类型的时间序列水稻土以及通过文献收集土壤剖面估算国家尺度的稻田铁流失量仍不失为一种较为现实可行的途径.

1990年化学海洋学家马丁提出了著名的"铁假 说"(Martin, 1990), 认为是铁限制了HNLC海区的浮游 植物生产力, 进而影响了二氧化碳向海洋深层的输送. 此后、验证"铁假说"和以此为主题的海洋铁加富实验 成为该领域最受瞩目的研究方向之一(张武昌和孙松、 2002: 孙松等. 2009: Bovd等. 2012: 杜志恒等. 2013: Misumi等, 2014; Rembauville等, 2018). 由于人为向海 洋增铁固碳可能造成的环境负效应颇有争论、所以阐 明不同自然铁源对海洋的贡献变得尤为重要. 受多种 因素的制约, 铁的活化和迁移在不同类型的陆地生态 系统中速率和通量差异极大, 已有研究结果表明, 海 洋中铁的主要来源为河流冲积颗粒物与冰川沉积物, 这两种方式每年输出的铁分别为625~962Tg和 34~211Tg(表5), 然而由于河流与冰川颗粒物经常沉积 在海岸(Poulton和Raiswell, 2002), 直接进入海洋内部 的较少, 因此大气降尘(16Tg Fe a⁻¹)被认为是海洋中铁 输入的主要来源(Jickells等, 2005), 根据本研究的估算, 比较现有报道的各种海洋铁来源途径与通量(表5),发 现稻田铁流失具有举足轻重的地位. 稻田流失的铁可 能以溶解态铁(李芳柏和李勇珠, 2019)、有机无机复 合体(Giannetta等, 2020)或胶体颗粒形式(Zhang等, 2019)、随地表径流进入江河湖海或优先流进入地下水 (Huang等, 2018a). 从文献(屈翠辉等, 1984; 杨守业和 李从先, 1999; Poulton和Raiswell, 2002)收集的中国三 大水系珠江、长江与黄河流域水体悬浮物和表层沉积 物的全铁含量见表4. 数据表明不管是水体悬浮物还是 表层沉积物珠江与长江的全铁含量均大于黄河、这可 能和长江与珠江流域分布有大面积稻田有关. 由于上 述三大河流流域基岩、风化环境与沉积物来源不同, 因此引起其全铁在水体悬浮物和表层沉积物呈现这种 规律的原因需要进一步综合评估. 丁悌平等(2013)系 统研究了长江流域从源头到入海口的各个河段在不同 时期水体悬浮物化学组成的变化特征. 我们收集了文 中不同时空水体悬浮物的全铁数据,结果见图5. 通过 文中样点所处环境的描述可知, 从源区到宜宾(图5中 1~5号点位),河道两旁出露的岩石以碎屑沉积岩、火

样品来源	$\sim \sim $	-		
件前米源	上游	下游	河口	- 机炽物
珠江		7.10	_	-
长江	5.47±1.46	6.43±1.53	7.04	5.49
苦河		4.03	5 12	2 25

表 4 珠江、长江、黄河水体悬浮物与沉积物的全铁含量 $(Fe_2O_3, wt\%)^{a)}$

a) 数据由文献杨守业和李从先(1999)、屈翠辉等(1984)、Poulton和Raiswell(2002)计算而来

表 5 海洋铁个问的米源途径与迪量				
输入源	通量	文献		
河流冲积颗粒物 ¹⁾	625~962Tg a ⁻¹	Poulton和Raiswell(2002)		
冰川沉积物1)	$34\sim211 \text{Tg a}^{-1}$	Poulton和Raiswell(2002)		
大气降尘 ²⁾	$16 \mathrm{Tg}~\mathrm{a}^{-1}$	Jickells等(2005)		
海底热液2)	$14 \mathrm{Tg~a}^{-1}$	Poulton和Raiswell(2002)		
海岸侵蚀1)	8Tg a^{-1}	Poulton和Raiswell(2002)		
河流溶解态铁1)	1.5Tg a^{-1}	Poulton和Raiswell(2002)		
亚洲冰川释放的溶解态铁1)	23.8Gg a^{-1}	Li等(2019)		
全球冰川释放的溶解态铁1)	185Gg a^{-1}	Li等(2019)		
中国稻田铁流失1)	$46.4\sim195.7\mathrm{Tg~a}^{-1}$	本研究		

表 5 海洋铁不同的来源涂径与通量

¹⁾ 部分进入海洋, 2) 全部输入海洋

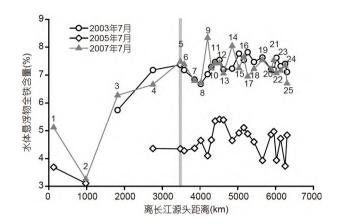


图 5 长江悬浮物中全铁含量的时空变化趋势 数据来自丁悌平等(2013), 1~5号点位为源区到宜宾段, 无水稻田, 5~25号点位为宜宾到长江口段, 分布有大面积的水稻田

成岩和变质岩为主. 从宜宾到宜昌(5~12号点位), 沿江 出露的岩石主要为含石膏的红层砂岩与灰岩, 且分布 着大片稻田. 从宜昌至长江口(12~25号点位), 第四纪 河湖相沉积物沿河广泛出露,在干流与支流两岸,分布 着大面积的稻田、由图5可知、不同时期(2003年7月、 2005年7月与2007年7月)源区到宜宾段(图5中1~5号点 位, 无水稻田)水体悬浮物全铁含量均低于宜宾到入海 口段(图5中5~25号点位,大面积的水稻田)水体悬浮物 全铁含量,这些变化规律可能表明稻田铁流失是河流/ 海洋一个潜在的物源贡献. 这些需在未来的研究中进 一步证实, 本文所获得的数据仅能阐明全国稻田1m土 体铁流失的通量、未来需对稻田铁流失形式、途径与 去向进行量化研究,同时还需要对物源进行铁的同位 素示踪研究(Wiederhold, 2015; Huang等, 2018b), 以更 好地评估稻田对全球海洋铁输入的贡献。尽管由于植 稻引起土壤流失的铁不会全部进入海洋, 但是与目前 其他途径同样不会直接输入海洋的铁流失通量相比 (表5), 中国稻田铁流失通量非常可观. 有理由相信, 从 全球尺度来看, 东亚、南亚、南美、西非, 这些具有较 大稻田分布面积的地区, 陆地-海洋之间的铁输移通量 可能会高于无稻田分布的环境,这无疑需要进一步的 系统评估.

5 结论

本研究以发育于不同景观与母质类型的时间序列

水稻土和相关大量文献数据为基础, 阐明了稻田铁流 失的模式、速率及其控制因素,并估算了中国稻田铁 流失总量, 结果表明, 位于低洼沼泽区石灰性湖相沉 积物发育的水稻土在50a内铁呈现一定的累积, 之后呈 现流失趋势: 位于平原地区石灰性母质发育的水稻土 在1000a内铁以土体内表层还原淋溶与亚表层氧化淀 积的内循环过程为主,之后呈现流失趋势;而位于平原 与丘陵地区酸性和中性母质发育的水稻土在植稻初期 就出现铁的流失,随植稻年龄增加铁的流失量增加,铁 流失的最快速度发生在植稻初期、起源母质pH、 CaCO。与有机质的含量、地形控制的物质运移、人为 灌溉引起的土壤水分状况变化与植稻年龄是稻田铁流 失模式和速率的主控因素. 根据现有数据粗略估算出目 前全国尺度稻田土壤铁流失通量约为46.4~195.7Tg a⁻¹, 全国稻田铁流失总量约为5121.5~9412.2Tg、稻田流失 的铁通过河川径流输出对区域或全球尺度下铁的生物 地球化学循环过程可能存在较大的影响. 由于铁对环 境具有重要意义、因此更系统全面的稻田铁流失时空 变化以及稻田铁流失形式、途径与去向的量化研究将 为评估稻田对全球海洋铁输入的贡献提供重要的 依据.

参考文献

陈留美, 张甘霖. 2011. 土壤时间序列的构建及其在土壤发生研究中的意义. 土壤学报, 48: 419-428

丁悌平, 高建飞, 石国钰, 陈峰, 王成玉, 韩丹, 罗续荣. 2013. 长江水中悬浮物含量与矿物和化学组成及其地质环境意义. 地质学报, 87: 634-660

杜志恒, 效存德, 李向应. 2013. 生物活性元素Fe来源及其溶解度影响因素研究综述. 地球科学进展, 28: 597-607

高玉, 董广辉, 杨晓燕, 陈发虎. 2020. 史前农业传播: 从中国南方到中南半岛. 中国科学: 地球科学, 50: 5-16

龚子同, 陈鸿昭, 袁大刚, 赵玉国, 吴运金, 张甘霖. 2007. 中国古水稻的时空分布及其启示意义. 科学通报, 52: 562-567

龚子同, 黄荣金, 张甘霖. 2014. 中国土壤地理. 北京: 科学出版社. 636

龚子同. 1999. 中国土壤系统分类: 理论·方法·实践. 北京: 科学出版 計 003

李芳柏, 李勇珠. 2019. 稻田体系中铁的生物地球化学过程及铁同位素分馏机制研究进展. 生态环境学报, 28: 1251-1260

李庆逵. 1992. 中国水稻土. 北京: 科学出版社. 545

李晓敏, 牟山, 陈娅婷, 刘同旭, 董军, 李芳柏. 2019. 稻田土壤微生物

- 驱动的微好氧亚铁氧化耦合碳同化过程. 中国科学: 地球科学, 49: 1948-1959
- 刘庆花, 史学正, 于东升, 赵永存, 孙维侠, 王洪杰. 2006. 中国水稻土有机和无机碳的空间分布特征. 生态环境学报, 15: 659-664
- 刘若琳, 郭柏, 王茂宇, 李伟强, 杨涛, 凌洪飞, 陈天宇. 2020. 晚中新世以来西太平洋深水溶解铁来源的同位素示踪. 中国科学: 地球科学. 50: 1582–1595
- 卢瑛. 2017. 中国土系志: 广东卷. 北京: 科学出版社. 350
- 麻万诸,章明奎. 2017. 中国土系志: 浙江卷. 北京: 科学出版社. 357 朴世龙,张新平,陈安平,刘强,连旭,王旭辉,彭书时,吴秀臣. 2019. 极端气候事件对陆地生态系统碳循环的影响. 中国科学: 地球科学,49: 1321-1334
- 屈翠辉,郑建勋,杨绍晋,钱琴芳,杨亦男. 1984. 黄河、长江、珠江 下游控制站悬浮物的化学成分及其制约因素的研究. 科学通报, 17: 1063–1066
- 宋金明, 王启栋. 2020. 冰期低纬度海洋铁-氮耦合作用促进大气 CO_2 吸收的新机制. 中国科学: 地球科学, 50: 173–174
- 孙松, 蒲新明, 张永山. 2009. 南大洋普里兹湾的铁加富实验: 对铁假说的检验. 中国科学D辑: 地球科学, 39: 212-221
- 王天巍, 2017. 中国土系志: 湖北卷, 北京: 科学出版社, 362
- 吴克宁, 李玲, 鞠兵, 陈杰. 2019. 中国土系志: 河南卷. 北京: 科学出版社. 450
- 熊毅, 徐琪, 陆彦椿, 刘元昌, 朱洪官. 1980. 中国太湖地区水稻土. 上海: 上海科学技术出版社. 98
- 熊毅. 1986. 中国土壤图集. 北京: 地图出版社. 216
- 杨守业,李从先. 1999. 长江与黄河沉积物元素组成及地质背景. 海洋地质与第四纪地质. 19: 21-28
- 于天仁. 1959. 太湖流域地产"白土"的成因及改良. 土壤学报, 7: 41-57
- 张凤荣, 刘黎明, 王秀丽, 孔祥斌. 2017. 中国土系志: 北京天津卷. 北京: 科学出版社. 343
- 张甘霖, 龚子同. 1993. 淹水条件下土壤中元素迁移的地球化学特征. 土壤学报, 30: 355-365
- 张甘霖, 龚子同. 2011. 土壤调查实验室分析方法. 北京: 科学出版社. 254
- 张甘霖, 宋效东, 吴克宁. 2021. 地球关键带分类方法与中国案例研究. 中国科学: 地球科学, 51: 1681-1692
- 张甘霖,朱永官,邵明安. 2019. 地球关键带过程与水土资源可持续利用的机理. 中国科学: 地球科学, 49: 1945-1947
- 张甘霖. 1993. 水耕条件下元素迁移规律与土壤发生演化的研究. 博士学位论文. 南京: 中国科学院南京土壤研究所. 1–96
- 张武昌, 孙松. 2002. 铁假说和HNLC海区的现场铁加富实验. 地球科学进展, 17: 612-615
- 张新时. 2007. 中国植被及其地理格局. 北京: 地质出版社. 226章明奎, 麻万诸. 2017. 中国土系志: 福建卷. 北京: 科学出版社. 420郑姚闽, 牛振国, 宫鹏, 戴永久, 上官微. 2013. 湿地碳计量方法及中

- 国湿地有机碳库初步估计. 科学通报, 58: 170-180
- 中国水稻研究所. 1990. 中国水稻种植区划. 杭州: 浙江科学技术出版社. 48
- Boyd P W, Bakker D C E, Chandler C. 2012. A new database to explore the findings from large-scale ocean iron enrichment experiments.

 Oceanography, 25: 64–71
- Brantley S L. 2008. Understanding soil time. Science, 321: 1454–1455 Brinkman R. 1970. Ferrolysis, a hydromorphic soil forming process. Geoderma, 3: 199–206
- Chen L M, Zhang G L, Effland W R. 2011. Soil characteristic response times and pedogenic thresholds during the 1000-year evolution of a paddy soil chronosequence. Soil Sci Soc Am J, 75: 1807–1820
- Chen L M, Zhang G L, Rossiter D G, Cao Z H. 2015. Magnetic depletion and enhancement in the evolution of paddy and non-paddy soil chronosequences. Eur J Soil Sci, 66: 886–897
- Chi G Y, Zhu B, Huang B, Chen X, Shi Y. 2021. Spatiotemporal dynamics in soil iron affected by wetland conversion on the Sanjiang Plain. Land Degrad Dev, 32: 4669–4679
- Giannetta B, Siebecker M G, Zaccone C, Plaza C, Rovira P, Vischetti C, Sparks D L. 2020. Iron(III) fate after complexation with soil organic matter in fine silt and clay fractions: An EXAFS spectroscopic approach. Soil Tillage Res, 200: 104617
- Gong Z T. 1986. Origin, evolution and classification of paddy soils in China. Adv Soil Sci, 5: 174–200
- Gotoh S, Patrick Jr W H. 1974. Transformation of iron in a waterlogged soil as influenced by redox potential and pH. Soil Sci Soc Am J, 38: 66–71
- Han G Z, Zhang G L. 2013. Changes in magnetic properties and their pedogenetic implications for paddy soil chronosequences from different parent materials in South China. Eur J Soil Sci, 64: 435– 444
- Huang L M, Jia X X, Shao M A, Chen L M, Han G Z, Zhang G L. 2018a. Phases and rates of iron and magnetism changes during paddy soil development on calcareous marine sediment and acid Quaternary red-clay. Sci Rep, 8: 444
- Huang L M, Jia X X, Zhang G L, Thompson A, Huang F, Shao M A, Chen L M. 2018b. Variations and controls of iron oxides and isotope compositions during paddy soil evolution over a millennial time scale. Chem Geol, 476: 340–351
- Huang L M, Thompson A, Zhang G L, Chen L M, Han G Z, Gong Z T. 2015. The use of chronosequences in studies of paddy soil evolution: A review. Geoderma, 237-238: 199–210
- Jansen B, Nierop K G J, Verstraten J M. 2003. Mobility of Fe(II), Fe (III) and Al in acidic forest soils mediated by dissolved organic matter: Influence of solution pH and metal/organic carbon ratios. Geoderma, 113: 323–340

- Jickells T D, An Z S, Andersen K K, Baker A R, Bergametti G, Brooks N, Cao J J, Boyd P W, Duce R A, Hunter K A, Kawahata H, Kubilay N, laRoche J, Liss P S, Mahowald N, Prospero J M, Ridgwell A J, Tegen I, Torres R. 2005. Global iron connections between desert dust, ocean biogeochemistry, and climate. Science, 308: 67–71
- Kyuma K. 2004. Paddy Soil Science. Japan: Kyoto Univ. Press. 280 Lam P J, Bishop J K B. 2008. The continental margin is a key source of
- iron to the HNLC North Pacific Ocean. Geophys Res Lett, 35: L07608
- Lannuzel D, Schoemann V, de Jong J, Tison J L, Chou L. 2007.
 Distribution and biogeochemical behaviour of iron in the East Antarctic sea ice. Mar Chem, 106: 18–32
- Li X Y, Ding Y J, Hood E, Raiswell R, Han T D, He X B, Kang S C, Wu Q B, Yu Z B, Mika S, Liu L S, Li Q J. 2019. Dissolved iron supply from Asian glaciers: Local controls and a regional perspective. Glob Biogeochem Cycle, 33: 1223–1237
- Liu Y L, Ge T D, van G K J, Yang Y H, Wang P, Cheng K, Zhu Z K, Wang J K, Li Y, Guggenberger G, Sardans J, Penuelas J, Wu J S, Kuzyakov Y. 2021. Rice paddy soils are a quantitatively important carbon store according to a global synthesis. Commun Earth Environ, 2: 154
- Lovley D R, Holmes D E, Nevin K P. 2004. Dissimilatory Fe(III) and Mn(IV) reduction. Adv Microb Physiol, 49: 219–286
- Martin J H, Fitzwater S E. 1988. Iron deficiency limits phytoplankton growth in the north-east Pacific subarctic. Nature, 331: 341–343
- Martin J H. 1990. Glacial-interglacial CO₂ change: The Iron Hypothesis. Paleoceanography, 5: 1–13
- Misumi K, Lindsay K, Moore J K, Doney S C, Bryan F O, Tsumune D, Yoshida Y. 2014. The iron budget in ocean surface waters in the

- 20th and 21st centuries: Projections by the Community Earth System Model version 1. Biogeosciences, 11: 33–55
- Ponnamperuma F N. 1972. The chemistry of submerged soils. Adv Agron, 24: 29–96
- Poulton S W, Raiswell R. 2002. The low-temperature geochemical cycle of iron: From continental fluxes to marine sediment deposition. Am J Sci, 302: 774–805
- Rembauville M, Salter I, Dehairs F, Miquel J C, Blain S. 2018. Annual particulate matter and diatom export in a high nutrient, low chlorophyll area of the Southern Ocean. Polar Biol, 41: 25–40
- Schoeneberger P J, Wysocki D A, Benham E C. 2012. Field Book for Describing and Sampling Soils. 3rd ed. Lincoln: National Soil Survey Center. 300
- Schwertmann U. 1985. The effect of pedogenic environments on iron oxide minerals. Adv Soil Sci, 1: 171–200
- Stucki J W, Goodman B A, Schwertmann U. 1988. Iron in Soils and Clay Minerals. Netherlands: Springer, Dordrecht. 894
- Wiederhold J G. 2015. Metal stable isotope signatures as tracers in environmental geochemistry. Environ Sci Technol, 49: 2606–2624
- Wu H Y, Song X D, Zhao X R, Zhang G L. 2019. Conversion from upland to paddy field intensifies human impacts on element behavior through regolith. Vadose Zone J, 18: 190062
- Yu T R. 1985. Physical Chemistry of Paddy Soils. Berlin: Springer-Verlag. 217
- Zhang G L, Gong Z T. 2003. Pedogenic evolution of paddy soils in different soil landscapes. Geoderma, 115: 15–29
- Zhang S G, Li X, Yang Y C, Li Y C, Chen J Q, Ding F J. 2019.
 Adsorption, transformation, and colloid-facilitated transport of nano-zero-valent iron in soils. Environ Pollutants Bioavailability, 31: 208–218

(责任编委: 李彦)