Classified Index:
U.D.C:

Dissertation for the Master Degree in Agriculture

SDUDIES ON THE CHANGES CHARACTERISTIC OF BLACK SOIL ORGANIC CARBON FRACTIONS WITH DIFFERENT FORMS IN HEILONGJIANG PROVINCE

Candidate: Lin Ying
Supervisor: Prof. Zhou Lianren
Academic Degree Applied for: Master of Agriculture
Speciality: Soil Science
Date of Oral Examination: May, 2010
University: Northeast Agricultural University

Y1787151

目 录

中文摘要……I
英文摘要……III
1 前言……1
1.1 研究目的与意义……1
1.2 国内外研究动态……2
1.2.1 SOC 研究国内外现状……2
1.2.2 农业土壤碳、氮储量和变化趋势……3
1.2.3 土壤有机碳周转的影响因素……4
1.2.4 土壤有机碳组分研究现状……6
2 材料与方法……10
2.1 研究区域概况……10
2.2 土样的采集和分析……10
2.3 测定项目与方法……11
2.3.1 土壤理化及生物性质的测定……11
2.3.2 不同形态碳含量的测定……11
2.4 试验数据处理……11
3 结果与分析……12
3.1 不同黑土区土壤有机碳-全氮含量变化特征分析……12
3.1.1 土壤总有机碳-全氮随纬度的变化……12
3.1.2 各地区土壤总有机碳含量变化特征……13
3.1.3 各地区土壤全氮含量变化特征……14
3.1.4 土壤有机碳全氮含量相关分析……14
3.1.5 各地区 C/N 变化特征……15
3.2 不同黑土地区不同形态土壤有机碳含量变化特征分析……16
3.2.1 不同形态土壤有机碳随纬度变化规律……16
3.2.2 土壤微生物量碳含量变化特征……17
3.2.3 土壤水溶性碳含量变化特征……19
3.2.4 土壤矿化碳含量变化特征……21
3.3 不同黑土区土壤理化性质的变化特征……25
3.3.1 土壤水分的变化……25
3.3.2 土壤容重的变化……29
3.3.3 土壤 CEC 的变化……31
3.4 土壤不同形态碳相关分析……33
3.4.1 不同形态土壤有机碳与土壤总有机碳相关分析……33
3.4.2 不同形态土壤有机碳之间的相关分析……35

3.5 土壤总碳、不同形态有机碳与土壤性质的相关分析……36
3.5.1 土壤总碳、有机碳组分与土壤物理性质的相关分析……36
3.5.2 土壤总碳、有机碳组分与土壤 CEC 的相关分析……40
4 讨论……43
4.1 土壤有机碳及其碳组分……43
4.1 土壤有机碳及其碳组分与土壤理化性质……43
5 结论……44
致谢……45
参考文献……46
攻读硕士学位期间发表的学术论文……54

CONTENTS

Chinese Abstract I
English Abstract III
1 Introduction 1
1.1 The purpose and meaning of research 1
1.2 Domestic and international research current situation 2
1.2.1 Domestic and international research current situation of SOC 2
1.2.2 Carbon storage and azote storage of soil and changed trend 3
1.2.3 The factors to impact turnover of soil organic carbon 4
1.2.4 Research current situation of compositions of soil organic carbon 6
2 Material and Methods 10
2.1 The natural state of experiment area 10
2.2 Gather and analysis of soil 10
2.3 The items and method of analysis 11
2.3.1 Determination of soil physicochemical and biological nature 11
2.3.2 Determination of different shape carbon 11
2.4 Handling on experimental data 11
3 Results and discussion 12
3.1 Analysis on changed characteristic between soil organic carbon & total nitrogen of different area 12
3.1.1 Change of soil organic carbon & total nitrogen along with latitude 12
3.1.2 Changed characteristic of soil organic carbon of different area 13
3.1.3 Changed characteristic of soil total nitrogen of different area 14
3.1.4 Relativity analysis between organic carbon and total nitrogen 14
3.1.5 Changed characteristic of soilC/N of different area 15
3.2 Analysis on changed characteristic of compositions of soil organic carbon of different area 16
3.2.1 Changed characteristic of soil organic carbon compositions along with latitude 16
3.2.2 Changed characteristic of SMBC 17
3.2.3 Changed characteristic of WSOC 19
3.2.4 Changed characteristic of Mineralizable carbon 21
3.3 Changed characteristic of soil nature of different area 25
3.3.1 Change of soil water content 25
3.3.2 Change of soil bulk bensity 29
3.3.3 Change of soil CEC 31
3.4 Relativity analysis of different shape carbon 33
3.4.1 Relativity analysis between soil organic carbon and compositions of organic carbon 33

3.4.2 Relativity analysis between compositions of organic carbon ····35
3.5 Changed characteristic of soil nature of different area ····36
3.5.1 Relativity analysis between soil organic carbon and compositions of organic carbon with physical property ····36
3.5.2 Relativity analysis between soil organic carbon and compositions of organic carbon with CEC ····40
4 Dicussion ····43
4.1 compositions of organic carbon ····43
4.2 soil organic carbon and compositions of organic carbon with soil nature ····43
5 Conclusion ····44
Acknowledgement ····45
References ····46
Published article during specializing the degree of master ····54

独 创 声 明

本人声明所呈交的学位论文是本人在导师指导下进行的研究工作及取得的研究成果。据我所知，除了文中特别加以标注和致谢的地方外，论文中不包含其他人已经发表或撰写过的研究成果，也不包含未获得_____（注：如没有其他需要特别声明的，本栏可空）或其他教育机构的学位或证书使用过的材料。与我一同工作的同志对本研究所做的任何贡献均已在论文中作了明确的说明并表示谢意。

学位论文作者签名：刘毅 日期：2010年6月4日

学位论文版权使用授权书

本学位论文作者完全了解学校有关保留、使用学位论文的规定，学校有权保留并向国家有关部门或机构送交论文的复印件和磁盘，允许论文被查阅和借阅。本人授权学校可以将学位论文的全部或部分内容编入有关数据库进行检索，可以采用影印、缩印或扫描等复制手段保存、汇编学位论文。（保密的学位论文在解密后适用本授权书）

学位论文作者签名：刘毅 日期：2010年6月4日

导 师 签 名：周建山 日期：2010年6月4日

摘 要

通过施肥增加土壤有机质(碳)含量能有效地改善土壤的理化性质，相关的报道很多，但对于黑土有机碳组分之间及有机碳组分与土壤理化性质之间关系的直接研究并不多见。本研究拟选定土壤总有机碳（TOC）以及普遍认为可以较好反映土壤变化特点的三种活性碳组分微生物碳（SMBC）、水溶性碳（WSOC）、可矿化碳作为测定指标，针对黑龙江省四个黑土区域嫩江、海伦、绥化、双城不同形态土壤有机碳以及不同形态有机碳与土壤物理、化学性质之间的相关性进行了研究，旨在使人们能够更清楚的了解黑土不同形态有机碳变化特征及其生态学意义，探求土壤全碳敏感指示因子，对评价土壤有机碳和土壤肥力状况有重要意义。

结果表明，嫩江的含水量、田间持水量最高，双城的最低，比较后可知嫩江>海伦>绥化>双城，整体从南到北供水保水能力呈增强趋势。双城的容重最高，嫩江的最低，比较后可知嫩江<海伦<绥化<双城，黑龙江省黑土区从北到南土壤越紧实，土壤结构恶化程度越大。土壤阳离子交换量分析可知，从双城到绥化到海伦供肥保肥能力呈增强趋势。

土壤微生物量碳平均值含量比较可知嫩江>海伦>绥化>双城，嫩江、海伦、绥化分别比双城增高了 68.24%、32.25%、25.73%，根据微生物量碳含量进行差异性比较可知嫩江和其他三个黑土区差异显著，海伦、绥化、双城之间差异不显著。从分段分析中也可以看到，嫩江在最大含量>400.00 mg/kg 含量中所占比例最大，而双城最小，而在最小含量 100.00-200.00 mg/kg 含量中双城占的比例最高，整体从南到北呈现升高趋势。水溶性碳分析可知，从双城到绥化到海伦呈增强趋势。土壤矿化碳培养过程中各地区矿化碳的动态变化有明显不同，海伦、绥化地区表现出相近的变化趋势，前期日均矿化量较低，在中期出现了日均矿化量的峰值。双城地区日均矿化量前期变化平稳，中期和后期变化趋势与海伦、绥化地区相近。嫩江地区前期日均矿化量较高，在 3-9 天之间出现了日均矿化量的峰值，之后表现为迅速下降趋势，随着培养时间的延长，日均矿化量在 33-36 天时再一次出现了高峰，然后呈递减趋势。累积矿化碳量分析可知，平均值含量比较嫩江>海伦>绥化>双城，整体从南到北呈现升高趋势。

黑土有机碳含量、不同形态有机碳含量和全氮含量与纬度均呈显著性正相关，说明水热条件决定了不仅有机碳和全氮的空间分布，同时也决定了不同形态有机碳的空间分布。土壤不同形态有机碳与土壤总碳相关性极显著，土壤微生物量碳、水溶性碳、累积矿化碳之间两两呈极显著线性正相关。土壤总碳及不同形态有机碳和容重之间均呈极显著线性负相关，和含水量、田间持水量均呈极显著线性正相关，土壤总碳及不同形态有机碳和 CEC 之间均呈显著线性正相关，说明土壤总碳及不同形态有机碳和土壤的理化性质密切相关。

关键词 黑土不同形态有机碳；有机碳；微生物量碳；水溶性碳；矿化碳

Studies on the Changes Characteristic of Black Soil Organic Carbon Fractions with Different Forms in Heilongjiang Province

Abstract

Generally believing, increasing the content of soil organic matter can effectively improve the soil chemicophysical properties. However, correlations between black soil organic carbon fractions themselves and theirs with variable links to soil chemicophysical properties have not be well understood. In this paper, the measurement index of TOC and three labile carbon soil microbial biomass carbon(SMBC)、water soluble organic carbon(WSOC)、Potentially Mineralisable carbon which can better reflect change of soil characteristics were selected, in order that people can better understanding the variation characteristics and its ecological significance soil of black soil organic carbon fractions in cold. Explore soil total carbon sensitive indicator factor is of significance to evaluation soil organic carbon and soil fertility. Aim of this study is to investigate relationships of soil organic carbon fractions and their soil physical, chemical properties in four black soil regions of Heilongjiang Province: Nenjiang, Hailun, Suihua, shuangcheng.

The result shows that Nenjiang's water content and field capacity is the highest, Shuangcheng is the lowest, Nenjiang> Hailun> Suihua> Shuangcheng by comparing, on the whole, the supply and preserve water capacity has an increasing trend from south to north. Shuangchang's bulk density is the highest, Nenjiang is the lowest, Nenjiang< Hailun< Suihua< Shuangcheng by comparing. Soil of black soil region is more compact , the soil structure deterioration is more serious from north to south in Heilongjiang Province. Analysising of soil cation exchange capacity shows that capacity of applying and conservating fertilize has an increasing trend from Shuangcheng to Suihua to Hailun.

The average content of the soil microbial biomass carbon is Nenjiang> Hailun> Suihua>Shuangcheng, Nenjiang, Hailun, Suihua higher than Shuangcheng 15.89%, 49.16% and 55.13% respectively. According to differences in soil microbial biomass carbon content, The black soil of Nen River is significant difference from the three region, but few differences between Hailun, Suihua and Shuangcheng. From segmental analysis, we can know that the largest proportion of maximum content >400.00 mg/kg is Nenjiang, the smallest proportion is Shuangcheng, in the minimum content 100.00-200.00 mg/kg, highest proportion is Shuangcheng, it has an rising trend on the whole from south to north. From analysis of water soluble organic carbon, we can know that it has an increasing trend from Shuangcheng to Hailun. Soil mineralisable's dynamic changes carbon is significantly different in the cultivation process by region; The variation

trend of Hailun and Suihua is similar, the average daily amount of mineralized carbon is lower at prior period, peak value arises in middle period. The average daily amount of mineralized carbon in Chuangcheng changes smoothly at prior period, the variation trend is similar with Hailun and Suihua at middle period and later period. The average daily amount of mineralized carbon in Neijiang is higher, peak value arises between 3-9 days, after that, decline rapidly, As the cultivation time extending, the average daily amount of mineralized carbon arises peak value again between 33-36 days, after that, decreasing. Through analysis with the accumulative amount of mineralized carbon, we can know that Hailun> Nenjiang> Suihua> Shuangcheng for comparing the average content, it has an rising trend on the whole from south to north.

Black soil organic carbon content, organic carbon fractions content and total nitrogen content with latitude all present positive correlation, it shows that hydrothermal conditions not only determine the organic carbon and spatial distribution of nitrogen, but also determine spatial distribution of organic carbon fractions. Correlation of soil organic carbon fractions and soil total carbon is obvious. Soil microbial biomass carbon, water soluble organic carbon, accumulative mineralized carbon present positive correlation obviously each other. Soil total carbon and fractions themselves with bulk density all present negative correlation ,but with water content, field capacity all present positive correlation obviously, soil·total carbon and fractions themselves with CEC all present positive correlation, it shows that soil total carbon and fractions is bound up with the soil chemicophysical properties.

Key words soil organic Carbon fractions with different Forms; organic carbon; soil microbial biomass carbon (SMBC); water soluble organic carbon (WSOC); mineralizable carbon

Candidate: Liu Ying
Speciality: Soil Science
Supervisor: Prof. Zhou Lianren

1 前言

1.1 研究目的及意义

土壤是陆地生态系统的重要组成成分，它与大气和陆地生物群落共同组成了系统中碳与植物营养元素的主要贮存库和交换库。土壤有机碳是土壤中较为活跃的部分，是土壤养分循环转化的核心。全球约有 1400～1500Gt (1Gt=10^9 t)的碳是以有机质形式储存于土壤中，是陆地植被碳库(500～600Gt)的 2～3 倍，是全球大气碳库(750Gt)的 2 倍多。因此，土壤有机碳库量的微小变化，都会对大气温室气体浓度及全球气候产生相当大的影响。土壤有机碳(SOC)水平受诸多因素影响，这些因素之间又互相影响，主要有母质、质地、气候、土壤 pH、土地利用与管理、地形等，控制与管理相关的这些因子可以提高土壤 C 截获从而降低全球气候变化，然而，在评价变化之前，首先应了解土壤有机 C 的基本情况，研究有机 C 和这些因素的关系确定空间分布模式和 SOC 的变化（McGrath D，2003）。东北地区黑土是主要的土壤类型，集中分布在北纬 44 ～ 49°，东经 125 ～ 127° 之间，黑龙江、吉林两省中部较多，多见于滨北、滨长铁路沿线的两侧，北界直到黑龙江右岸、南界到吉林省公主岭市，西界与松嫩平原的黑钙土和盐渍土接壤，东界则可延伸到小兴安岭和长白山等山间谷地以及三江平原的边缘（黑龙江土壤普查办公室，1999）。黑龙江省是农业大省，耕地面积占全国 1/10，是典型的寒地旱作农业区，东北黑土区是世界上三大黑土区之一，开垦历史已有 100～300 年。黑土开垦后，黑土的肥力性状发生了变化，有部分土壤向不断培肥熟化的方向发展，但大量的、比较普遍的则是土壤肥力呈不断下降的趋势。黑土退化主要表现在土壤水土流失严重，有机质含量下降，土壤养分减少，土壤理化性状恶化，动植物区系减少等，严重地影响着黑龙江省农业持续高效发展。经过近 200 年的演替及开垦，东北黑土有机质从日益锐减的趋势达到新的平衡，土壤肥力进入新的平衡状态，对黑土有机质特性（物理、化学及生物性质）空间分布的充分了解，是管理好土壤养分和合理施肥的基础，可以为进一步了解黑土有机质退化机理奠定基础。

土壤有机碳是土壤质量的一个极其重要的属性，它影响土壤物理、化学和生物性质与过程（HAYNES R J，2005）。SOC 含量和质量被认为是评价管理措施可持续性的重要因子（GREGORICH E G，1994）。土壤有机碳含量是土壤肥力及环境质量状况的最重要表征，是制约土壤理化性质的关键因素，保持土壤中丰富的有机质含量是土地持续利用和作物高产稳产的先决条件。农田生态系统土壤有机碳含量取决于其年形成量和分解量的相对大小。一方面是外来有机碳不断输入，并经微生物分解转化形成新的土壤有机碳；另一方面是土壤原有有机碳不断地被分解和矿化。由有机碳输入及在土壤中转化和矿化过程所构成的物流通量称作土壤有机碳周转。土壤有机碳周转是一个十分复杂的流通和转化的动力学过程（Jenkinson and Rayner J H，1977）。这个过程受气候条件、土壤性质、土地利用方式、耕作制度等自然和人为因素的综合影响，在以上因素中，有些因素的作用尚不十分清楚，同时，黑土作为黑龙江省重要的农田土壤，无论是在农业生产，还是碳素平衡都起着重要作用。

土壤有机碳(soil organic carbon SOC)，在很大程度上影响着土壤结构的形成和稳定性、

土壤的持水性能和植物营养的生物有效性以及土壤的缓冲性能和土壤生物多样性，起着缓解和调节与土壤退化及土壤生产力有关的一系列土壤过程，是反映土壤质量或土壤健康的一个重要指标，直接影响土壤肥力和作物产量的高低。土壤碳库动态平衡是土壤肥力保持和提高的重要内容，它与作物营养、土壤管理关系密切，直接影响作物产量和土壤肥力的高低(Lefroy R D et al，1993；曹志洪等，1995)，一般认为，土壤有机碳含量与土壤肥力高低呈正相关。而近年来，有学者指出（Blair B J et al，1993；张付申，1996)，当土壤肥力达到一定水平或有机碳含量超过一定数量时，两者之间不是正相关，这实际上存在着有机碳的质量问题。Blair 和 Lefroy (1995)根据碳素周转速率将土壤中的有机碳分为 5 个碳库，即有效碳（Available carbon)、水溶性有机碳（Water-soluble organic carbon,WSOC)、易分解碳（Labile carbon)、可矿化碳（Minerliable carbon)、微生物量碳（Microbial carbon)，他认为土壤碳库的变化主要发生在易分解碳库里。Biederbeck 和 Zentner（1994） 也认为 ,土壤有机质的短暂波动主要发生在易分解部分 ,并选择易分解碳、可矿化碳及微生物量碳作为土壤有机碳变化的指示因子（Biederbeck 和 Zentner，1994)。Wolters 和 Joergensen（1993）认为土壤微生物量碳/全碳的比值可以作为土壤碳库质量的敏感因子，土壤可矿化碳/全碳的比值可以用来表示土壤有机碳的活性（Wolters 和 Joergensen，1993)。由于土壤活性有机碳对外界环境的变化较总有机碳更敏感，可以反映土壤全碳的微小变化，又直接参与土壤生物化学转化过程，因而可作为评价土壤碳平衡及肥力状况的重要指标（徐阳春和沈其荣，2002)。

增加土壤有机质(碳)含量能有效地改善土壤的物理性质，相关的报道很多，但对于黑土有机碳组分之间及有机碳组分与土壤理化性质之间关系的直接研究并不多见。本研究拟选定土壤总有机碳（TOC）以及普遍认为可以较好反映土壤变化特点的三种活性碳组分微生物碳（SMBC)、水溶性碳（WSOC)、可矿化碳作为测定指标，针对黑龙江省四个黑土区域土壤有机碳组分以及有机碳组分与土壤物理、化学性质之间的相关性进行了研究，旨在使人们能够更清楚的了解黑土有机碳组分变化特征及其生态学意义，探求土壤全碳敏感指示因子，对评价土壤有机碳和土壤肥力状况有重要意义。

1.2 国内外研究动态

1.2.1 SOC 研究国内外现状

全球碳变化已成为人类最关心的问题，它的核心是气候变化，含碳温室气体浓度增加所加剧的地球温室效应是气候变化的主要原因（曹军等，2002；王效科等，2002)。二氧化碳的生物地球化学循环涉及大气圈、陆地生物圈、水圈和岩石圈，对于百年以下的时间尺度，陆地生物圈对碳循环有意义的是生长着的植物和土壤,即通过形成生物量和存贮更多的土壤碳来对大气 CO_2 浓度的增加作出响应,从而平衡全球碳预算。土壤呼吸作为碳的主要输出途径和 CO_2 的重要源(汇)，对于它进行精确、系统的测定已成为全球变化研究中的关键问题之一。国外对土壤有机碳的研究开始较早,在 20 世纪 60 年代，就有学者开始进行全球土壤有机碳总库存量研究。如 Post 等在 Hold ridge 生命带模型基础上，估算了全球土壤碳密度的地理分布与植被及气候因子之间的相互关系,提出全球 1 m 厚度土壤有机碳库存量为 1395 Pg(Post W M et al，1982)，而根据 Lal R 的估算，土壤碳库大约有 1550Pg 有机碳和 750Pg 无机碳(0～

1m 土层）(Lal R，2004)，是大气碳库的 3 倍，生物碳库的 3.8 倍(Watson R T，2001； Lal R，2004)，成为地球表层最大的有机碳库，在全球碳循环中起着关键作用(张东辉，2000)。世界各国不同研究者对全球土壤有机碳库存量的估算方法并无本质区别，但由于所用资料来源与土壤分类方式不同，土壤有机碳库存量的估计值有较大差异。我国学者非常关注土壤碳循环研究，并在土壤有机碳库存量研究方面取得了许多引人注目的成果。如金峰等对土壤有机碳库存量进行了统计（金峰等，2001），张东辉等对土壤有机碳的转化与迁移进行了研究（张东辉等，2000）。王淑平等人的研究表明，土壤有机碳含量与降水量之间呈显著正相关,温度对有机碳的影响较复杂，适宜温度有利于土壤有机碳积累,否则,对有机碳积累具有负效应。土壤可以被看作是一种碳的源或汇，并且影响着大气中 CO_2 的浓度（王淑平等，2002）。土壤有机碳是土壤质量的核心，也是营养元素生物地球化学循环的主要组成部分，其质量和数量影响着土壤的物理、化学和生物特征及其过程，影响和控制着植物初级生产量，是土壤质量评价和土地可持续利用管理中必须考虑的重要指标。土壤有机质含量降低，引起土壤肥力、持水能力下降，侵蚀作用增强，同时导致温室气体排放量增加。因此，深入认识不同环境条件下土壤有机碳动态变化及其控制过程，是实现土地资源可持续利用的重要基础。

土壤有机碳来源于动植物、微生物遗体、排泄物、分泌物及分解产物和土壤腐殖质，是土壤碳库的主体。农业实践证明，土壤有机质对土壤肥力起着关键性的作用， 较高有机质含量的土壤具有较高的农业产出率，另一方面，许多研究者对地球增暖情况进行了分析，揭露了地球正在变暖的事实，土壤是个巨大的有机碳库，它占全球陆地总碳库的 2/3～3/4，土壤碳库的微小变化可以导致 CO_2 浓度的显著变化。土壤有机碳不仅对土壤的各种物理、化学、生态等形状和土壤肥力具有深刻的影响，而且土壤有机碳循环对全球气候环境的影响具有重要的理论意义。

1.2.2 农业土壤碳、氮储量和变化趋势

碳、氮作为重要的生命元素很早就引起了生物学家和农学家的注意。然而，将其作为重要的环境要素并进行系统研究则开始于上世纪 70 年代末由国科联下属的国际环境问题科学委员会(SCOPE/ICSU)发动的碳、氮、硫、磷循环研究。作为碳氮循环的重要组成部分，农业生态系统由于人类活动的参与，较其它如森林、草地等自然生态系统更为复杂(Henrik, s et al，2003)，人们的农业生产行为对该系统的影响也在日益加深.作为一项重要的农业活动，氮肥的施用不仅显著的提高了作物的产量，同时作物生物量亦随之增加，大量根系进入土壤，进而促进土壤有机碳的积累（Izaurralde，R. C et al，2000；Sisti, C. P. J et al，2004），提高土壤对大气 CO_2 的固持能力。农业土壤有机碳的增加不仅对土坡氮的保持有重要的影响，而且土壤碳、氮库的稳定对粮食稳产和粮食安全更具有决定性作用 (Lal R，2004)。

我国是一个农业大国，以不到世界耕地面积的 7%养活了超过世界五分之一的人口。我国农业生态系统碳氮储量的时空变化对全球碳氮循环具有重要的意义。随着人口的不断增加，耕地面积的逐年减少以及人们对全球变暖的关注，国际、国内社会自上世纪 90 年代以来对我国农业土壤碳库变化产生了浓厚的兴趣(李长生，2000；Lal R，2002；潘根兴和赵其国，2005)。

与土壤碳库的大量研究相比，对土壤氮库，特别是土壤剖面氮储量的研究相对较少。早在上世纪 80 年代初，Post 等(1982)便根据 Holdridge 生命带的分类估算了全球氮储量。其后，

Batjes (2000)利用土壤数据库估算了全球和区域的土壤氮储量。Tian 等(2006)基于 2480 个剖面数据和中国土壤类型空间分布图计算得出：我国土壤全氮储量为 8.29 Pg，约占世界的 5.9-8.7%，另外，不同地区、不同土壤类型间变异较大。西藏东南地区、中国西南地区的泥炭土氮密度最高，氮储量最高的地区和土壤分别是西藏东南草毡土、东北的暗棕壤和东南的红壤.。与碳的变化不同，受区域肥料施用巨大差异的影响，全国尺度上土壤氮的变化可能是更剧烈、更不均衡的（高超等，2001）。刘纪远等（2004）研究指出：1990-2000 年间土壤 0-30 cm 全氮储量除华东区表现为下降外，其它各区(东北、华北、华南、西北、西南)均表现为上升.俞海等（2003）利用最近 20 年东北地区的吉林和黑龙江省，华北地区的北京市和河北省以及长江下游地区的江苏和浙江省的 15 个县市 180 个样本点的土壤数据资料研究指出：从空间分布上看，华北和长江下游地区的平均土壤全氮含量提高，其中华北地区(n=40)土壤全氮从 80 年代初的 0.59 g/kg 增加到 2000 年的 1.0 g/kg，而东北地区则表现为下降。

1.2.3 土壤有机碳周转的影响因素

1.2.3.1 气候对土壤有机碳的影响

陆地表面不同区域内 SOC 含量的差异主要与气候变化有关。气候在两个方面影响 SOC 周转过程：一是温度、降水影响植物生产力速率和凋落速率；二是影响微生物活性从而改变地表凋落物和 SOC 的分解速率。SOC 量是由土壤有机质输入量和土壤呼吸作用决定的。在自然条件下，进入土壤有机质输入量由植被类型决定，而植被类型受气候条件如温度、水分等因素制约；Post (1982)对陆地不同生命带碳密度的研究表明，冻原的碳密度可达到 36.6kg/m^2，而干旱高温的暖温带沙漠平均土壤碳密度只有 14kg/m^2，我国寒温带针叶林下表层 SOC 含量平均可达 73g/kg，而荒漠草原 SOC 含量只有 36g/kg。李克让 (2003)研究发现我国东部暖湿地区 SOC 密度明显高于西部干旱半干旱地区。同时，有机物质在土壤中的分解速率也受土壤水分和温度控制。Jenny (1930)研究表明，水分条件相似的区域，年均气温每降低 10℃，土壤有机质含量提高 2~3 倍。气温高的地区土壤微生物活动强烈，土壤有机质分解快。一般而言，0℃以下有机物分解速率很小，随着温度的升高，有机物分解速率迅速提高。同一种燕麦和玉米标记的有机物，在热带地区土壤上的分解特征与温带地区相似，但在热带土壤上的分解速率比温带土壤大约提高 4 倍，这一差异主要与热带年均气温高于温带有关。土壤水分也影响有机物的分解速率，但除常年淹水的湿地土壤外，一般情况下没有温度的影响大。Coxsno 和 Parkinosn (1987)发现，温度和水分对土壤呼吸强度和林地凋落物分解具有交互作用。同样，林心雄等 (1995)研究表明温度与降水共同决定着土壤有机质的分解速率。

1.2.3.2 植被类型对土壤有机碳的影响

植被类型是影响 SOC 周转的重要因素。在自然植被条件下，植物残余体和根系分泌物是土壤有机物输入的主体，其主要成分是木质素、纤维素、氨基酸以及简单糖类化合物等，它们被统称为新鲜土壤有机物质。由于植被不同致使进入土壤的有机物数量、方式、成分不同，从而 SOC 的储量和分布状况也有很大差异。进入土壤的植物残体的数量由植被类型决定，不同植被条件下土壤有机物的输入量相差很大。据 French 等(1979)统计，森林生态系统向土壤中输入有机物质输入量为 242470kg/hm^2、高草草原为 25000kg/hm^2、矮草草原为 17230 kg/hm^2。我国不同自黄土高原沟壑区小流域土壤有机碳分布特征及影响因素然植被下进入土壤的有机

物质变异很大，热带雨林每年向土壤中输入的干物质量为 1.6×10^4 kg/hm^2，而荒漠植物群落仅为 530 kg/hm^2。有机物质进入方式也因植被类型不同有所差异，Post 和 Kwom (2000)研究发现森林植被下，进入土壤的有机物质主要是地表的凋落物，一般在地表就已分解；而草原 SOC 的主要来源是残根，在土中分布较深，分解速率较小，土壤碳密度较森林土壤高。Tate 等 (2000)研究报道，草原土壤的整个土壤剖面的SOC储量(19.9kg/m^2)比森林土壤(16.7 kg/m^2)高 13%。李克让等 (2003)研究了我国的不同植被下的 SOC 含量得出，SOC 密度稀疏灌丛为 5.34 kg/m^2，增加到落叶针叶林的 27 kg/m^2，混合林的土壤碳密度居中，为 22.57 kg/m^2。作为 SOC 最主要来源的各种植物凋落物，其化学组成以及各种成分含量，因植物种类、器官、年龄等的不同而有很大差异。众多研究表明，有机物质的化学组成是影响其分解转化的一个重要因子。有机物质的 C/N 影响土壤微生物对有机质的利用，因而对输入土壤的有机物分解速度有很大的影响。林心雄(1995)研究表明木质素的含量与有机物质的分解也存在明显的相关关系，广州地区红壤水稻土中稻草和绿萍新形成的腐殖质和较难分解组分的分解速率差异显著，物料中木质素的含量与残留碳量呈极显著正相关。

1.2.3.3 地貌及土壤性质对土壤有机碳的影响

地形地貌特征影响 SOC 含量及稳定性，例如坡度和坡向影响蒸腾蒸发、水分入渗等进而影响到植物生产力和凋落物归还量及其分解，SOC 含量也有明显分异。郭胜利等 (2003)在半干旱区小流域研究发现在同一个坡面上沟底 SOC 含量比坡面高 154%；李忠佩(2004)在红壤丘陵区，研究发现在同一坡面上，在坡底、坡中、坡顶三个坡位上 SOC 密度分别为 2.51 kg/m^2、1.57 kg/m^2 和 1.17 kg/m^2。土壤理化性质是影响 SOC 稳定性的重要因素，包括土壤质地、母岩、有机质组成及土壤环境(如土壤酸度、水分)等。气候和植被在较大范围内影响 SOC 的分解和积累，而土壤质地在局部范围内影响有机质含量，并且粘质土和粉质土壤通常比砂质土壤含有更多的有机质团。Nelson 等 (1994)发现，在某种土壤中砂粒、粉粒和粘粒含量分别为 22.7%、56.0%和 1.85%，分配在砂粒、粉粒和粘粒中的 SOC 含量则依次为 11.2%、38.6%和 49.6%。粘土矿物对有机质的保护作用也存在一定差异，一般情况下，SOC 含量与粘粒含量呈显著的正相关性，而且粘粒对 SOC 具有保护作用也得到较多的实验验证；例如，在一些地区，50%左右的土壤有机质由粘土颗粒以有机一矿物复合体形式吸附保持，以免被快速地分解。Nichols (1984)在美国南部大平原的研究，证实 SOC 含量与土壤粘粒含量呈正相关；Burke 等 (1989)在美国中部大平原草地上进行研究，发现 SOC 含量随水分和土壤粘粒含量增加而增加。土壤 pH 值也是影响土壤有机质分解转化的一个重要因素。强酸性的土壤环境抑制了微生物的活动而使有机质的分解速率减小。林心雄等 (1998)的研究证实了这一结论。

1.2.3.4 土地利用方式对有机碳分解的影响

土地利用方式不同导致土壤状况的差异，对土壤有机碳分解的影响也不同。几乎在所有情况下，开垦都会造成自然生态系统有机碳含量降低，温带地区草地改为农田后土壤有机碳损失 20%～40%；加拿大黑钙土开垦后，土壤有机质减少 50%以上 (Bouwman A F，1990)。草地开垦为农田导致土壤有机碳大量释放，开垦后伴随着烧荒措施使原来固定在植被中的碳素全部释放到大气中，(李凌浩，1988)从而导致了土壤有机碳含量下降和土壤质量退化。1850 年以来，全球大气 CO_2 浓度由 285μmol·L^{-1} 升高到 20 世纪 90 年代末的 365μmol·L^{-1}，其相当比例是由于强烈的湿地演变所导致土地利用方式变化而产生的(Houghton R A et al，1999；

Casperson J P et al，2000)。而免耕条件下土壤有机碳，微生物碳和可矿化碳显著增加，并可能在不同季节因活动性碳源的输入，以不同碳源利用为代表的微生物优势种群也可能发生变（Franzluebbers A J，2000)。巴西氧化土在免耕条件下碳素固定十分显著，其碳素汇集潜力达到 9.4Tg • year^{-1}（1Tg=10^{12}t)。旱地玉米－大豆轮作系统下，土壤有机碳库增加是因为低C/N 比有机残体的输入和作物茬口时间上的多样性而产生的；此外，玉米有机碳的衰减常数低于 C_3 作物，而腐殖化速率高于 C_3 作物，这与玉米栽培中有机碳趋于积累现象相吻合（Drinkwater L E et al，1998)。牧场和传统玉米耕作土壤表面 CO_2 的释放量明显比免耕土壤多。研究澳大利亚农田土壤表明，传统农业耕作措施导致土壤有机质急剧下降，使土壤结构变差和土壤侵蚀加重（Gupta V V S R 和 Germida J J ，1998)。放牧 20 年的牧场，20 cm土层土壤有机碳、总氮比邻近传统耕作（24 年耕作史）农田高。长期放牧的羊茅草牧场有机碳储量为森林有机碳储量的 85%~88%，总氮为森林土层的 77%~90%，表明美国 Piedmont 南部地区能够恢复到自然肥力水平和增加土壤有机碳、氮以及土壤微生物活性的能力。Moore 等（2000）通过长期试验研究指出，土壤微生物碳和氮的值与轮作制度和取样时覆盖作物有关，不受氮肥影响。一般情况下，微生物碳和氮的量在燕麦和牧草混种体系中最大，玉米和大豆的连作田中最小。通常多种种植体系中微生物碳与有机碳的比值和微生物氮量与总氮的比值要高于单一种植体系。赵其国等 (1995)估算了中国热带、亚热带地区农业资源是大气 CO_2 的一个源，其强度约为 204Tg .year^{-1}，但该区农业资源固定大气 CO_2 的潜力可达 355 Tg .year^{-1}。合理地开发利用，特别是营造薪炭林将能大大地改变该区作为大气 CO_2 源的状况。李忠佩等(1998)研究红壤区农田土壤有机碳平均含量低于东北黑土平原区、长江中下游平原区和珠江三角洲平原区，而高于黄淮海平原区以及黄土高原区。

1.2.4 土壤有机碳组分研究现状

1.2.4.1 土壤有机碳的分组

有机碳组分的研究是当前国内外土壤有机碳研究的热点问题之一。土壤有机碳是由具有不同物理、化学特性和微生物降解特性的组分组成的一个混合物（Li X 和 Li F，2007)。根据颗粒粒径的大小，土壤有机碳(质)可以被分为粗有机碳(2~0.1 mm)、年轻有机碳(0.1～0.05 mm)和稳定有机碳(<0.05 mm)三个粒径组分 (Quiroga A R et al，1996)。土壤粗有机碳包含的有机碳绝大部分是新近加入土壤中的植物生物量（Fortuna A et al，2003)，是反映管理和生态过程对土壤有机碳库影响的敏感指标；年轻有机碳代表的是在过去的 10～20 年里输入土壤中的植物残体有机碳经过土壤微生物转化以后新形成的易分解的土壤有机碳 (Quiroga A R et al，1996)；而稳定有机碳由于与细粒矿物质紧密结合，所以其与土壤细粒成分含量相关(Buschiazzo D et al，1991)，是较难于分解的生物稳定态土壤有机碳组分。

早在 1786 年，Achard 就开始了有机质的分离研究，按照化合物的分类进行了化学分组，把有机质分为腐殖质和非腐殖质，之后进一步按其酸溶或碱溶的特性将腐殖质区分为胡敏素、胡敏酸和富里酸等组分(Kononova M M，1964)。腐殖质的分解需要的时间短则几十年，长则上千年，平均时间在几百年，是属于有机质中的稳定组分，而非腐殖质组分在土壤中是很容易分解转化的，是属于不稳定的有机质组分。后来，人们又发现利用水、盐溶液、酸或者其它溶剂提取出来的有机质组分与有机质的动态变化及有机质质量的相关性较好，其中碳水化

合物是人们研究较多的组分，它是土壤中最重要和较容易降解的有机质成分之一；同时，碳水化合物是土壤中含量较多、较不稳定且变化规律较为明显的有机质，其特性决定了它可以作为参考物来反映其母源有机质的变化（郭景恒等，2000）。根据土壤有机碳的生物活性或生物功能将土壤有机碳分为水溶性有机碳和不溶性有机碳。水溶性有机碳代表着土壤中分子量比较小、在土壤中移动较快、不稳定、易氧化、易矿化、微生物容易摄取的土壤有机碳组分（沈宏等，1999）。国内外相关研究中描述水溶性有机碳素的术语很多，如有效碳、水溶性有机碳、易氧化碳、可矿化碳、活性有机碳、微生物量碳等。其中土壤活性有机碳(质)是指土壤中有效性较高、易被土壤微生物分解利用、对植物养分供应有最直接作用的那部分有机质(Blair G J et al，1995；Janzen H H et al，1992)，主要包括微生物量碳、轻组有机质、易矿化的碳和氮、容易浸提的碳氮及碳水化合物(Gregorich E G et al，1994)。Whitbread 等认为活性有机质包括了众多游离度较高的有机质，如植物残茬，根类物质，真菌菌丝，微生物量及其渗出物如多糖等(Whitbread A M et al，1998)。Johns 认为活性有机质是能够被微生物利用作为能源和碳源的土壤有机质 (Johns M M 和 Skogley E O，1994)。Blair 等指出活性有机质是土壤中易分解的有机质(Blair G J et al，1995)。林滨等人认为土壤中水溶性有机碳(质)是土壤样品在室温及天然 pH 条件下能溶于水相的有机组分（林滨，1996），也有人认为水溶性有机碳是用水提取的能通过 0.45 μm 微孔滤膜的土壤有机物质的总称（蒋疆等，2001）。

目前的研究结果表明，土壤活性有机碳(LOC)主要有以下几方面的作用：1）活性有机碳是研究土壤碳素循环的重要指标；2）活性有机碳是表征土壤碳库质量的重要指标；3）活性有机碳可作为土壤微生物生长和生物分解速效养分的重要衡量指标；4）活性有机碳是某些土壤质量表征指数的关键因子（如土壤碳库管理指数）（王晶等，2003）。

微生物量碳指的是土壤有机质的活体部分，排除体积大于 $5\times10^{-3}\mu m^3$ 的植物根系和土壤微小动物，约占土壤总有机碳的 2%，它反应的是土壤微生物种群总量的大小，尽管含量少，但它是土壤有机质中最活跃、最容易变化的部分，所以微生物量的测量通常被作为农业系统中由于土壤管理和环境胁迫引起的土壤理化性质变化的一个早期评价指标（Jordon D，1995；Brookes P C et al，1995）。土壤微生物对“土地的稳定性与水流域功能的完善、草地营养循环与能流系统的稳定性、草地机能的自然恢复功能”都有重要且不可替代的作用。吴金水（吴金水，1994）认为，在同一土壤中，微生物量碳变化与土壤有机碳含量变化密切相关，因而土壤微生物量 C 变化可敏感地指示土壤有机 C 含量变化。

矿化碳(mineralizable carbon)可以反应土壤有机质的生物有效性、土壤的微生物活性、以及预测土壤有机质含量变化的趋势(Wu R G 和 Tiessen H，2002)。在土壤有机碳组分中，易变成 CO2 的部分被认为是土壤微生物的有效碳或易被生物活化的部分，也是土壤微生物有效能源和有机碳组分中不稳定的部分。土壤有机碳分解释放 CO_2 的过程被称为碳矿化(Robertson，1999)，其矿化速率控制着土壤养分的通量。有机碳的矿化是土壤中重要的生物化学过程，直接关系到土壤中养分元素的释放与供应、温室气体的形成、以及土壤质量的保持等。揭示土壤中有机碳矿化的规律对于养分的科学管理和全球气候暖化的有效控制等都有十分重要的实践意义。由于土壤碳矿化与土壤碳分解过程密切相关，将不同土地利用方式下的土壤在相同条件下培养，根据有机碳矿化释放 $C0_2$-C 的数量可以了解土地利用方式的改变对土壤有机碳动态的影响(Motavalli，1994；Collins，1997)。研究表明，土地利用变化对土壤有机碳矿化的

影响与土壤有机质的稳定性有关，即:土壤有机质含量和土壤微生物活性碳含量与土壤有机碳矿化速率成正相关，而且土壤碳矿化速率随着有机质稳定性的增加而减少(Hassink，1995)。另外，土壤有机碳矿化与土壤团聚体有关，在国外，还有大量与此相关的研究报道，如土地利用对森林有机碳动态的影响(Chen et al，2006)，耕作对土壤碳矿化的影响(Raiesi，2006；Ortega et al，2005)，土壤团聚体对土壤碳矿化的影响(Mutuo et al，2006)，温度、湿度对土壤碳矿化的影响(Rey&Jarvis，2006)等。国内研究主要集中在土壤有机碳贮存量方面(吴建国等，2004)，但土壤有机碳矿化方面的研究还不多见(吴建国等，2004;苏永中等，2004)。Motavalli等(2000)发现，热带森林砍伐变成农田 5 年后，土壤活跃性碳最先流失，土壤有机碳矿化速率显著下降。吴建国等(2004)的研究结果表明，六盘山林区农田土壤碳矿化释放的 C02-C 含量比灌木林、山杨林和辽东栎林分别低 69%、62%和 63%，比天然次生林平均低 65%。Lugo等(1986)发现，森林砍伐开垦为农田 10 年后，土壤有机碳含量下降 46%，80 年后下降 70%。Zhou 等(2006)近期的研究结论发现，南亚热带成熟常绿阔叶林的土壤碳库在发生积累，并未像以前的研究所认为的那样，成熟森林的碳循环处于收支平衡状态。

1.2.4.2 土壤有机碳组分与土壤物理性质之间的关系的研究

土壤有机质影响、制约土壤性质，保持或提高土壤有机质含量可以促进团聚体的形成并保持其稳定性，降低压实或其它物理损害的风险，以及改善持水能力，保持土壤肥力等(Haynes R J，1991)；有机质还可提高微生物的多样性及其活动性，从而有助于改良、保持土壤的物理、化学和生物学性状 (Sombroek W G et al，1993)。土壤有机碳是土壤有机质的重要成分，土壤有机碳库是由连续的不同分解阶段的有机物组成，包括已经分解完全的腐殖质，半分解有机残体和微生物及其排泄物 (Golchin A et al，1994)。研究表明（Karlen D L et al，1999)，土壤有机碳在很大程度上影响着土壤结构的形成和稳定性以及土壤的持水性能，缓解和调节与土壤退化及土壤生产力有关的一系列土壤过程。Elliot 认为，土壤结构的退化与土壤有机 C 和 N 的损失紧密相关（Elliot E T，1986），而有机无机复合体的形成使得土壤结构改善又是土壤 C 截存的重要机制（Lal R et al，1997)。Lal 等认为，团聚体及其稳定性是土壤质量的敏感性物理指标（Lal R et al，1997)，大团聚体能合理调节土壤的通气与持水以及养分的释放与保持之间的矛盾，是植物良好生产的物质基础，微团聚体的含量与组成又影响土壤的养分供应及酶活性（孙波等，1999)。Conteh 等（1998）用化学方法对粘土上相邻的五对耕作及未耕作土壤的 TOC、LOC、NLOC 进行了测定。结果表明，TOC、LOC 含量均随团聚体颗粒变小而增大，NLOC 则随团聚体颗粒变小而降低。Whitbread 等（1998）研究发现在粘粒含量较低的红壤土和灰壤土上，LOC 与>250um 的水稳性团粒的含量之间有显著相关性，例如在红壤上，LOC 与土壤水稳性团粒含量问的线性相关方程为 $Y=3.89X+13.82$（$R^2=0.98$，$P<0.05$)，但在黑土上却没有这种相关性。因此，在微粒含量低的土壤如红色土上，LOC 对维持团粒结构稳定性有重要作用。

1.2.4.3 土壤有机碳组分与土壤化学性质的关系

Moody 等（1997）研究了土壤活性有机碳与土壤化学性质，如 ECEC、pH6.5 时的 CEC(CEC6.5)、电荷曲线的斜率(DELTACEC)、pH 缓冲容量(pHBC)的关系。结果是，土壤有机碳含量与 ECEC、DELTACEC、CEC6.5、pH-BC 显著相关($P<0.01$)。其中，ECEC 主要与活性有机碳相关，而非活性有机碳在粘土上与 CEC 6.5 显著相关。活性有机碳的不同组分与

土壤化学性质的相关性比其与土壤总有机碳的要大。植物在其生长发育过程中，根系作为植物与土壤的接触面，从土壤中吸收水分、养分的同时，也对土壤产生影响。除根系穿插的影响外，更主要的是根系在其生育期间不断以根产物的形式，释放到土壤中去，影响土壤的物理、化学以及生物学性状，直接或间接地影响土壤的养分有效性（林滨，1996）、腐殖质及微生物活动（Burford，1975；Frimmel，1988）进而影响土壤有机质的含量。

综上所述，目前黑土是我国主要耕作土壤之一，黑龙江省是农业大省，耕地面积占全国1/10，是典型的旱作农业区，从现有的成果来看，有关于黑土的研究相对较少，因此针对黑土区有机碳分布变异规律、碳组分变化特征进行研究，总结相关规律，为提高土壤质量，保护黑土资源，维持农业经济的可持续发展，以及为整个东北地区乃至全国土壤有机碳循环研究等具有重要的理论和现实意义。

2 材料与方法

2.1 研究区域概况

黑龙江省位于中国的东北部，是中国位置最北、纬度最高的省份。介于东经 121°11′—135°05′，北纬 43°26′—53°33′之间。北部和东部隔黑龙江、乌苏里江与俄罗斯相望，西部与内蒙古自治区毗邻，南部与吉林省接壤。全省土地面积 45.4 万平方千米，占全中国总面积的 4.7%。黑龙江省的地势大致是西北部、北部和东南部高，东北部、西南部低；主要由山地、台地、平原和水面构成。西北部为东北一西南走向的大兴安岭山地，北部为西北一东南走向的小兴安岭山地，东南部为东北一西南走向的张广才岭、老爷岭、完达山脉，土地约占全省总面积的 24.7%；海拔高度在 300 米以上的丘陵地带约占全省的 35.8%；东北部的三江平原、西部的松嫩平原，是中国最大的东北平原的一部分，平原占全省总面积的 37.0%，海拔高度为 50—200 米。属中温带到寒温带的大陆性季风气候。年平均气温在-4～5 摄氏度。

本研究区分别位于：(1)黑龙江黑土区北部的嫩江县，地处东经 124°44′30″—126°49′30″，北纬 48°42′35″—51°00′05″。嫩江耕地黑土分布在气候比较湿润、冷凉、丘陵漫岗起伏地带，即过去所说的淋溶黑土地区。面积很广,土壤肥沃，旱涝保收,产量高,是东北的粮仓。(2)黑龙江黑土区中部的海伦市、绥化市。海伦位于黑龙江省中部黑土地带，靠小兴安岭西麓，地理坐标为北纬 46°58′-47°52′，东经 126°14′-127°45′。海伦市地势东北到西南由低丘陵、高平原、河阶地、河漫滩依次呈阶梯形逐渐降低。海拔高度最高 471m，最低 147m，一般为 200m 左右。总土地面积 45.5 万 hm^2。海伦气候条件属北温带大陆性季风气候区，冬季寒冷干燥，夏季高温多雨，雨热同季。极端最高气温为 37℃；极端最低气温为-39.5℃。海伦市土壤大部分为黑土,占土地总面积 63.4%。绥化位于黑龙江省中南部，松嫩平原的呼兰河流域。具体地理位置为东经 124°53′-128°35′、北纬 45°10′-48°06′，全市总面积 3.4 万 km^2，总体结构大体上是“二山一水七分田”。气候属温带大陆性季风气候,年平均气温 2.4℃，年平均降雨量为 504mm,无霜期平均为 130d，年平均日照为 2714h，平均年积温为 2634.6℃。(3) 黑龙江黑土区南部的双城市位于东经 125°41′-126°42′，北纬 45°08′-45°43′之间，双城市是黑龙江省玉米主产区之一,双城市有耕地面积 5007 hm^2，玉米面积占 80%左右。双城市位于黑龙江省西南部，无霜期 125～135 d，有效积温 2700～2900℃，年降雨量 410～520 mm。

2.2 土样的采集和分析

样品的采集于 2008 年 5 月初开始，针对黑龙江省四个主要黑土区嫩江、海伦、绥化、双城进行土样的采集（图 2-1），每个黑土地点采集 30 个样点，每块地按 S 型采样和 4 分法收集，共采集表层 0～20cm 土样共 120 个，分别保存鲜样和风干样品，以备测定。同时用 GPS 定位其经纬度坐标,记录地形地貌、田间生产管理方式以备分析之用。

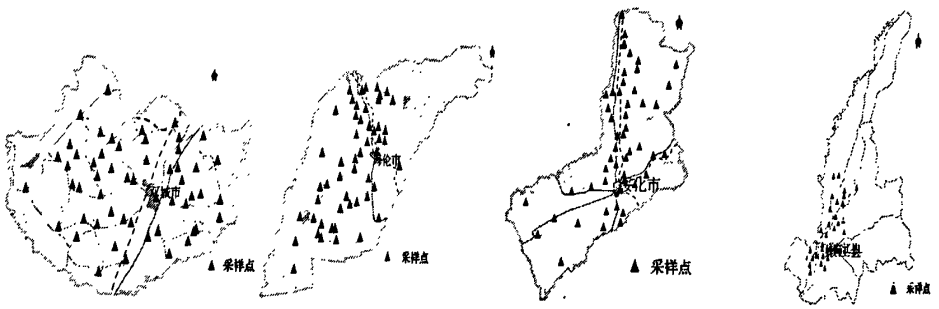


图 2-1 试验地区采样点分布图

Fig 2-1 Location of the study region and sample point distribution

2.3 测定项目与方法

2.3.1 土壤理化及生物性质的测定

土壤有机质、全氮、pH 值、含水量测定均采用常规分析方法（鲍士旦，2000）。每个处理 3 次重复，取其平均值（李灵，2004）。容重采用环刀法，选取有代表性的土壤采样点，用环刀(100cm^3)取样点表层(0-20cm)原状土壤(5 次重复)，放入 105℃的烘箱中烘干，测定上壤容重，参照鲁如坤主编的《土壤农业化学分析方法》。

2.3.2 不同形态碳含量的测定

（1）矿化碳：碱液吸收法（齐志勇，2003）

（2）水溶性碳：水溶性有机碳的分析用 Ghani 等的方法（2003），岛津 TOC-VCPH 仪测定浸提液有机碳浓度。

（3）微生物量碳：土壤微生物生物量 C 用熏蒸提取法测定（vance ED et al，1987）。称取新鲜土壤于培养皿中，置于已放置氯仿的真空干燥器内，抽气至氯仿剧烈沸腾，在 28℃士 1℃下放置后打开干燥器盖，取出盛氯仿的容器，复盖好盖子，于真空泵下抽空,以驱除土壤中的氯仿。称取熏蒸后的土样 20g，加入 0.5mg/L K_2SO_4 50ml，振荡提取 0.5h。采用未熏蒸土壤进行同样提取操作。用费恩法测定提取液中的有机 C 含量(杜丽娟等，1982)。根据熏蒸和未熏蒸处理土壤提取液中有机 C 含量之差，乘以系数 2.64，求得微生物生物量。

2.4 试验数据处理

试验数据采用 Excel 和 SPSS13.0 进行数据处理与作图。

3 结果与分析

3.1 不同黑土区土壤有机碳-全氮含量变化特征分析

3.1.1 土壤总有机碳-全氮随纬度的变化

Post 等发现气候和 SOC 含量相关，尤其是温度和降水,通常随着降雨量的增加 SOC 含量增加,随着温度的增加而降低(Post，W. M et al，1982)。温度和水分是影响有机碳积累的重要因子(Fang C et al，2005)。温度对有机碳分解的敏感性对模拟土壤有机碳储量变化非常重要。在中国北方由于季风气候条件的制约，水热状况在纬度方向上呈有规律的变化。在黑土分布区,自南向北气温逐渐降低，植物残体分解速率逐渐下降，土壤中有机碳逐渐升高,黑土总有机碳及全氮含量随纬度变化而呈现出从南至北水平方向上的变化规律。通过详实的实测数据验证了这一变化规律 (刘景双等，2003)。由于温度和降水量等气候因素与纬度正相关，因此温度和降水量等气候因素对土壤有机碳、全氮的影响可通过纬度直接表达出来。

图 3-1 和图 3-2 表明，黑土总有机碳含量和全氮含量随纬度的增加呈现出逐渐升高的趋势。纬度与土壤有机碳的相关系数为 0.6934,. 与全氮的相关系数为 0.6323，说明纬度与土壤有机碳和全氮存在显著相关关系，同样说明水热条件决定了有机碳和全氮的空间分布。在黑土分布区,随着纬度的增加，年平均气温下降，较高的年均温对应于较高的土壤呼吸，较大的净氮矿化率，因此低温导致微生物活动受到抑制，土壤有机质分解速率降低，为黑土有机碳的积累创造了条件。黑土区有机碳、全氮存在差异的另一原因是土地的开垦年限、耕作方式、种植的作物种类、施肥量及其施肥种类不同有关。

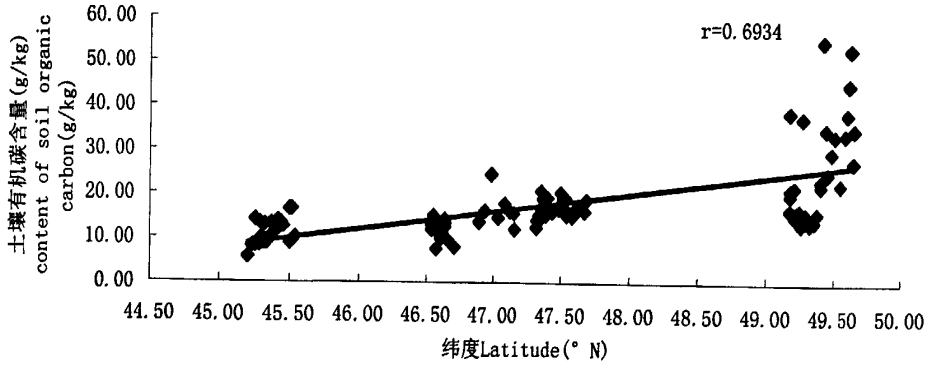


图 3-1 土壤有机碳随纬度的变化

Fig 3-1 Change of soil organic carbon along with latitude

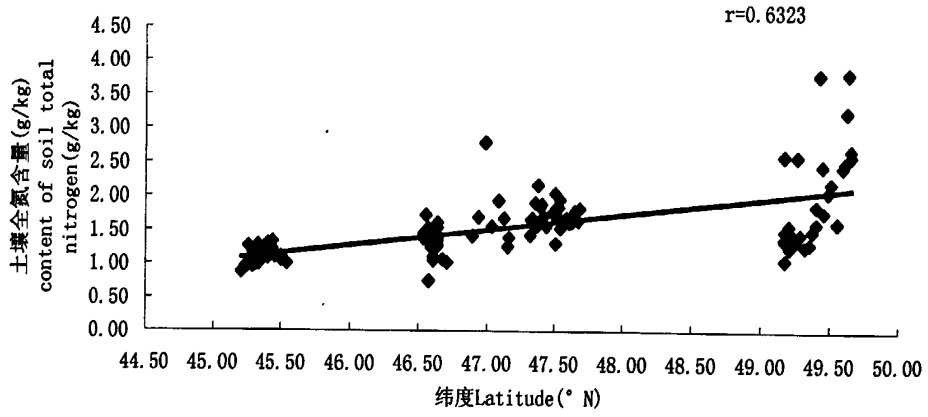


图 3-2 土壤全氮随纬度的变化

Fig 3-2 Change of soil total nitrogen along with latitude

3.1.2 各地区土壤总有机碳含量变化特征

东北黑土地处松辽平原,具有地形平坦开阔、土壤肥沃、排水良好、便于开垦耕作等优越条件。农田土壤有机碳(soil organic carbon，SOC)又是土壤生产力的重要指标之一。土壤有机碳是土壤中较为活跃的部分，土壤有机碳的动态在土壤生产力和全球碳循环中起着十分重要的作用 (Biederbeck，V O et al，1994)。土壤中有机碳含量决定于有机物碳的输入和输出量的相对大小 (Thmbore，S E 和 Chadwick，O A，1996)。有机碳的输入量主要依赖于有机残体归还量的多少及有机残体的腐殖化系数（李忠佩和王效举，2002)。结果表明：黑龙江省四大主要黑土区土壤有机碳含量比较(如表 3-1)，双城土壤有机碳含量在 5.74~16.65 g/kg 之间，平均值为 11.37 g/kg；绥化土壤有机碳含量在 7.67~24.51g/kg 之间，平均值为 13.16g/kg；海伦土壤有机碳含量在 12.16~20.78 g/kg 之间，平均值为 17.04 g/kg；嫩江土壤有机碳含量在 13.58~54.96 g/kg 之间，平均值为 26.33 g/kg.，可以看到嫩江的有机碳含量变幅较大。黑龙江省是我国重要的黑土区之一，土壤肥沃，双城、海伦、绥化、嫩江，又是黑龙江省主要黑土分布区，从表中可以看到不同黑土地区的养分含量存在着差异，比较有机碳平均含量，大小顺序是：嫩江>海伦>绥化>双城。研究区域双城有机碳相对较低。经调查该地区长期种植玉米，尤其双城地区(与吉林交界)连年种植玉米。有研究表明，在现有管理措施下种植玉米(吉林黑土)，降水引起的土壤流失量在 4 t/hm^2.a～45t/hm^2.a 之间（Yang X M et al，2003)，所以水土流失引起的土壤物质迁移是这些黑土土壤有机质下降的主要原因；也有研究表明，在施肥充足条件下高产玉米的根系碳输入量可以抵消黑土有机质矿化损失量，使水土流失不严重区域的黑土土壤有机质水平维持平衡或有所增加。相反,有机质含量下降的土壤可能是土壤流失的直接表现（杨学明等，2004)。

表 3-1 土壤有机碳的描述性统计结果（g/kg）

Table 3-1 Descriptive statistics result of soil organic carbon（g/kg）

	样本数	平均值	标准差	标准误	变异系数 C.V.（%）	中值	最小值	最大值
嫩江	30	26.33a	11.74944	2.14515	44.6	22.13	13.58	54.96
海伦	30	17.04b	2.18881	0.39962	12.8	17.10	12.16	20.78
绥化	30	13.16c	3.16254	0.57740	24.0	12.77	7.67	24.51
双城	30	11.37c	2.61156	0.47680	23.0	11.84	5.74	16.65

注：行中不同字母表示差异显著(P<0.05)。

3.1.3 各地区土壤全氮含量变化特征

氮素是构成生命的要素之一，与碳一样是植物必须营养元素，同时也是人类提高粮食产量的巨大动力。植物主要靠从土壤中吸收氮素供其自身利用。但是多数土壤的含氮量较低，因此农业生产上不断补施氮肥就成为提高土壤肥力，保证作物高产的经常而重要的基本措施之一。土壤一作物系统中的转化和平衡问题一直是农学家们的热门课题。东北黑土是世界 3 大片黑土之一,也是国家重要商品粮、畜生产基地。其中黑龙江省黑土面积为 $4.83\times106\ hm^2$, 约占全省耕地面积的 1/3，黑土土壤肥沃，作物产量较高。从表 3-2 中可以看到不同黑土地区的全氮养分含量存在着差异，双城土壤全氮含量在 0.88~1.29 g/kg 之间，平均值为 1.1 g/kg ；绥化土壤全氮含量在 0.75~2.79g/kg 之间，平均值为 1.44g/kg ；海伦土壤全氮含量在 1.31~2.17g/kg 之间，平均值为 1.71 g/kg ；嫩江土壤全氮含量在 1.07~3.82 g/kg 之间，平均值为 1.98 g/kg.。比较全氮平均含量，大小顺序是：嫩江>海伦>绥化>双城。可以看出双城的变幅最小，嫩江的变幅最大。

表 3-2 土壤全氮的描述性统计结果（g/kg）

Table 3-2 Descriptive statistics result of soil total nitrogen（g/kg）

	样本数	平均值	标准差	标准误	变异系数 C.V.（%）	中值	最小值	最大值
嫩江	30	1.98a	0.75153	0.13721	38.1	1.62	1.07	3.82
海伦	30	1.71b	0.18657	0.03406	10.9	1.69	1.31	2.17
绥化	30	1.44c	0.36281	0.06857	25.3	1.41	0.75	2.79
双城	30	1.10d	0.11952	0.02182	10.8	1.10	0.88	1.33

注：行中不同字母表示差异显著(P<0.05)。

3.1.4 土壤有机碳全氮含量相关分析

如图 3-3，对黑龙江省研究区域有机碳和全氮含量进行了相关分析，结果表明：有机碳与全氮含量呈极显著正相关，回归方程为 y=0.058x+0.5722，相关系数为 0.9255**。曾有研究表明：土壤有机碳与土壤全量氮含量有显著的相关性（赵兰坡等，1992；翟金良等，2001），研究中也发现有机碳高的地方全氮也相应地高，全氮与有机碳的相关系数高达 0.96，原因是

由于黑土中的氮主要以有机态存在，是土壤有机碳的重要组成元素。比较各地区的有机质-全氮含量，同样可以看出有机碳与全氮的显著相关性：嫩江地区的有机碳和全氮含量均最高，平均含量分别为 45.40 g/kg、1.98 g/kg，其次是海伦、绥化，双城均最低，平均含量分别为 19.60g/kg、1.10 g/kg.。也可以说有机碳含量与全氮含量是相关的，有着必然的联系，因此相互影响，所以不同的施肥量以及不同的施肥种类、配比都会对土壤中的有机碳和全氮含量产生一定程度的影响，这也是导致不同地区土壤肥力存在差异的主要原因之一。

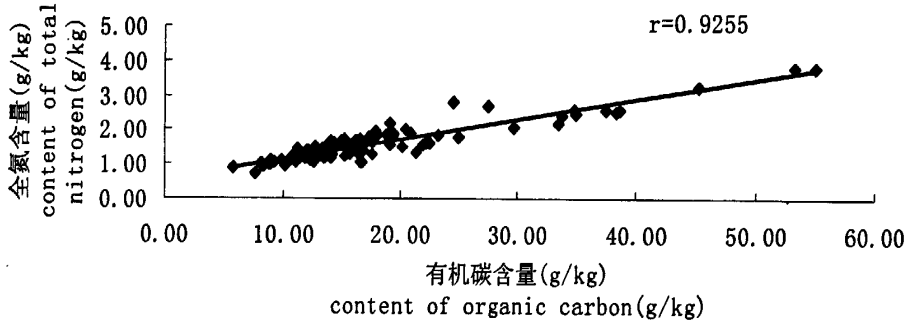


图 3-3 有机碳与全氮含量相关分析

Fig 3-3 Relativity analysis between soil organic carbon and total nitrogen

3.1.5 各地区 C/N 变化特征

C/N 是土壤的重要化学性质，其比值因当地的水热条件及耕作管理水平而异，C/N 是土壤形成过程中一定生物气候条件的综合反映，具有明显的地带性，它反映有机质的质量和数量，氮素的富瘠和有效程度，反映土壤的耕作、熟化程度，在一定范围内可作为养分肥力的指标。土壤碳含量高的地方往往土壤全氮的含量也高（张兴义等，2002），从而使 C/N 比值趋于稳定，C/N 比值的稳定程度对土壤性状及作物生长具有重要意义。由表 3-3 可以看到，双城地区 C/N 变化幅度较大，绥化、海伦、嫩江变化幅度相对较小，双城的 C/N 的变化范围是 6.52~15.71，平均值为 10.24 ；绥化的 C/N 的变化范围是 7.63~12.39，平均值为 9.21；海伦的 C/N 的变化范围是 8.50~13.44，平均值为 9.97 ；嫩江的 C/N 的变化范围是 9.99~15.53，平均值为 13.10 。对各地区的 C/N 平均值比较，顺序是：嫩江>双城>海伦>绥化。

表 3-3 土壤 C/N 的描述性统计结果

Table 3-3 Descriptive statistics result of soil C/N

	样本数	平均值	标准差	标准误	变异系数 C.V.（%）	中值	最小值	最大值
嫩江	30	13.10	1.68254	0.30719	12.8	13.66	9.99	15.60
海伦	30	9.97	1.02359	0.18688	10.3	9.98	8.50	13.44
绥化	30	9.21	0.92367	0.17456	10.0	9.06	7.63	12.39
双城	30	10.24	1.92223	0.35095	18.8	10.20	6.52	15.71

3.2 不同黑土地区不同形态土壤有机碳含量变化特征分析

3.2.1 不同形态土壤有机碳随纬度变化规律

由于温度和降水量等气候因素与纬度正相关,因此温度和降水量等气候因素对土壤有机碳组分的影响可通过纬度直接表达出来，从图 3-4、3-5、3-6 可看出,纬度与土壤微生物量碳、水溶性碳、累积矿化碳均呈显著性正相关，与微生物量碳的回归方程为 y=34.874-1396，相关系数为 0.3952，与水溶性碳的回归方程为 y=2.592x-89.867，相关系数为 0.2640，与累积矿化碳的回归方程为 y=280.13x-7818.4，相关系数为 0.2161。说明水热条件不仅决定了有机碳的空间分布，而且也决定了不同形态有机碳的空间分布。其中微生物量碳和水溶性碳和纬度表现出极显著的正相关，说明微生物量碳和水溶性碳更容易受到环境的影响。

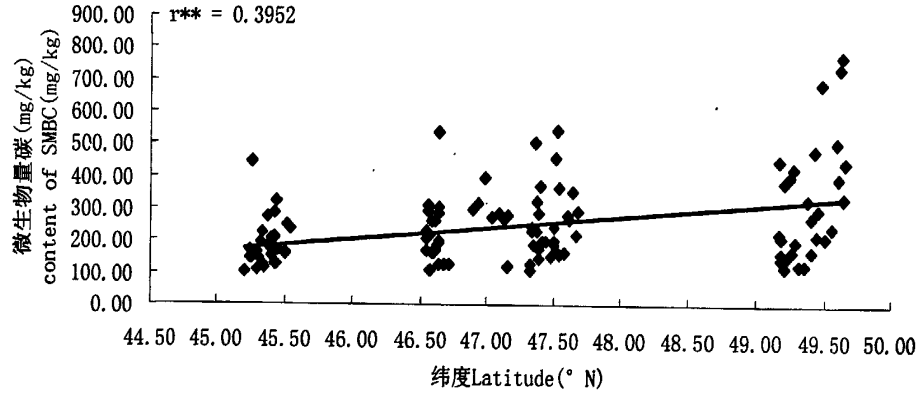


图 3-4 土壤微生物量碳随纬度的变化规律

Fig 3-4 Change of SMBC along with latitude

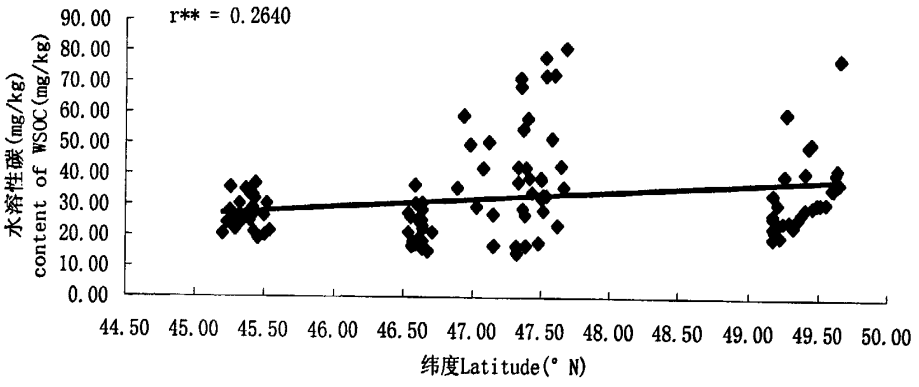


图 3-5 土壤水溶性碳随纬度的变化

Fig 3-5 Change of WSOC along with latitude

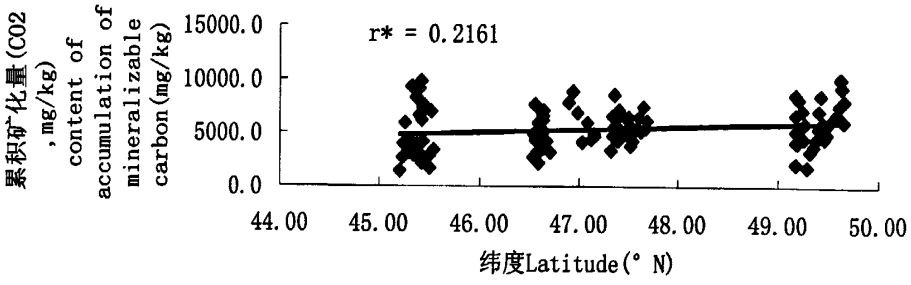


图 3-6 土壤累计矿化碳随纬度的变化

Fig 3-6 Change of accumulation of mineralizable carbon along with latitude

3.2.2 土壤微生物量碳含量变化特征

土壤微生物生物量作为土壤养分转化的活性库或源,其高低可部分反映土壤微生物活动的强弱和养分转化速率的快慢，是土壤生物质量变化的灵敏指标。微生物量碳在土壤全碳中所占比例很小，但它是土壤有机质中最为活跃的部分，可反映土壤养分有效状况和生物活性，能在很大程度上反应土壤微生物数量，是评价微生物量和活性的参数指标.微生物量碳转化迅速，能在检测到土壤总量碳变化之前反映土壤有机质的变化，是更具敏感性的土壤质量指标（Fan J and Hao M-D，2003）。由表 3-4 土壤微生物量碳的描述性统计可知，海伦土壤微生物量碳变幅在 108.76-542.66 mg/kg 之间，平均值为 252.32mg/kg；嫩江土壤微生物量碳变幅在 121.42-779.02 mg/kg 之间，平均值为 320.97mg/kg；绥化土壤微生物量碳变幅在 111.27-537.41mg/kg 之间，平均值为 239.87mg/kg；双城土壤微生物量碳含量变幅在 101.88-444.52mg/kg 之间，平均值为 190.79mg/kg。从表中可以看到不同黑土地区的养分含量存在着差异，比较平均值可知嫩江>海伦>绥化>双城，双城微生物量碳含量最低，嫩江、海伦、绥化分别比双城增高了 68.24%、32.25%、25.73%，根据微生物量碳含量进行差异性比较可知嫩江和其他三个黑土区差异显著，海伦、绥化、双城之间差异不显著。

表 3-4 土壤微生物量碳的描述性统计结果（mg/kg）

Table 3-4 Descriptive statistics result of SMBC（mg/kg）

	样本数	平均值	标准差	标准误	变异系数 C.V.（%）	中值	最小值	最大值
嫩江	30	320.97a	183.93505	33.58179	57.3	262.21	121.42	779.02
海伦	30	252.32b	110.59244	20.19132	43.8	228.75	108.76	542.66
绥化	30	239.87b	89.53909	16.34753	37.3	225.97	111.27	537.41
双城	30	190.79b	71.86968	13.12155	37.7	171.91	101.88	444.52

注：行中不同字母表示差异显著(P<0.05)。

由图 3-7 可以看到各地区土壤微生物量碳的变化趋势，四个黑土区土壤微生物量碳变异性比较大，通过四个地区的土壤微生物量碳含量分析进行分段比较（图 3-8），可知嫩江土壤微生物量碳在 100.00-200.00 mg/kg 的比例为 30.00%，200.00-300.00mg/kg 的比例为 26.67%，

300.00-400.00mg/kg 的比例为 10.00%，>400.00 mg/kg 的比例为 33.33%；海伦土壤微生物量碳在 100.00-200.00 mg/kg 的比例为 36.67%，200.00-300.00mg/kg 的比例为 40.00%，300.00-400.00mg/kg 的比例为 13.33%，>400.00 mg/kg 的比例为 10.00%；绥化土壤微生物量碳在 100.00-200.00 mg/kg 的比例为 36.67%，200.00-300.00mg/kg 的比例为 43.33%，300.00-400.00mg/kg 的比例为 16.67%，>400.00 mg/kg 的比例为 3.33%；双城土壤微生物量碳在 100.00-200.00 mg/kg 的比例为 66.67%，200.00-300.00mg/kg 的比例为 26.67%，300.00-400.00mg/kg 的比例为 3.33%，>400.00 mg/kg 的比例为 3.33%。由此可知嫩江土壤微生物量碳含量变异性较大，含量不均匀，各含量区域比例相近，海伦土壤微生物量碳含量主要集中在 100.00-300.00mg/kg 之间，绥化土壤微生物量碳含量主要集中 100.00-300.00mg/kg 之间，双城土壤微生物量碳含量主要集中在 100.00-200.00mg/kg 之间。

由上可知嫩江微生物量碳最高，双城的最低，比较后可知嫩江>海伦>绥化>双城，从分段分析中也可以看到，嫩江在最大含量>400.00 mg/kg 含量中所占比例最大，而双城最小，而在最小含量 100.00-200.00 mg/kg 含量中双城占的比例最高。整体从南到北呈现升高趋势。

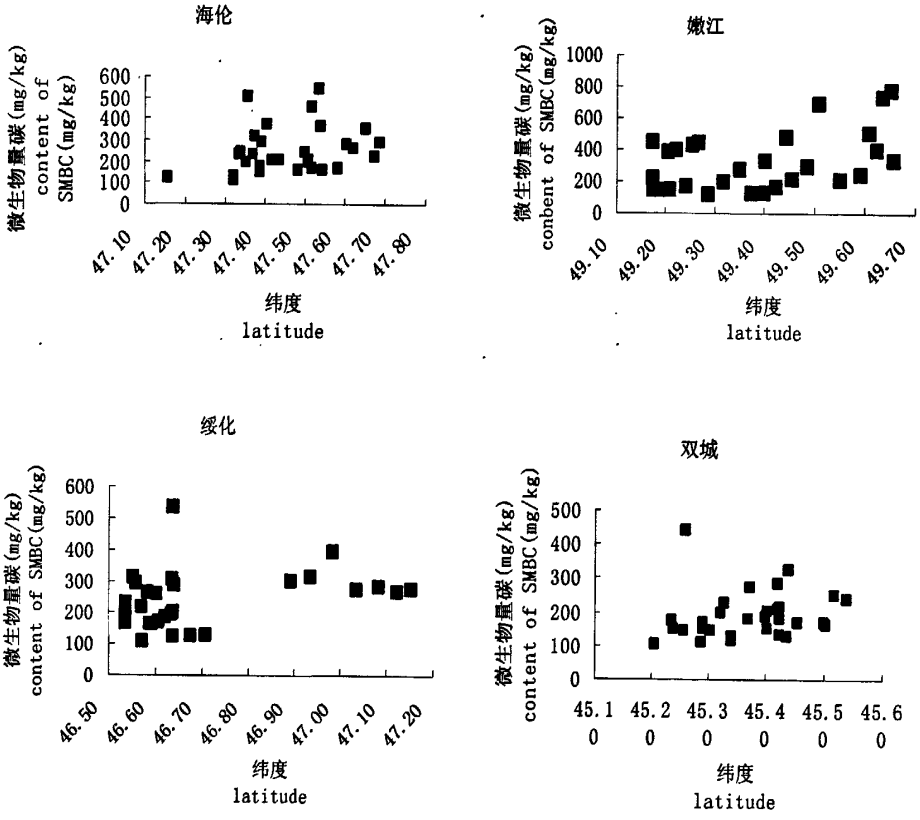


图 3-7 各地区土壤微生物量碳含量变化趋势

Fig 3-7 Changed trend of SMBC of different area

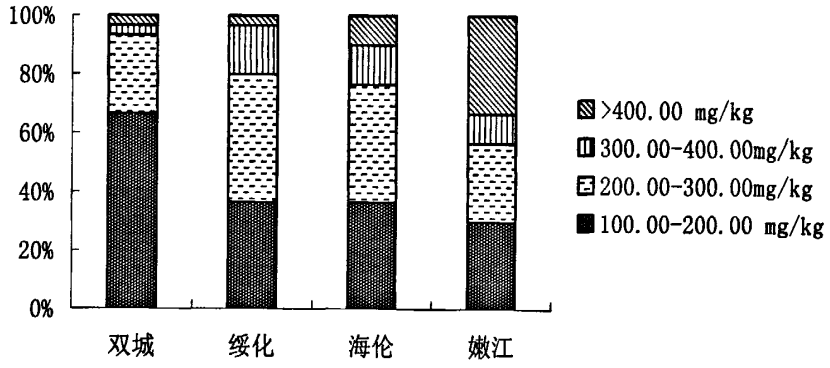


图 3-8 各地区土壤微生物量碳含量比较

Fig 3-8 Comparison of SMBC

3.2.3 土壤水溶性碳含量变化特征

土壤中水溶性碳很少超过 200mg/kg，但却是土壤微生物能够迅速利用的底物。土壤微生物的周转需要补充水溶性碳作为能源，补充的途径可以是从土壤胶体的解吸、落叶的腐解、植物根分泌物和剥落物或土壤不溶聚合物的水解等(MCGILL W B et al，1981)。由表 3-5 土壤水溶性碳的描述性统计可知，海伦土壤水溶性碳变幅在 14.40-81.27 mg/kg 之间，平均值为 41.69mg/kg；嫩江土壤水溶性碳变幅在 19.75-77.93 mg/kg 之间，平均值为 34.16mg/kg；绥化土壤水溶性碳变幅在 15.04-59.15mg/kg 之间，平均值为 27.42mg/kg；双城水溶性碳含量变幅在 19.24-36.99mg/kg 之间，平均值为 26.93mg/kg。从表中可以看到不同黑土地区的养分含量存在着差异，比较平均值可知海伦>嫩江>绥化>双城，双城水溶性碳含量最低，海伦、嫩江、绥化分别比双城增高了 54.80%、26.83%、1.8%，根据水溶性碳含量进行差异性比较可知海伦和其他三个黑土区差异显著，嫩江、绥化之间差异不显著，嫩江、双城之间差异显著，绥化、双城之间差异不显著。

表 3-5 土壤水溶性碳的描述性统计结果(mg/kg)

Table 3-5 Descriptive statistics result of WSOC (mg/kg)

	样本数	平均值	标准差	标准误	变异系数 C.V.（%）	中值	最小值	最大值
嫩江	30	34.16b	12.64209	2.30812	37.0	31.14	19.75	77.93
海伦	30	41.69a	19.80014	3.61500	47.5	37.96	14.40	81.27
绥化	30	27.42bc	10.96684	2.00226	40.0	25.32	15.04	59.15
双城	30	26.93c	4.79226	0.87494	17.8	26.22	19.24	36.99

注：行中不同字母表示差异显著($P<0.05$)。

由图 3-9 可以看到各地区土壤水溶性碳的变化趋势，四个黑土区土壤水溶性碳变异性比较大，通过四个地区的土壤水溶性碳含量分析进行分段比较（图 3-10），可知嫩江土壤水溶

性碳在<20.00 mg/kg 的比例为 3.33%，20.00-30.00mg/kg 的比例为 40.00%，30.00-40.00mg/kg 的比例为 30.00%，40.00-50.00 mg/kg 的比例为 16.67%,>50.00 mg/kg 的比例为 10.00%；海伦土壤水溶性碳在<20.00 mg/kg 的比例为 16.67%，20.00-30.00mg/kg 的比例为 13.33%，30.00-40.00mg/kg 的比例为 30.00%，40.00-50.00 mg/kg 的比例为 10.00%,>50.00 的比例为 30.00%；绥化土壤水溶性碳在<20.00 mg/kg 的比例为 30.00%，20.00-30.00mg/kg 的比例为 43.33%，30.00-40.00mg/kg 的比例为 13.33%，40.00-50.00 mg/kg 的比例为 6.67%,>50.00 的比例为 6.67%；双城土壤水溶性碳在<20.00 mg/kg 的比例为 3.33%，20.00-30.00mg/kg 的比例为 70.00%，30.00-40.00mg/kg 的比例为 26.67%，40.00-50.00 mg/kg 的比例为 0.00%,>50.00 的比例为 0.00%。由此可知嫩江土壤水溶性碳含量集中在 20.00-40.00mg/kg 之间，海伦土壤水溶性碳含量主要集中在 30.00-40.00mg/kg 和>50.00 的比例范围内，绥化土壤水溶性碳含量主要集中在 20.00-30.00mg/kg 之间，双城土壤水溶性碳含量主要集中在 20.00-30.00mg/kg 之间。

由上可知整体从南到北呈现升高趋势，双城<绥化<海伦。从分段分析中可以看到，海伦在最大含量>50.00 mg/kg 中所占比例最大，而双城最小。

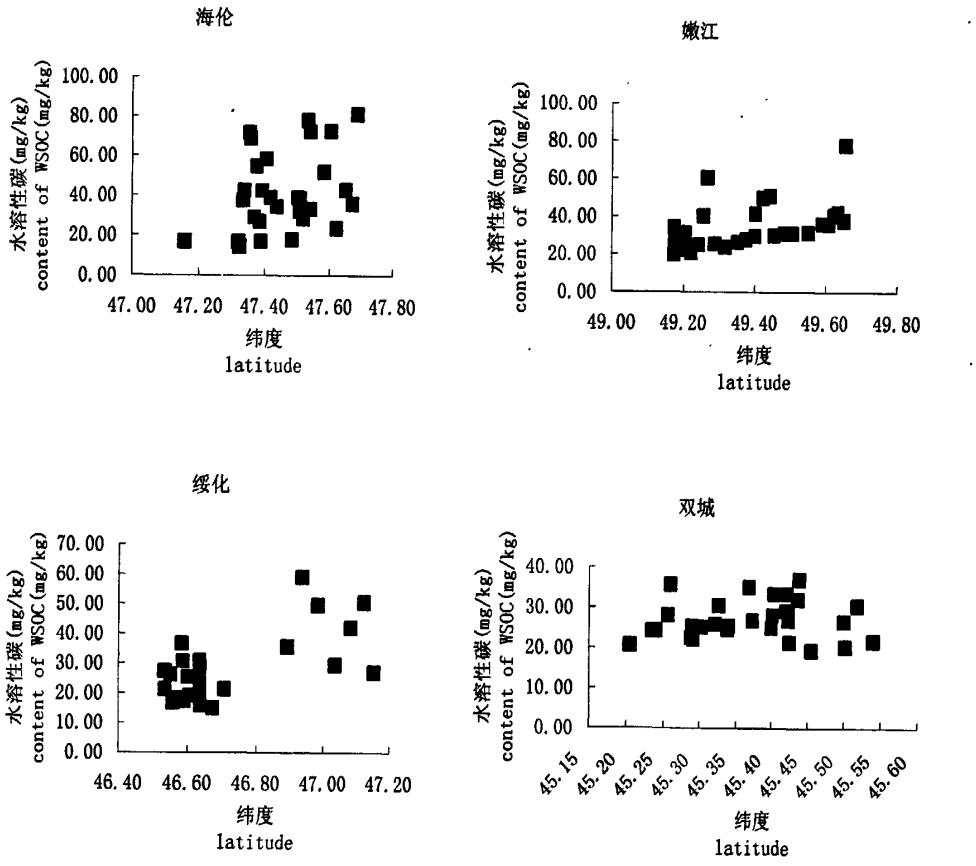


图 3-9 各地区水溶性碳含量的变化趋势

Fig 3-9 Changed trend of WSOC of different area

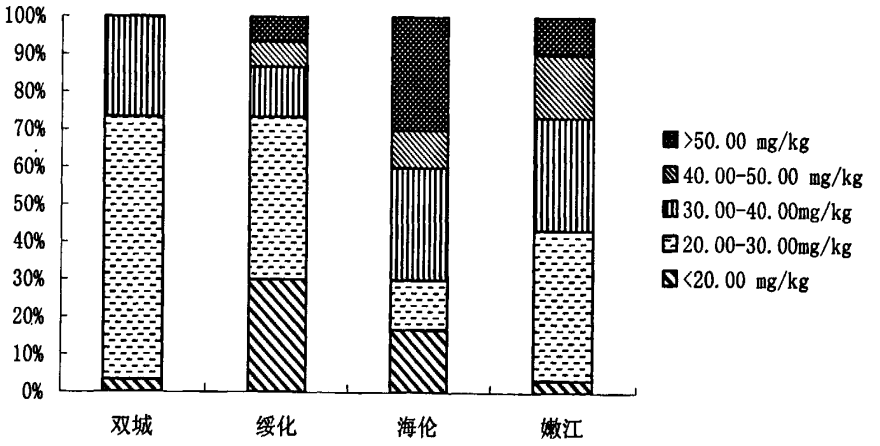


图 3-10 各地区水溶性碳含量比例分布

Fig 3-10 Comparison of WSOC

3.2.4 土壤矿化碳含量变化特征

有机碳的矿化是土壤中重要的物理化学过程，直接关系到土壤中养分元素的释放与供给、温室气体的形成、以及土壤质量的保持等（CHANTIGNY M H et al，1999）。土壤有机碳的矿化过程是在微生物的参与下进行的，受诸多因素的影响，包括温度条件、水分状况、土壤性质等。很早以来就被人们作为评价土壤肥力的尺度之一。因此，一直以来，对土壤有机碳矿化方面的研究很多，如李忠佩等（2004）进行不同水土比对土壤有机碳矿化影响的研究，采用我国东部地区的黑土、潮土、黄泥土和红壤水稻土，通过室内分析和培育试验，研究了不同水分条件下可溶性碳含量及土壤有机碳矿化量的动态变化。本试验在相同条件下对四个地区的黑土进行了室内培养，研究了不同地区黑土矿化碳的动态变化。以下图中 30 条趋势线表示嫩江、海伦、绥化、双城 30 个样点的日均矿化量碳、累积矿化量碳的变化趋势。从以下图中可以看到培养过程中各地区矿化碳的动态变化有明显不同。结果表明，海伦地区（图 3-11）前期日均矿化量较低，但却变化起伏，有一些小的浮动，随着培养时间的延长，在 12-24 天之间出现了日均矿化量的峰值，之后含量又缓慢下降，在 30-36 天之间有所增加，出现了一些浮动，然后递减。绥化地区（图 3-12）日均矿化量变化动态和海伦相近，前期日均矿化量较低，呈缓慢上升的趋势，期间有一些小的浮动，随着培养时间的延长，在 21-24 天之间出现了日均矿化量的峰值，之后含量又迅速下降，在 30-36 天之间有所增加，出现了一些浮动，然后递减，。嫩江地区（图 3-13）前期日均矿化量较高，在 3-9 天之间出现了日均矿化量的峰值，之后表现为迅速下降趋势，随着培养时间的延长，日均矿化量出现了一些高低起伏，随后日均矿化量在 33-36 天时再一次出现了高峰，出现了一次大的波动，然后呈递减趋势。双城地区（图 3-14）日均矿化量前期变化平稳，一直到第 9 天开始出现了波动，在 12-21 天之间出现了峰值，达到日均矿化量的最高值，之后矿化速率缓慢，呈下降趋势，到 33-36 天出现了小的浮动，表现为上升趋势，然后递减。

图 3-15、3-16、3-17、3-18 列出了培养时期的累积矿化碳量变化动态，双城地区累积矿

化量前期呈现迅速递增的趋势，一直到 21 天，之后平稳递增，嫩江地区在整个培养时期内都呈现平稳递增的趋势，绥化地区培养前期和中期呈现迅速递增的趋势，一直到 36 天，之后平稳递增，海伦地区变化和绥化相近，前期和中期呈现急剧递增的趋势，一直到 36 天，之后平稳递增。对四个地区的累积矿化碳结果进行比较，结果表明，海伦土壤累积矿化碳变幅在 3447.01-8639.13 mg/kg 之间，平均值为 5574.02 mg/kg；嫩江土壤累积矿化碳变幅在 1870.66-10100.27 mg/kg 之间，平均值为 5941.07 mg/kg；绥化土壤累积矿化碳变幅在 2189.50-8907.67mg/kg 之间，平均值为 5113.9 1mg/kg；双城累积矿化碳含量变幅在 1714.59-9803.62mg/kg 之间，平均值为 5015.61 mg/kg。平均值比较可知，嫩江>海伦>绥化>双城。由此可知，土壤矿化碳累积量由黑龙江黑土区自南向北逐渐升高。

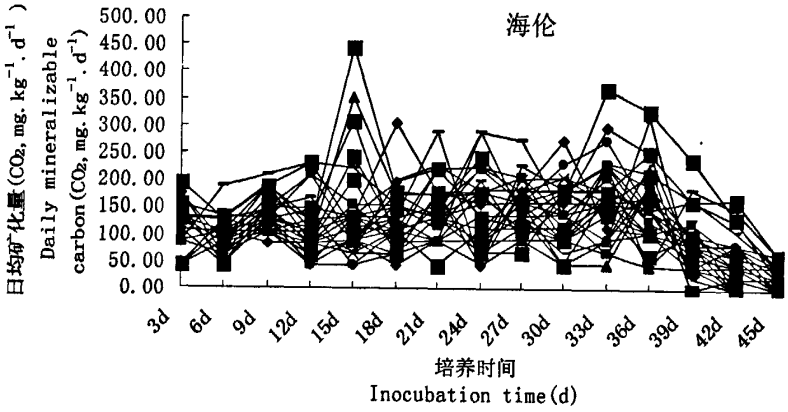


图 3-11 海伦日均矿化量（CO_2，$mg.kg^{-1}.d^{-1}$）

Fig 3-11 Daily mineralizable carbon of Hai lun（CO_2，$mg.kg^{-1}.d^{-1}$）

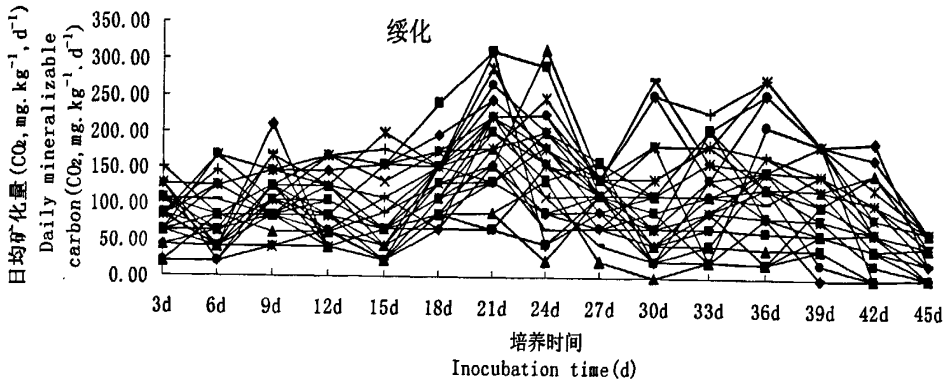


图 3-12 绥化日均矿化量（CO_2，$mg.kg^{-1}.d^{-1}$）

Fig 3-12 Daily mineralizable carbon of Sui hua（CO_2，$mg.kg^{-1}.d^{-1}$）

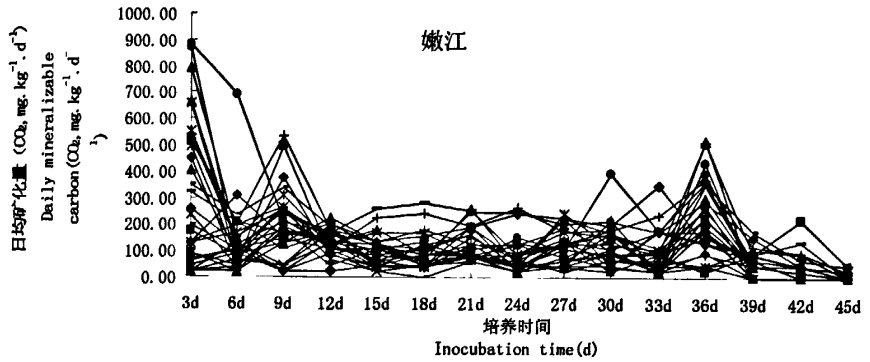


图 3-13 嫩江日均矿化量（CO_2，$mg.kg^{-1}.d^{-1}$）

Fig 3-13 Daily mineralizable carbon of Nen jiang（CO_2，$mg.kg^{-1}.d^{-1}$）

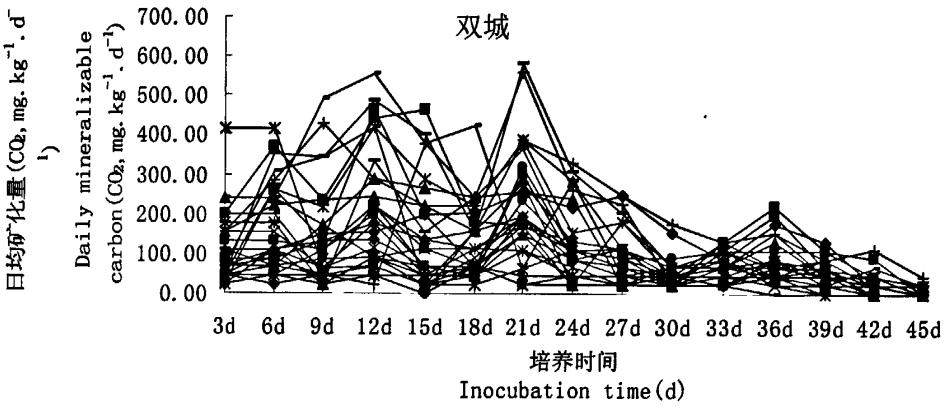


图 3-14 双城日均矿化量（CO_2，$mg.kg^{-1}.d^{-1}$）

Fig 3-14 Daily mineralizable carbon of Shuang cheng（CO_2，$mg.kg^{-1}.d^{-1}$）

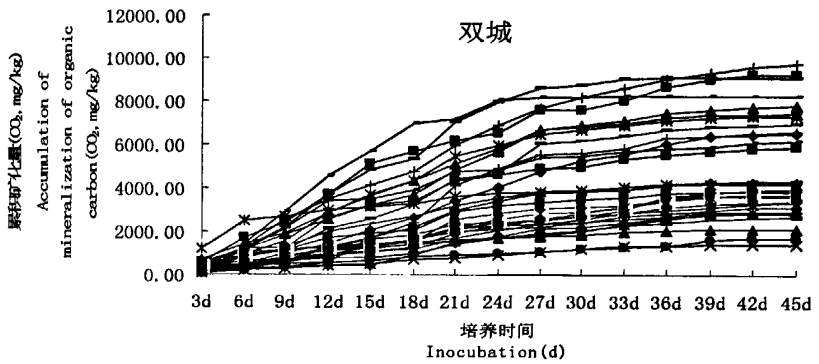


图 3-15 双城累积矿化量（CO_2，mg/kg）

Fig 3-15 Accumulation of mineralizable carbon of Shuang cheng（CO_2，mg/kg）

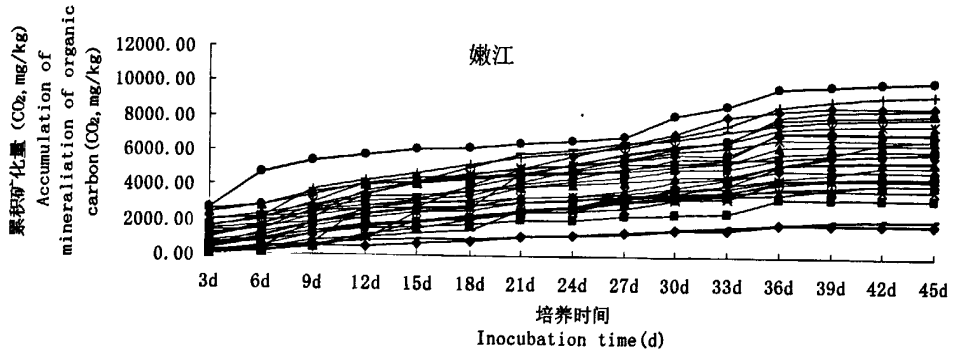


图 3-16 嫩江累积矿化量（(CO_2，mg/kg）

Fig 3-16 Accumulation of mineralizable carbon of Nei jiang（CO_2，mg/kg）

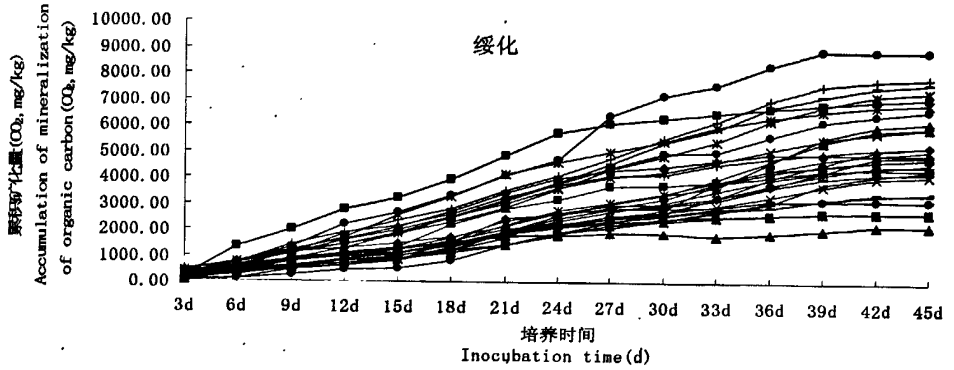


图 3-17 绥化累积矿化量（CO_2，mg/kg）

Fig 3-17 Accumulation of mineralizable carbon of Sui hua（CO_2，mg/kg）

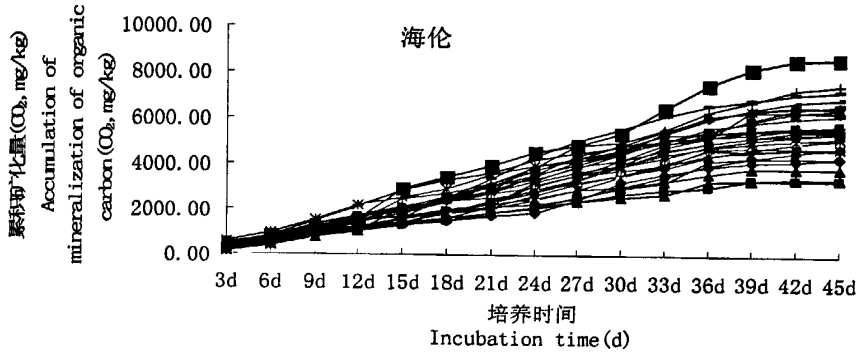


图 3-18 海伦累积矿化量（CO_2，mg/kg）

Fig 3-18 Accumulation of mineralizable carbon of Hai lun（CO_2，mg/kg）

3.3 不同黑土区土壤理化性质的变化特征

3.3.1 土壤水分的变化

土壤水分是土壤中的液相组成部分，是构成土壤肥力的重要因素之一，也是土壤物理性质的一个重要方面。它不仅为植物生长提供必要的水分条件，而且也是土壤中各种土壤生物活动和养分转化的必需物质。土壤水分的丰缺状况，直接影响植物的生长发育和生物产量。土壤水分既和土壤空气共存于土壤孔隙中，相互依存、互为消长，又积极参与土壤中许多重要的物理、化学和生物过程。没有水分，土壤中各种变化都将停止。

土壤含水量采用烘干法得到，为重量含水量，做 5 次重复。黑龙江省四个黑土区的含水量特征值见表 3-6，双城的含水量变幅在 18.86-29.29%之间，平均值为 23.70%；绥化的含水量变幅在 22.05-33.23%之间，平均值为 26.49%；海伦的含水量变幅在 19.97-40.36%之间，平均值为 27.71%；嫩江的含水量变幅在 22.54-40.93%之间，平均值为 30.21%。平均值比较后可知嫩江>海伦>绥化>双城，和双城相比，分别比双城高出 6.51%、4.01%、2.80%。显著性比较可以看到，嫩江、海伦、双城之间差异显著，嫩江、绥化、双城之间差异显著，绥化、海伦之间差异不显著。

黑龙江省四个黑土区的田间持水量特征值见表 3-7，双城的田间持水量最小值为 26.85%，最大值为 42.53%,平均值为 32.17%；绥化的田间持水量最小值为 31.37%，最大值为 48.90%,平均值为 38.83%；海伦的田间持水量最小值为 28.96%，最大值为 62.13%,平均值为 43.86%；嫩江的田间持水量最小值为 36.19%，最大值为 63.45%,平均值为 46.87%。平均值比较后可知嫩江>海伦>绥化>双城，和双城相比，分别比双城高出 14.70%、11.69%、6.66%。显著性比较可以看到，嫩江、海伦、双城之间差异显著，嫩江、海伦、绥化之间差异显著，绥化、双城之间差异不显著。

表 3-6　土壤含水量的描述性统计（%）

Table 3-6 Descriptive statistics result of soil water content（%）

	样本数	平均值	标准差	标准误	变异系数C.V.（%）	中值	最小值	最大值
嫩江	30	30.21a	6.15954	1.12457	20.4	29.65	22.54	40.93
海伦	30	27.71b	5.80111	1.05913	20.9	26.44	19.97	40.36
绥化	30	26.49b	2.67133	0.48772	10.1	26.18	22.05	33.23
双城	30	23.70c	3.49812	0.63867	14.8	23.69	18.86	29.29

注：行中不同字母表示差异显著(P<0.05)。

表 3-7 土壤田间持水量的描述性统计结果（%）

Table 3-7 Descriptive statistics result of soil water holding capacity（%）

	样本数	平均值	标准差	标准误	变异系数 C.V.（%）	中值	最小值	最大值
嫩江	30	46.87a	7.56298	1.38080	16.14	44.00	36.19	63.45
海伦	30	43.86b	9.46790	1.72859	21.59	45.72	28.96	62.13
绥化	30	38.83c	4.71815	0.86141	12.15	38.22	31.37	48.90
双城	30	32.17c	4.36062	0.79614	13.55	31.04	26.85	42.53

注：行中不同字母表示差异显著(P<0.05)。

由图 3-19 可以看到各地区的含水量变化趋势，虽然各地区含水量的变化忽高忽低，并不均匀，但是可以看到各地区的含水量整体趋势是随着纬度的增大而呈现上升的趋势，嫩江表现的最为显著。由图 3-21 可以看到各地区的田间持水量变化趋势，可以看到变化趋势和含水量相近。通过分段进行详细的分析可知（图 3-20），嫩江含水量<20.00%的比例为 0.00%,20.00-25.00%的比例为 23.33%，25.00-30.00%的比例为 33.33%，30.00-35.00%的比例为 13.34%，>35.00%的比例为 30.00%；海伦含水量<20.00%的比例为 3.33%,20.00-25.00%的比例为 43.33%，25.00-30.00%的比例为 16.67%，30.00-35.00%的比例为 20.00%，>35.00%的比例为 16.67%；绥化含水量<20.00%的比例为 0.00%,20.00-25.00%的比例为 33.33%，25.00-30.00%的比例为 53.33%，30.00-35.00%的比例为 13.34%，>35.00%的比例为 0.00%；双城含水量<20.00%的比例为 20.00%,20.00-25.00%的比例为 46.67%，25.00-30.00%的比例为 33.33%，30.00-35.00%的比例为 0.00%，>35.00%的比例为 0.00%。由此可知嫩江含水量主要集中在 20.00-30.00%之间和>35.00%的范围，含量分布不均匀，海伦则主要集中在 20.00-25.00%之间，绥化含水量集中在 20.00-30.00%之间，双城含水量也在 20.00-30.00%之间。对田间持水量进行分段分析可知（图 3-22），嫩江田间持水量<30.00%的比例为 0.00%，30.00-40.00%的比例为 10.00%，40.00-50.00%的比例为 60.00%，>50.00%的比例为 30.00%；海伦田间持水量<30.00%的比例为 6.67%，30.00-40.00%的比例为 30.00%，40.00-50.00%的比例为 30.00%，>50.00%的比例为 33.33%；绥化田间持水量<30.00%的比例为 0.00%，30.00-40.00%的比例为 66.67%，40.00-50.00%的比例为 33.33%，>50.00%的比例为 0.00%；双城田间持水量<30.00%的比例为 43.33%，30.00-40.00%的比例为 53.34%，40.00-50.00%的比例为 3.33%，>50.00%的比例为 0.00%。由此可知嫩江田间持水量主要集中在 40.00-50.00%之间，海伦田间持水量则分布不集中，各区间含量比例接近，绥化田间持水量集中在 30.00-40.00%之间，双城田间持水量集中在<40.00%范围内。

由上可知嫩江的含水量、田间持水量最高，双城的最低，比较后可知嫩江>海伦>绥化>双城，整体从南到北呈现升高趋势。田间持水量从分段分析中也可以看到，嫩江、海伦在>50.00%含量中所占比例最大，而绥化、双城最小，而在<30.00%含量中双城占的比例最高。田间持水量反映土壤的供水保水能力，由此说明，嫩江的保水供水能力最强，而双城最弱，整体从南到北供水保水能力呈增强趋势。

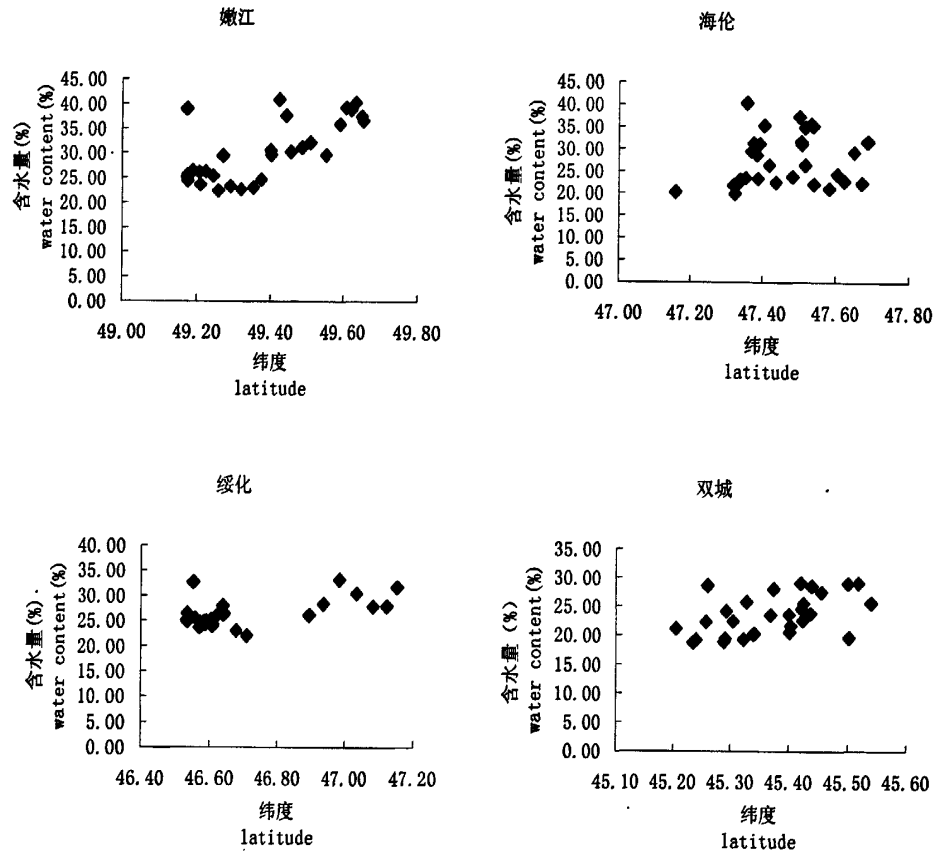


图 3-19 各地区土壤水分的含量变化

Fig 3-19 Changed characteristic of soil water content of different area

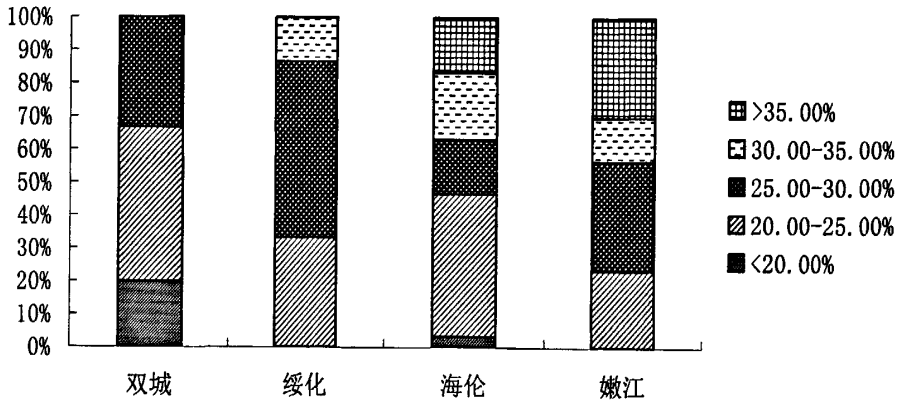


图 3-20 各地区土壤水分的含量比较

Fig 3-20 The comparison of soil water content

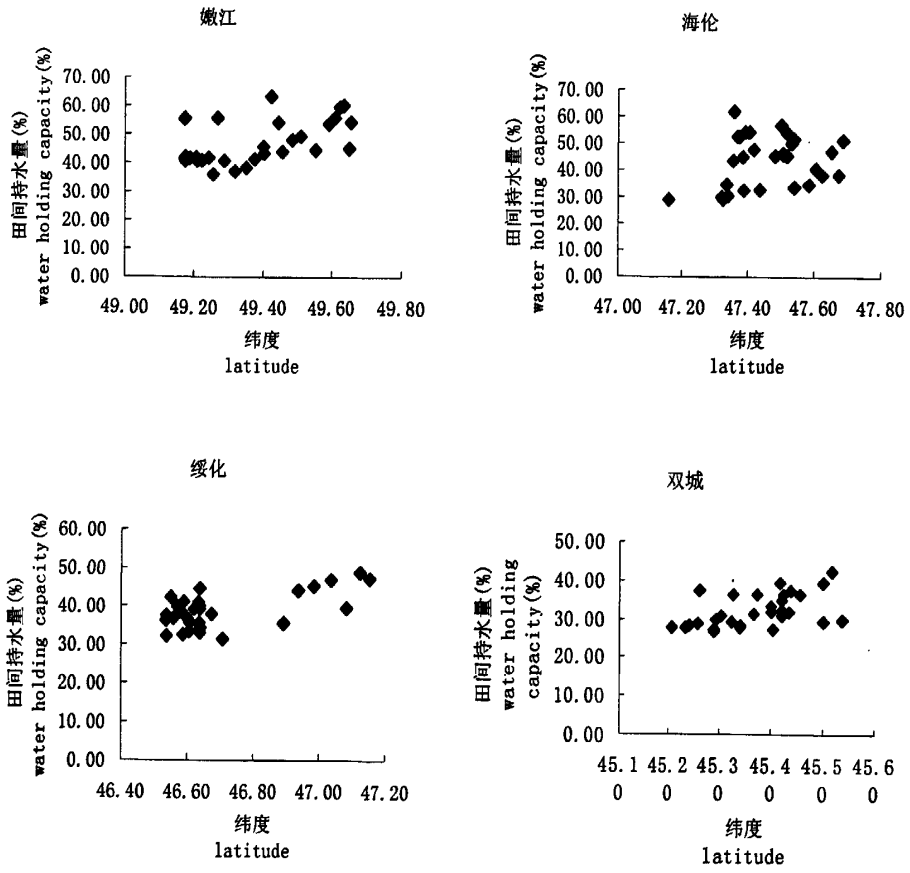


图 3-21 各地区土壤田间含水量的变化特征

Fig 3-21 Changed characteristic of water holding capacity of different area

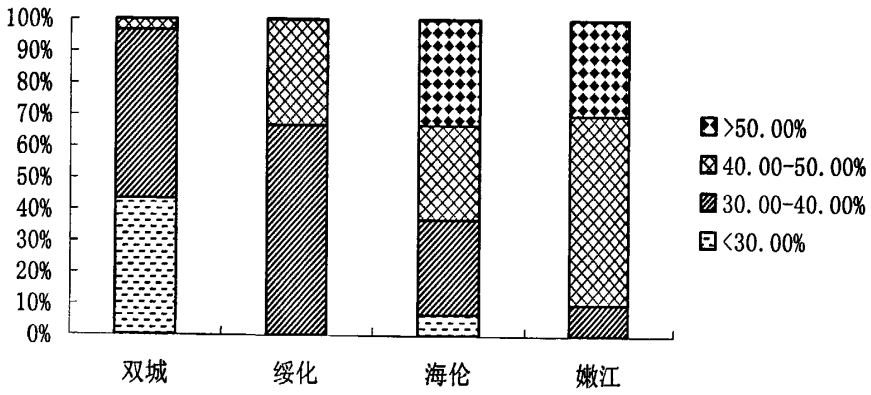


图 3-22 各地区土壤田间含水量比较

Fig 3-22 Comparison of soil water holding capacity

3.3.2 土壤容重的变化

土壤的容重是指单位体积原状土壤(包括孔隙体积在内)的干重(假比重)，是用来鉴定土壤颗粒间排列的紧实度的一个指标，土壤容重可以反映土壤结构的好坏，影响着土体中水肥、气、热等诸肥力因素的变化和协调(陈恩凤，1990)。它与土壤孔隙度和渗透率密切相关(关世英等，1997)，也是土壤物理性质的一个重要的表征因子(黄昌勇，2000)。容重的大小可以反映土壤通透性的好坏，可表明土壤对水分的渗透度和渗透速率的大小(阎秀峰，孙国荣，2000)。土壤容重受到土壤中有机质含量和机械组成的制约。随着土壤退化过程的发展，地表土壤质地发生变化，有机质含量也渐次减少，土壤结构变差，土壤容重也随之变大或变小(史德明，2000)。

由表 3-8 土壤容重的特征值可知海伦容重的变幅在 0.99-1.21g/cm^3 之间,平均值为 1.11 g/cm^3；嫩江容重的变幅在 0.92-1.21 g/cm^3 之间，平均值为 1.10 g/cm^3；绥化容重的变幅在 0.99-1.30 g/cm^3 之间，平均值为 1.15 g/cm^3；嫩江容重的变幅在 1.02-1.27 g/cm^3 之间，平均值为 1.18 g/cm^3。平均值比较可知嫩江<海伦<绥化<双城。通过显著性比较，可知嫩江与海伦差异不显著，绥化和双城之间差异也不显著，嫩江和绥化、双城呈显著性差异，海伦与绥化、双城之间呈显著性差异。

表 3-8 土壤容重的描述性统计结果（g/cm^3）

Table 3-8 Descriptive statistics result of soil bulk density（g/cm^3）

	样本数	平均值	标准差	标准误	变异系数c.v.（%）	中值	最小值	最大值
嫩江	30	1.10b	0.07402	0.01351	6.7	1.12	0.92	1.21
海伦	30	1.11b	0.06857	0.01252	6.2	1.09	0.99	1.21
绥化	30	1.15a	0.08276	0.01511	7.2	1.16	0.99	1.30
双城	30	1.18a	0.06527	0.01192	5.5	1.18	1.02	1.27

注：行中不同字母表示差异显著(P<0.05)。

由图 3-23 可以看到各地区容重的变化趋势，四个黑土区容重变异性比较小，通过四个地区的容重含量分析进行分段比较（图 3-24），可知嫩江容重<1 g/cm^3 的比例为 13.34%，1.00-1.10 g/cm^3 的比例为 23.33%，1.10-1.20 g/cm^3 的比例为 60.00%， 1.20-1.30 g/cm^3 的比例为 3.33%；海伦容重<1 g/cm^3 的比例为 3.33%，1.00-1.10 g/cm^3 的比例为 50.00%，1.10-1.20 g/cm^3 的比例为 40.00%， 1.20-1.30 g/cm^3 的比例为 6.67%；绥化容重<1 g/cm^3 的比例为 6.67%，1.00-1.10 g/cm^3 的比例为 20.00%，1.10-1.20 g/cm^3 的比例为 40.00%， 1.20-1.30g/cm^3 的比例为 33.33%；双城容重<1 g/cm^3 的比例为 0.00%，1.00-1.10 g/cm^3 的比例为 13.33%，1.10-1.20 g/cm^3 的比例为 46.67%，1.20-1.30 g/cm^3 的比例为 40.00%。由此可以看到嫩江容重含量主要集中在 1.10-1.20 g/cm^3 之间，海伦容重含量主要集中在 1.00-1.20 g/cm^3 之间，绥化容重含量主要集中在 1.10-1.30 g/cm^3 之间，双城容重含量主要集中在 1.10-1.30 g/cm^3 之间。

由上可知双城的容重最高，嫩江的最低，比较后可知嫩江<海伦<绥化<双城，整体从南到北呈现降低趋势。容重从分段分析中也可以看到，双城在最大含量 1.20-1.30 g/cm^3 中所占比例最大，而嫩江最小，大小顺序为嫩江<海伦<绥化<双城。土壤随着开垦年限的延长会越紧实，土壤结构出现恶化，土壤容重反映土壤结构的好坏，说明土壤的紧实度，由此说明黑龙江省黑土区从北到南土壤越紧实，土壤结构恶化程度越大。

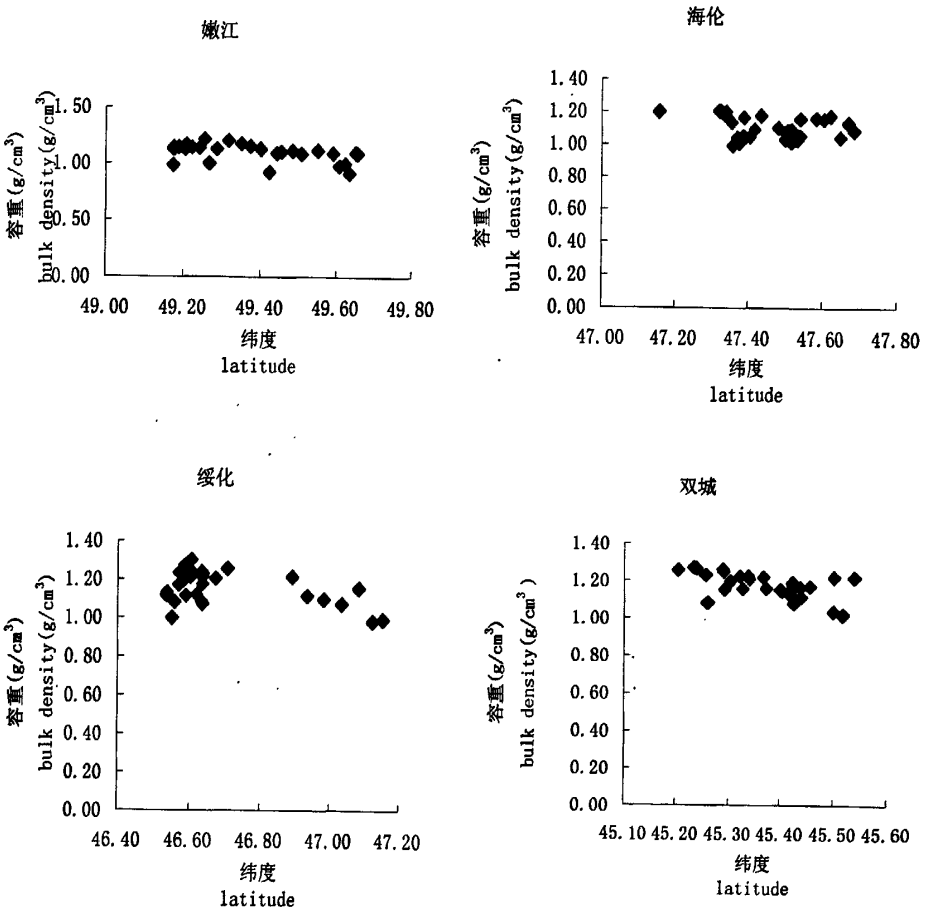


图 3-23 各地区土壤容重的变化特征

Fig 3-23 Changed characteristic of soil bulk density of different area

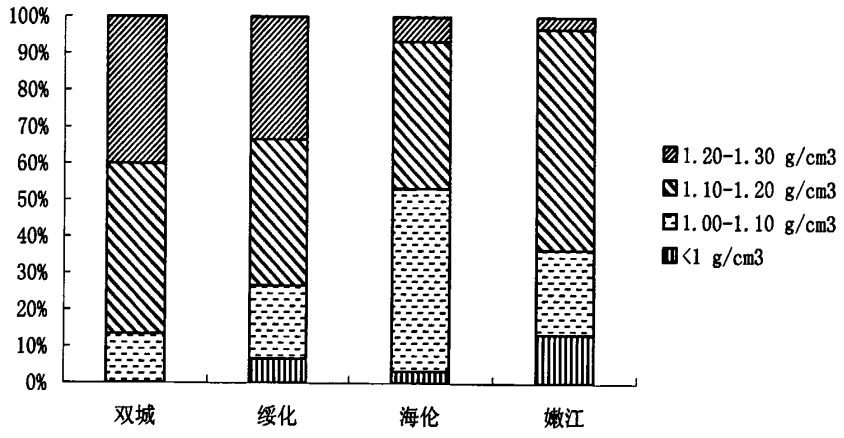


图 3-24 各地区土壤容重的含量比较

Fig 3-24 The comparison of the soil bulk density

3.3.3 土壤 CEC 的变化

土壤阳离子交换量能表征土壤的保肥、供肥能力。它是衡量土壤供求情况的重要指标，也是改良改良土壤和合理施肥的重要依据。从表 3-9 可知：双城土壤 CEC 含量在 7.83~17.32 cmol/kg 之间，平均值为 12.98 cmol/kg ；绥化土壤 CEC 含量在 9.97~25.35 cmol/kg 之间，平均值为 19.59cmol/kg ；海伦土壤 CEC 含量在 20.51~26.61 cmol/kg 之间，平均值为 23.15 cmol/kg ；嫩江土壤 CEC 含量在 16.31~23.09 cmol/kg 之间,平均值为 19.22 cmol/kg。按土壤 CEC 分级标准：代换量在 20cmol/kg 以上者，为保肥力强的土壤；10~20cmol/kg 为保肥力中等的土壤；小于 10cmol/kg 的为保肥力弱的土壤。如图 3-25、3-26,海伦黑土区土壤 CEC 均大于 20cmol/kg，由此可知海伦黑土区属于保肥力强的土壤。双城黑土区土壤 CEC 在 10~20cmol/kg 的样品数占总数的 80%，即有 80%的土壤样点保肥供肥能力中等，20%的土壤样点保肥供肥能力弱。绥化大于 20cmol/kg 的样品数占总数的 66.7%，即有 66.7%的土壤样点保肥供肥能力强，土壤 CEC 在 10~20cmol/kg 的样品数占总数的 26.7%，即有 26.7%的土壤样点保肥供肥能力中等，而保肥力弱的土壤样点最小只占 6.6%。嫩江黑土区土壤 CEC 在 10~20cmol/kg 的样品数占总数的 73.3%，即有 73.3%的土壤样点保肥供肥能力中等，大于 20cmol/kg 的样品数占总数的 26.7%，即有 26.7%的土壤样点保肥供肥能力强。

由上可知整体从南到北呈现升高趋势，双城<绥化<海伦。从分段分析中可以看到，海伦在最大含量>20cmol/kg 中所占比例最大，而双城最小，土壤阳离子交换量能表征土壤的保肥、供肥能力，由此说明，从双城到绥化到海伦供肥保肥能力呈增强趋势。

表 3-9 土壤 CEC 的描述性统计结果（cmol/kg）

Table 3-9 Descriptive statistics result of soil CEC（cmol/kg）

	样本数	平均值	标准差	标准误	变异系数 C.V.（%）	中值	最小值	最大值
嫩江	15	19.22b	1.92583	0.49725	10.0	19.04	16.31	23.09
海伦	15	23.15c	2.15248	0.55577	9.3	22.47	20.51	26.61
绥化	15	19.59b	3.91831	1.01170	20.0	20.35	9.97	25.35
双城	15	12.98a	2.85826	0.73800	22.0	13.27	7.83	17.32

注：行中不同字母表示差异显著(P<0.05)。

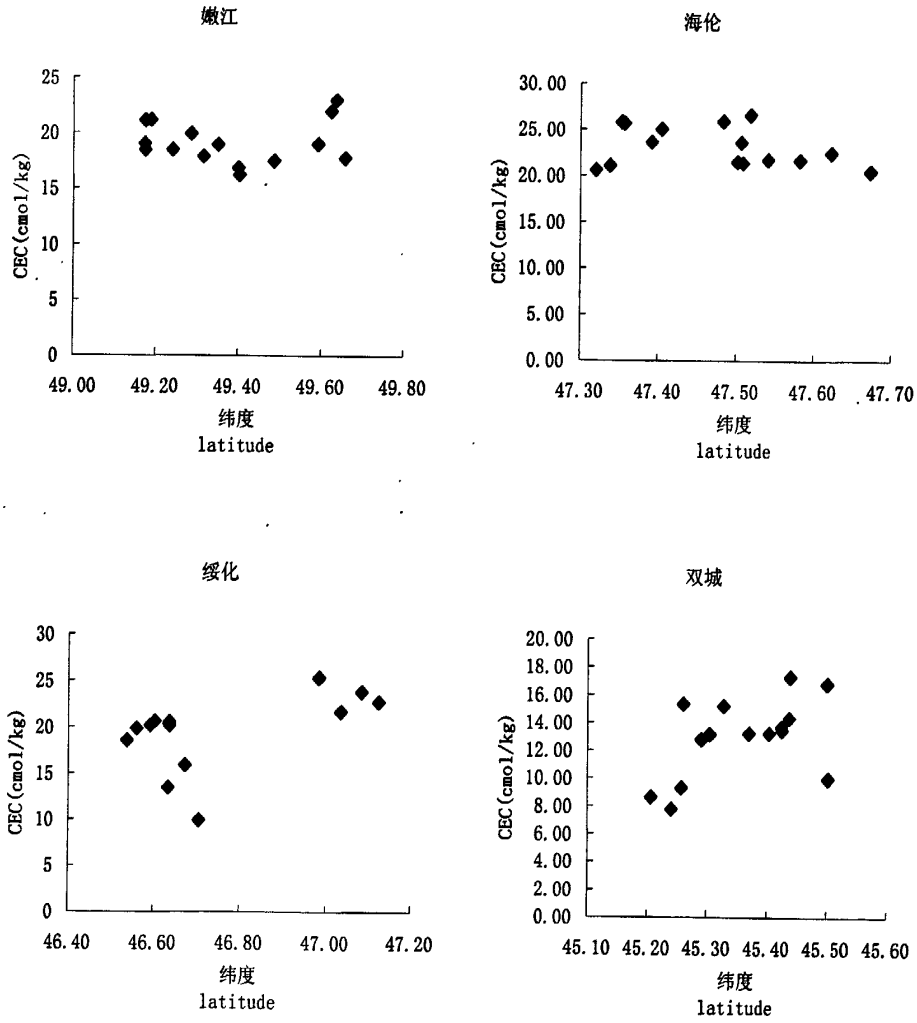


图 3-25 各地区土壤 CEC 的变化特征

Fig 3-25 Changed characteristic of CEC of different area

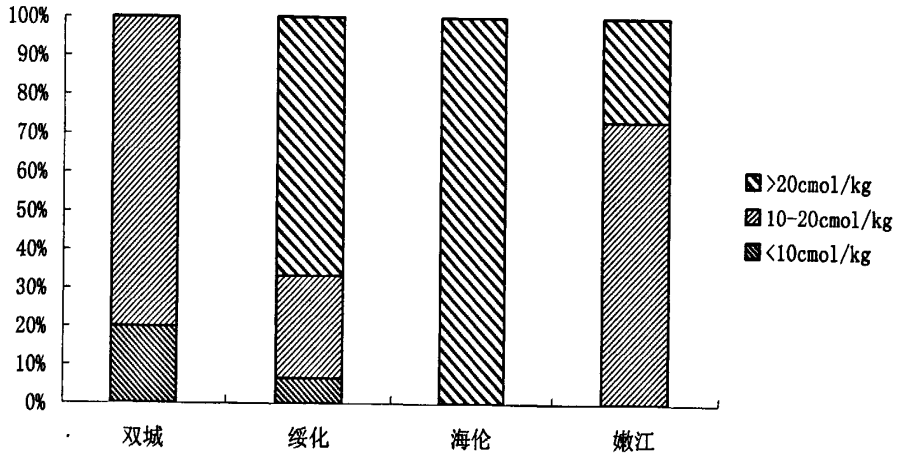


图 3-26 各地区 CEC 含量比较

Fig 3-26 Comparison of CEC

3.4 土壤不同形态碳相关分析

3.4.1 不同形态土壤有机碳与土壤总有机碳相关分析

土壤碳库在全球碳循环中起着极为重要的作用(Post W M et al，1982)，土壤微生物量碳是一种重要的活性碳组分，它的变化是土壤有机碳动态的早期预警指标(Powlson D S et al，1987)。水溶性有机碳是陆地生态系统碳循环的重要基础，参与了很多土壤过程，也是土壤微生物的最主要能源，影响土壤生物活性(Flessa H et al，2000； Chantigny M H，2003)。有机碳的矿化是土壤中重要的物理化学过程，直接关系到土壤中养分元素的释放与供给、温室气体的形成、以及土壤质量的保持等（CHANTIGNY M H et al，1999）。线性相关性分析表明(图3-27、3-28、3-29)，土壤总碳含量与微生物量碳、水溶性碳、累积矿化碳均呈极显著线性正相关，回归方程分别为 y=10.728x+68.864、y=0.7247x+20.245、y=106.34x+3606，相关系数分别为 0.7090**、0.4305**、0.4781**。可以看到不同形态土壤有机碳与土壤总碳相关性极显著，虽然土壤有机碳组分含量很小，但是却能敏感的指示土壤碳库的微小变化。

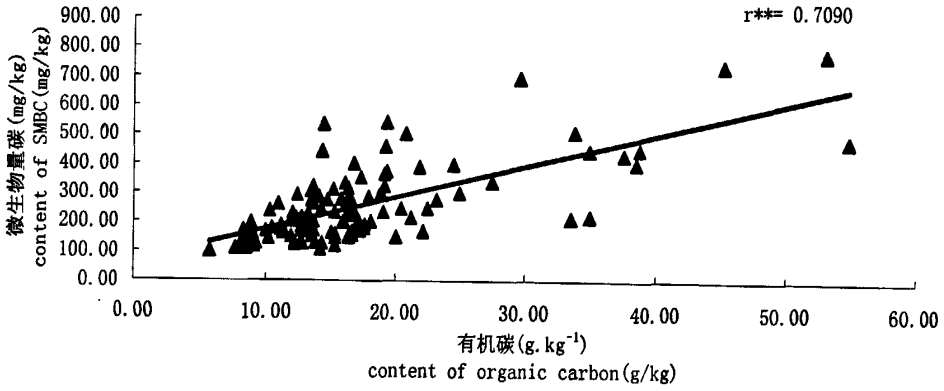


图 3-27 微生物量碳与总碳的相关性分析

Fig 3-27 Relativity analysis between organic carbon with SMBC

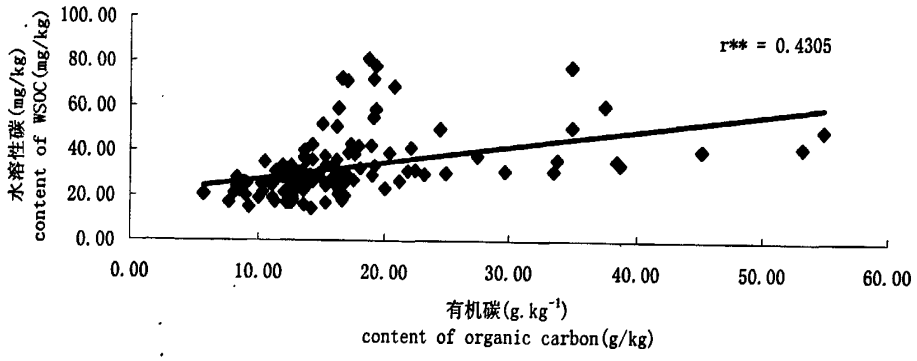


图 3-28 水溶性碳与总碳的相关性分析

Fig 3-28 Relativity analysis between organic carbon with WSOC

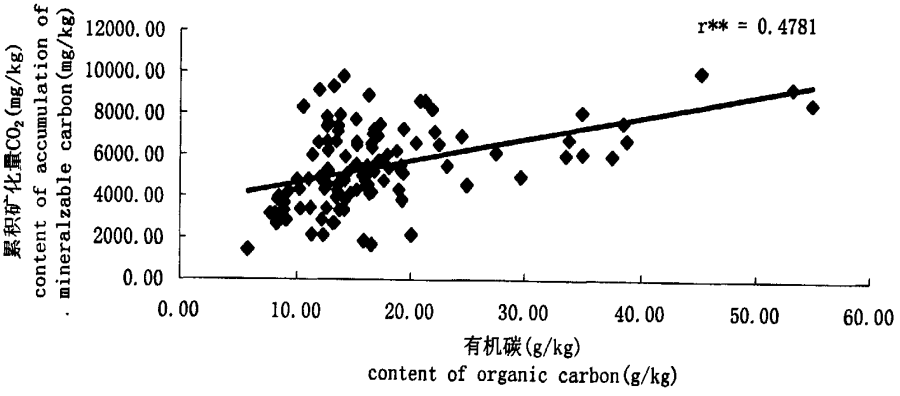


图 3-29 累积矿化碳与总碳的相关性分析

Fig 3-29 Relativity analysis between organic carbon with accumulation of mineralizable carbon

3.4.2 不同形态土壤有机碳之间的相关分析

线性相关性分析表明(图 3-30、3-31、3-32)，土壤微生物量碳、水溶性碳、累积矿化碳之间两两呈极显著线性正相关，土壤微生物量碳与水溶性碳回归方程为 y=4.2918x+111.29，相关系数为 0.4775**；土壤累积矿化碳与水溶性碳回归方程为 y=5.12x+3744.7，相关系数为 0.3876**；土壤微生物量碳与累积矿化碳回归方程为 y=7.021x+3649，相关系数为 0.4777**。

矿化碳含量和微生物量碳、水溶性有机碳含量之间均显著线性正相关，其中与微生物量碳最相关，水溶性碳也与微生物量碳最相关，这说明微生物量碳是土壤有机碳组分中变化最敏感、也是最容易损失的一部分碳素。土壤水溶性碳作为土壤微生物生长的能量来源，其含量高低将直接影响微生物量碳的含量高低，因此，微生物量碳和水溶性碳具有很好的相关。Motavalli 等(Motavalli P P et al，1994)发现森林土壤碳矿化速率与土壤有机碳、溶解性微生物生物量碳和轻组有机碳的含量密切相关；Whalen 等(Whalen J K et al，2000)发现森林和农田土壤碳矿化速率主要受土壤轻组有机质分解的影响，土壤碳矿化速率影响机制与土壤有机质的稳定性有很大关系。水溶性有机碳代表着土壤中分子量比较小、微生物容易摄取的土壤有机碳组分(Zsolnay A et al，1991)，Liang 等报道(Liang B C et al，1998)微生物量碳与水溶性有机碳之间存在显著的相关关系，但文倩认为土壤微生物量碳与水溶性碳间无相关性，本研究与前者的结论相一致，这可能与土壤微生物的种群大小有关，不同土壤微生物对水溶性碳的利用效率可能不同。

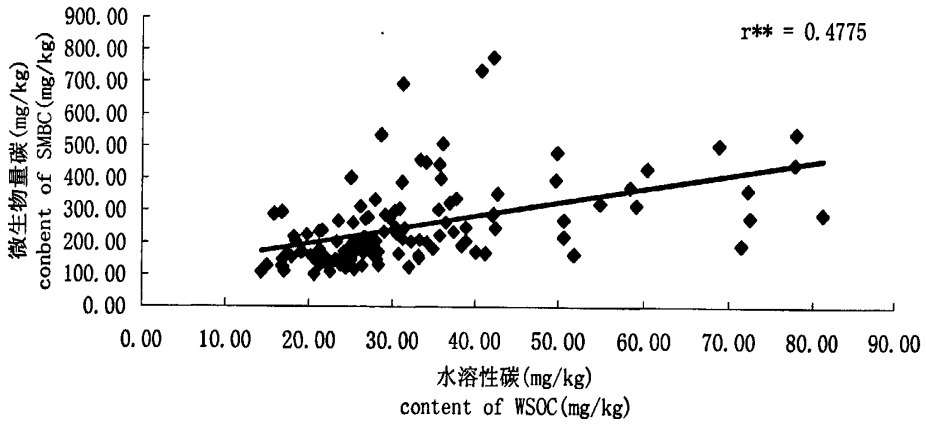


图 3-30 微生物量碳与水溶性碳的相关性分析

Fig 3-30 Relativity analysis between WSOC with SMBC

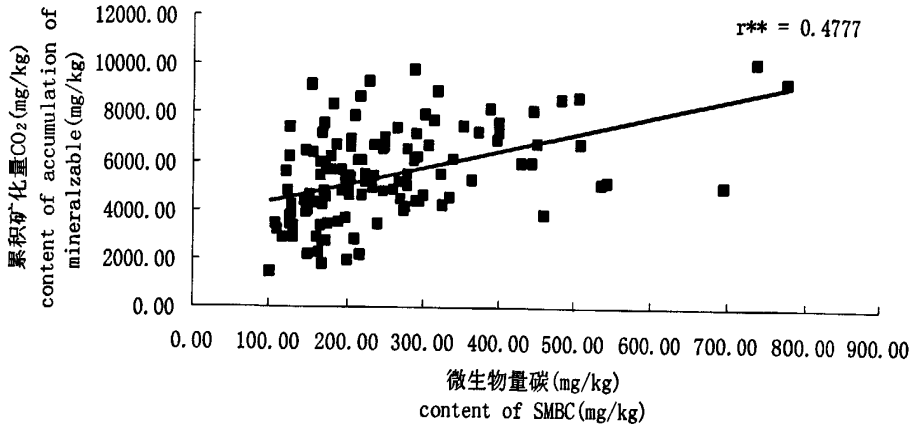


图 3-31 累积矿化碳与微生物量碳的相关性分析

Fig 3-31 Relativity analysis between SMBC with accumulation of mineralizable carbon

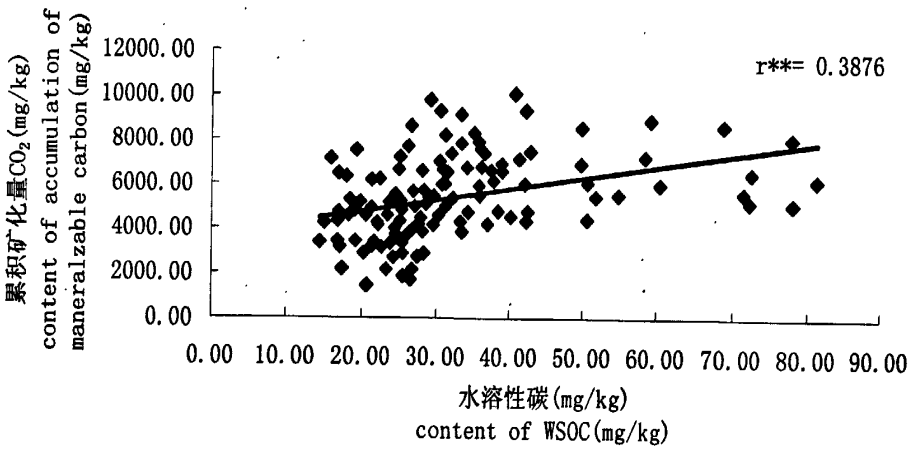


图 3-32 累积矿化碳与水溶性碳的相关性分析

Fig 3-32 Relativity analysis between WSOC with accumulation of mineralizable carbon

3.5 土壤总碳、不同形态有机碳与土壤性质的相关分析

3.5.1 土壤总碳、有机碳组分与土壤物理性质的相关分析

3.5.1.1 土壤总碳与土壤物理性质的相关分析

土壤容重是土壤的一个具有较长时间变异性的动态属性，容重变异性的影响因素包括气候、质地、团聚体和 SOC 含量。线性相关性分析表明(图 3-33、3-34、3-35)，土壤总碳和容重之间呈极显著线性负相关，土壤总碳和含水量、田间持水量均呈极显著线性正相关，土壤总碳和容重回归方程为 y=-74.475x+101.45，相关系数为 0.6935**；土壤总碳和含水量回归方

程为 y=1.2722x-17.406，相关系数为 0.6176**；土壤总碳和田间持水量回归方程为 y=0.7651x+13.959，相关系数为 0.6219**。土壤容重与土壤总有机碳均显著线性负相关，土壤有机碳维持在适宜的水平可以降低土壤结壳和土壤容重，有助于保持稳定的土壤 pH(Bow man R A et al ,1999)，最大持水量与土壤总有机碳显著线性正相关，Wall and Heiskanen(2003)报道土壤水含量随着有机质含量的增加有明显的增加，这说明有机碳积累是土壤含水量增加的重要原因。这是由于土壤有机碳含量的增加，一方面改善了土壤结构，使容重减小，孔隙度增加，另一方面也改变了土壤的胶体状况，使土壤的吸附作用增强。这两方面都有利于水分的保持，从而使土壤含水量增加。

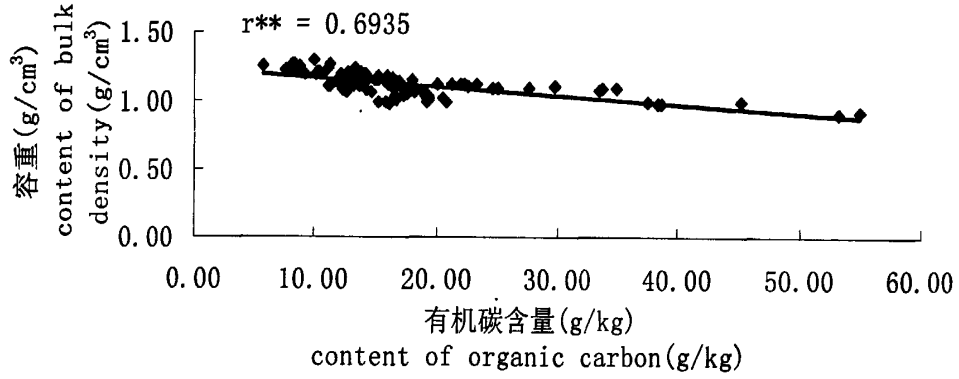


图 3-33 容重与有机碳含量的相关性分析

Fig 3-33 Relativity analysis between soil organic carbon with soil bulk density

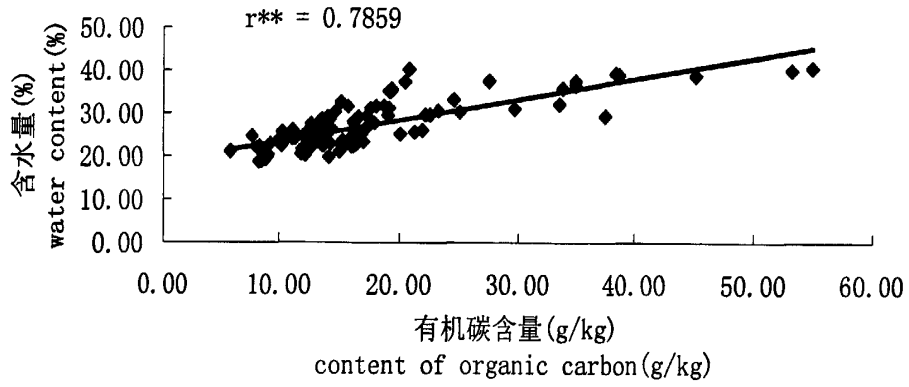


图 3-34 含水量与有机碳含量的相关性分析

Fig 3-34 Relativity analysis between soil organic carbon with water content

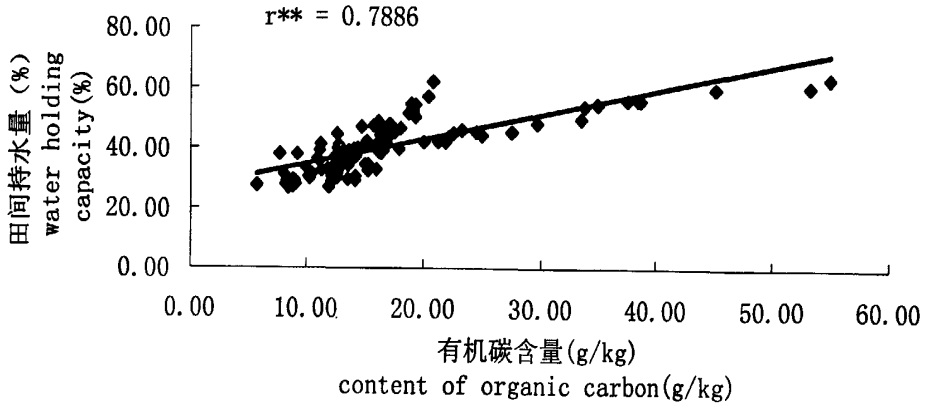


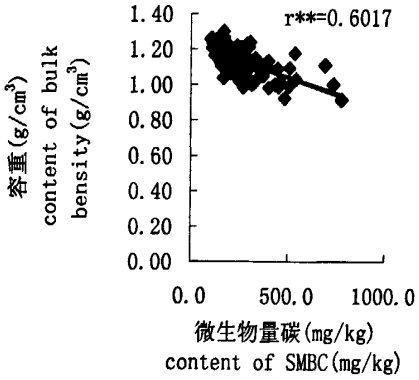
图 3-35 田间持水量与有机碳含量的相关性分析

Fig 3-35 Relativity analysis between soil organic carbon with water holding capacity

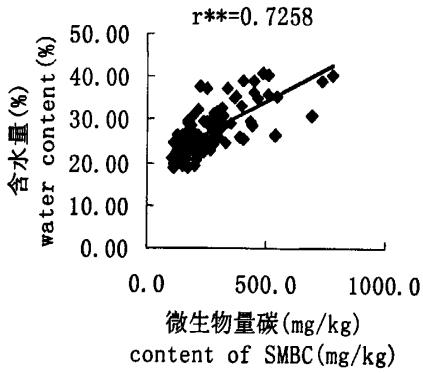
3.5.1.1 不同形态土壤有机碳与土壤物理性质的相关分析

线性相关性分析表明(图 3-36)，土壤微生物量碳和容重之间呈极显著线性负相关(图 3-36a)，土壤微生物量碳和含水量、田间持水量均呈极显著线性正相关(图 3-36b，3-36c)，土壤微生物量碳和容重回归方程为 y=-979.05x+1361.4，相关系数为 0.6017**；土壤微生物量碳和含水量回归方程为 y=17.779x-229.5，相关系数为 0.7258**；土壤微生物量碳和田间持水量回归方程为 y=9.9202x-150.1，相关系数为 0.6757**。土壤水溶性碳和容重之间呈极显著线性负相关(图 3-36d)，土壤水溶性碳和含水量、田间持水量均呈极显著线性正相关(图 3-36e，3-36f)，土壤水溶性碳和容重回归方程为 y=-81.393x+124.87，相关系数为 0.4496**；土壤水溶性碳和含水量回归方程为 y=1.4091x-5.534，相关系数为 0.5170**；土壤土壤水溶性碳和田间持水量回归方程为 y=0.9118x-4.3173，相关系数为 0.5582**。土壤累积矿化碳和容重之间呈极显著线性负相关(图 3-36g)，土壤矿化碳和含水量、田间持水量均呈极显著线性正相关(图 3-36h，3-36i)，土壤累积矿化碳和容重回归方程为 y=-81.393x+124.87，相关系数为 0.4496**；土壤累积矿化碳和含水量回归方程为 y=1.4091x-5.534，相关系数为 0.5170**；土壤累积矿化碳和田间持水量回归方程为 y=0.9118x-4.3173，相关系数为 0.5582**。可见土壤微生物量碳、水溶性碳、矿化碳与土壤物理性质关系十分密切，能够较敏感地反映土壤物理肥力的变化。

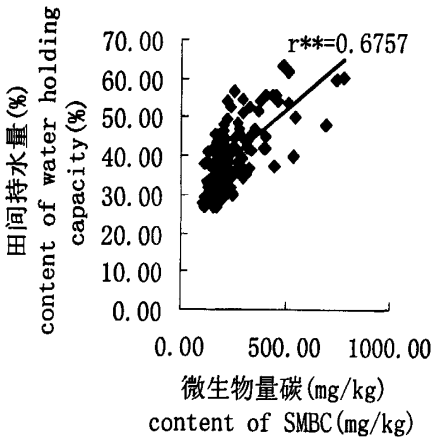
a


r**=0.6017
容重(g/cm³)
content of bulk bensity(g/cm³)
1.40
1.20
1.00
0.80
0.60
0.40
0.20
0.00
0.0
500.0
1000.0
微生物量碳(mg/kg)
content of SMBC(mg/kg)

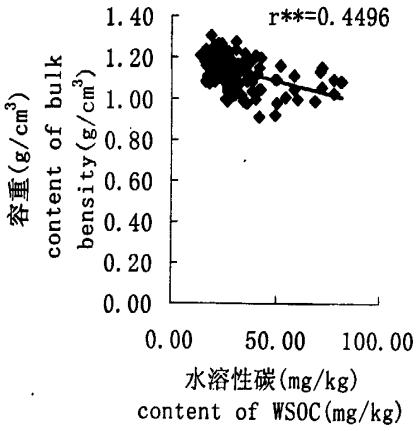
b


r**=0.7258
含水量(%)
water content(%)
50.00
40.00
30.00
20.00
10.00
0.00
0.0
500.0
1000.0
微生物量碳(mg/kg)
content of SMBC(mg/kg)

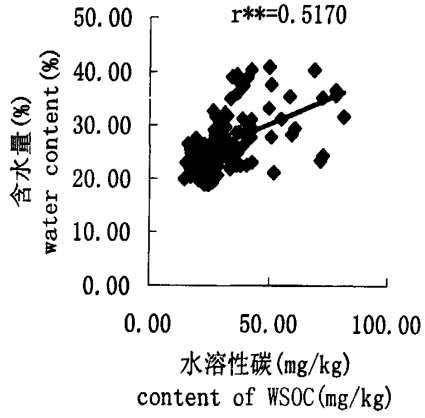
c


r**=0.6757
田间持水量(%)
content of water holding capacity(%)
70.00
60.00
50.00
40.00
30.00
20.00
10.00
0.00
0.00
500.00
1000.00
微生物量碳(mg/kg)
content of SMBC(mg/kg)

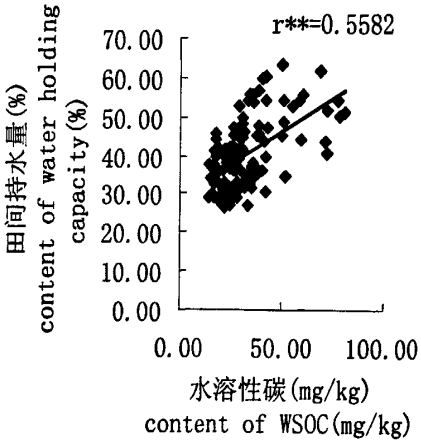
d


r**=0.4496
容重(g/cm³)
content of bulk bensity(g/cm³)
1.40
1.20
1.00
0.80
0.60
0.40
0.20
0.00
0.00
50.00
100.00
水溶性碳(mg/kg)
content of WSOC(mg/kg)

e


r**=0.5170
含水量(%)
water content(%)
50.00
40.00
30.00
20.00
10.00
0.00
0.00
50.00
100.00
水溶性碳(mg/kg)
content of WSOC(mg/kg)

f


r**=0.5582
田间持水量(%)
content of water holding capacity(%)
70.00
60.00
50.00
40.00
30.00
20.00
10.00
0.00
0.00
50.00
100.00
水溶性碳(mg/kg)
content of WSOC(mg/kg)

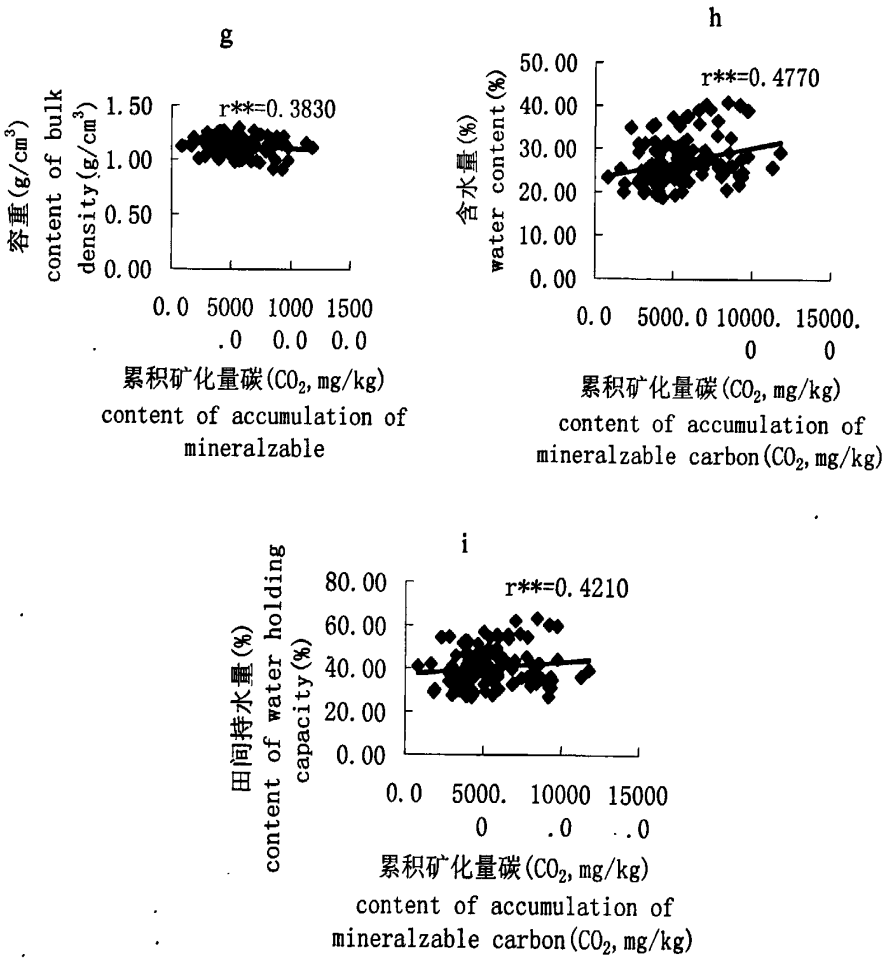


图 3-36 土壤有机碳组分与土壤物理性质相关性分析

Fig 3-36 Relativity analysis between compositions of soil organic carbon with physical property

3.5.2 土壤总碳、不同形态有机碳与土壤 CEC 的相关分析

3.5.2.1 土壤总碳与土壤 CEC 的相关分析

线性相关性分析表明(图 3-37)，土壤总碳和 CEC 之间呈极显著线性正相关，土壤总碳和 CEC 回归方程为 y=0.2148x+15.059，相关系数为 0.4089**。土壤阳离子交换量能表征土壤的保肥、供肥能力，说明土壤总碳和土壤的保肥、供肥能力有着重要的影响。

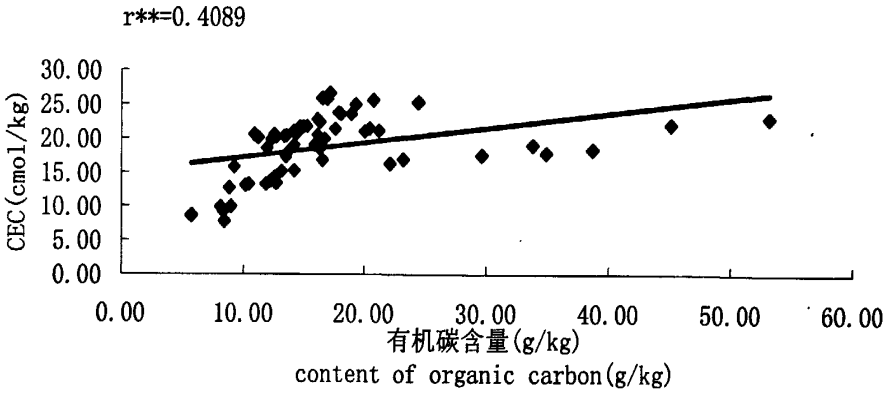
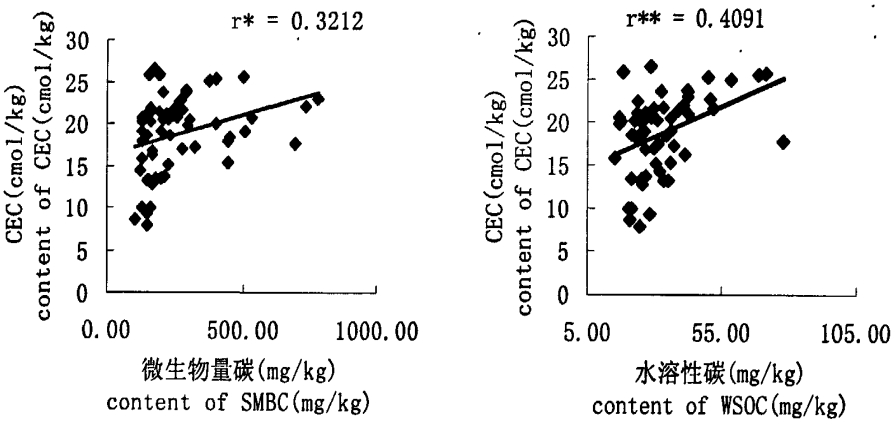


图 3-37 土壤有机碳与 CEC 的相关性分析

Fig 3-37 Relativity analysis of soil organic carbon with CEC

3.5.2.2 不同形态土壤有机碳与土壤 CEC 的相关分析

线性相关性分析表明（图 3-38），土壤微生物量碳、土壤水溶性碳和土壤累积矿化碳与 CEC 之间均呈现出显著[a]相关(图 3-38a、3-38b、3-38c)，其[b]物量碳和 CEC 回归方程为 y=10.742x+59.881，相关系数为 0.3212*；土壤水溶性碳和 CEC 回归方程为 y=1.1739x+10.464，相关系数为 0.4091**；土壤累积矿化碳和 CEC 回归方程为 y=123.31x+3033.5，相关系数为 0.2782*。其中水溶性有机碳与 CEC 呈极显著正相关。土壤阳离子交换量能表征土壤的保肥、供肥能力，说明土壤总碳及其微生物量碳、土壤水溶性碳、土壤累积矿化碳和土壤的保肥、供肥能力均有着重要的影响。



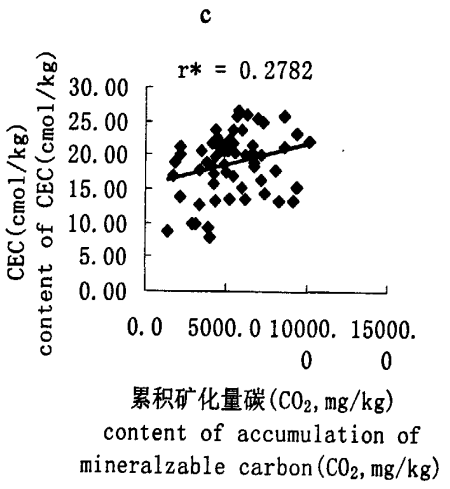


图 3-38 土壤有机碳组分与 CEC 的相关性分析

Fig 3-38 Relativity analysis between compositions of soil organic carbon with CEC

4 讨论

4.1 土壤总及不同形态有机碳

土壤有机碳是土壤质量的核心，也是营养元素生物地球化学循环的主要组成部分，其质量和数量影响着土壤的物理、化学和生物特征及其过程，影响和控制着植物初级生产量，是土壤质量评价和土地可持续利用管理中必须考虑的重要指标。土壤有机质含量降低，不仅会引起土壤肥力、持水能力下降，侵蚀作用增强，同时也导致温室气体排放量增加。因此，深入认识不同环境条件下土壤有机碳动态变化及其控制过程，是实现土地资源可持续利用的重要基础。由于土壤高的背景值和较大的空间异质性，SOC的微小变化很难发现。活性有机质概念的提出给土壤肥力研究领域注入了新的活力，大量的研究已证明，土壤有机碳活性组分，如微生物量碳、溶解态有机碳、易氧化碳、可矿化碳以及各组分的碳素有效率（也有学者称为碳商），是土壤有机碳动态的敏感性指标，可检测到微小的、短期的土壤碳动态，并能预测其长期变化趋势。近年来国外对土壤活性有机碳也进行了广泛的研究，如植被、环境等对土壤碳的影响等，利用SOC的活性部分，可在不同程度上反映有机碳的有效性(徐明岗等，2000)，土壤微生物较易利用游离状态的碳，而固相中的有机碳较难分解（Burford，1975；李忠佩，2004)。土壤水溶性碳是微生物获取生长和生存所需能量的最直接的途径，水溶性碳与土壤微生物碳含量之间关系密切。土壤水溶性有机碳与土壤固相的有机碳相比具有更多的活性点(黄泽春，2002)，它强烈影响着土壤的形成和有机碳的矿化。因此，测定活性有机碳组分能够更好的表征土壤碳库的有效率。本文分别测定了4县市的有机碳及其组分的含量，结果表明这4个市县土壤有机碳及其碳组分都表现出明显的纬度地带性,整体上从南向北养分含量逐渐升高。土壤有机碳和土壤微生物量碳、水溶性碳、矿化碳三种活性有机碳之间存在极显著的正相关关系。并且，三者之间存在明显的内在联系。这与以往的研究类似。土壤活性碳虽然表示不同的组分，具有不同的性质，含量和变化规律也不尽相同，但它们都在一定程度上相互影响，相互制约，共同表征土壤中活性较高部分的碳含量。

4.2 土壤总碳及其不同形态有机碳与土壤理化性质

虽然人们早已经认识到土壤有机碳含量的提高有利于土壤结构的形成和土壤稳定性的提高，对于土壤有机碳与土壤性质之间的关系也做了很多的研究，但对于不同形态土壤有机碳之间及不同形态有机碳与土壤性质之间相关性的探讨甚少。本文对土壤有机碳及其不同形态有机碳与土壤理化性质进行了相关分析，结果表明，土壤有机碳及其碳组分与土壤理化性质有显著相关性，也就是说土壤有机碳及其碳组分都受到环境的影响。但是试验中只是选取一些代表性指标进行分析，土壤养分还受其他很多方面的影响，由于气候、土壤、作物轮作制度、农业生产水平以及传统的有机物质利用习惯上的差异，区域水平上农田土壤有机碳库的循环和平衡状况明显不同，应当有针对性地制定切实可行的有机物质分配和利用的具体措施，保持和提高农田土壤有机碳库及养分的循环和平衡水平。

5 结论

1）黑土有机碳含量、微生物量碳、水溶性碳、累积矿化碳含量和全氮含量随纬度的增加呈现出逐渐升高的趋势，纬度与土壤有机碳和全氮存在显著正相关关系，纬度与土壤微生物量碳、水溶性碳、累积矿化碳均呈显著性正相关，说明水热条件决定了不仅有机碳和全氮的空间分布，同时也决定了不同形态有机碳的空间分布。

2）比较有机碳平均含量，大小顺序是：嫩江>海伦>绥化>双城，整体从南到北呈现升高趋势。微生物量碳分析可知，嫩江最高，双城的最低，大小顺序为嫩江>海伦>绥化>双城，从分段分析中也可以看到，嫩江在最大含量>400.00 mg/kg 含量中所占比例最大，而双城最小，而在最小含量 100.00-200.00 mg/kg 含量中双城占的比例最高，整体从南到北呈现升高趋势。水溶性碳分析可知，从双城到绥化到海伦呈增强趋势。

3）对矿化碳日均矿化量变化特征分析可知：土壤矿化碳培养过程中各地区矿化碳的动态变化有明显不同，海伦、绥化地区表现出相近的变化趋势，前期日均矿化量较低，在中期出现了日均矿化量的峰值。双城地区日均矿化量前期变化平稳，中期和后期变化趋势与海伦、绥化地区相近。嫩江地区前期日均矿化量较高，在 3-9 天之间出现了日均矿化量的峰值，之后表现为迅速下降趋势，随着培养时间的延长，日均矿化量在 33-36 天时再一次出现了高峰，出现了一次大的波动，然后呈递减趋势。累积矿化碳量分析可知，平均值含量比较嫩江>海伦>绥化>双城，整体从南到北呈现升高趋势。

4）嫩江的含水量、田间持水量最高，双城的最低，比较后可知嫩江>海伦>绥化>双城，整体从南到北供水保水能力呈增强趋势。双城的容重最高，嫩江的最低，比较后可知嫩江<海伦<绥化<双城，黑龙江省黑土区从北到南土壤越紧实，土壤结构恶化程度越大。土壤阳离子交换量分析可知，从双城到绥化到海伦供肥保肥能力呈增强趋势。

5）土壤总碳以及不同形态土壤有机碳之间相关性分析得到，不同形态土壤有机碳与土壤总碳相关性极显著，虽然土壤活性有机碳含量很小，但是却能敏感的指示土壤碳库的微小变化。土壤微生物量碳、水溶性碳、累积矿化碳之间两两呈极显著线性正相关。

6）土壤总碳、不同形态有机碳与土壤理化性质的相关性分析可知，土壤总碳及不同形态有机碳和容重之间均呈极显著线性负相关，和含水量、田间持水量均呈极显著线性正相关，土壤总碳及不同形态有机碳和 CEC 之间均呈显著线性正相关，说明土壤总碳及不同形态有机碳和土壤的理化性质密切相关。

致 谢

本试验是在导师周连仁教授和苗淑杰老师的亲自指导下完成的，从论文的选题、方案的设计与实施，到论文的撰写和修改都倾注了两位老师大量的心血。在与老师的相处中，让我受益匪浅，老师严谨的治学态度，一丝不苟的敬业精神，秉正率直的人格魅力，实事求是的工作作风，无时无刻不在影响着我，鞭策着我，激励着我以更高的要求来完善自己，充实自己。非常感谢我的导师周老师和苗淑杰老师，感谢两位老师对我的严格要求和耐心指导，使我顺利完成学业，在此向两位老师表示最衷心的感谢和诚挚的敬意。

试验中还得到了赵玖明老师和刘学生老师的大量帮助，对他们表示感谢。

同时在试验过程中，也得到了我的师兄、师姐、师弟的帮助，还有 07 级许多同学的帮助，对他们也表示感谢！

研究生三年的学习、生活即将结束，在这里向所有指导、培养过我的老师和帮助过我的同学表示感谢！

刘颖

2010 年 4 月于哈尔滨

参 考 文 献

鲍士旦.2000.土壤农化分析[M].北京:中国农业出版社

曹军，张镱锂，刘燕华.2002.近 20 年海南岛森林生态系统碳储量变化[J].地理研究.21(5):551-560

曹志洪，朱永官.1995.苏南稻麦两熟制下土壤养分平衡与培肥的长期试验.土壤.27(2):60-64

杜丽娟，文启孝，张晓华.1982.应用费尔恩法测定氯化钠盐土或底土中的有机碳.土壤.14(4):149-153

高超，张桃林，吴蔚东.2001.太湖地区农田土壤养分动态及其启示.地理科学.21(5):428-432

郭胜利，刘文兆，史竹叶等.2003.半干旱区流域土壤养分分布特征及其与地形、植被的关系[J].干旱地区农业研究.21(4): 40-43

郭景恒，朴河春，刘启明.2000.碳水化合物在土壤中的分布特征及其环境意义.地质地球化学.28(2): 59-64

黑龙江土壤普查办公室.1999.黑龙江土壤[M].北京:中国农业出版社

黄昌勇. 2000.土壤学[M].北京:中国农业出版社.177-178

黄承标，何斌，梁怀军.1999.尾叶松人工林取代灌草植被对土壤物理性质的影响[J].西南林学院学报.19(4): 215-218

蒋端生.2001.南岳森林土壤有机质的研究[J].湖南农业科学.2:26-29

蒋疆，王果，方玲.2001.土壤水溶解态有机物质与重金属的络合作用[J].土壤与环境.10(1):67-71

金峰，杨浩，蔡祖聪等.2001.土壤有机碳密度及储量的统计研究[J].土壤学报.38 (4): 522-528

金峰，杨浩，赵其国.2000.土壤有机碳储量及影响因素研究进展[J].土壤.(1): 11-17

黄承标，梁宏温.1999.广西不同地理区域森林土壤水文物理性质研究[J].土壤与环境.8(2): 96-100

雷志栋，杨诗秀，谢森传.1998.土壤水动力学[M].北京:清华大学出版社

李长生.2000.土壤碳储量减少:中国农业之隐患-中美农业生态系统碳循环对比研究.第四纪研究.20(4):345-350

李克让，王绍强，曹明奎.2003.中国植被和土壤碳储量[J].中国科学(D 辑).33(1): 72-80.

李灵.2004.不同退化林地土壤微生物生物量动态.福建农林大学硕士学位论文

李凌浩.1988.土地利用变化对草原生态系统土壤碳贮量的影响.植物生态学报.22:300-302

李忠佩.2004.低丘红壤有机碳库的密度及变异[J].土壤.6(3):292-297

李忠佩，王效举.2002.小区域水平土壤有机质动态变化的评价与分析.地理科学.20(2): 182-187

李忠佩，张桃林.1998.林心雄等.红壤区土壤有机碳的循环和平衡及有机资源利用.长江流域资源与环境.2(7):140-146

林滨，陶澍.1996.沉积物中天然有机物吸着系数的动态测定.地理科学.5:165-169

林滨，陶澍，曹军等.1996.伊春河流域土壤与沉积物中水溶性有机物的含量与吸着系数[J].中国环境科学.16(4): 307-310

林心雄，文启孝等.1995.土壤中有机物质分解的控制因素研究[J].土壤学报.32(增刊): 41-47

林心雄.中国土壤有机质状况及其管理[A].1998.沈善敏主编.中国土壤肥力[C].北京:中国农业出版社.111-153

刘纪远，王绍强，陈镜明等.2004.1990~2000 年中国土壤碳氮蓄积量与土地利用变化.地理学报.59(4):483-496

刘景双，于君宝，王金达等.2003.松辽平原黑土有机碳含量时空分异规律[J].地理科学.23(6): 668-673

潘根兴，赵其国.2005.我国农田土壤碳库演变研究:全球变化和国家粮食安全.地球科学进展.20(4):384-393

齐志勇. 2003.不同培肥模式对土壤呼吸和土壤养分变化影响的研究.东北农业大学硕士学位论文

秦钟， 周兆德.2002.土壤物理性质变化简析[J].海南大学学报自然科学版.20(4):379-385

沈宏，曹志洪，胡义正.1999.土壤活性有机碳的表征及其生态效应[J].生态学杂志.18(3):32-38

史德明，韦启潘，梁音等.2000.中国南方侵蚀土壤退化指标体系研究[J].水土保持学报.14(3): 1-9

苏永中，赵哈林，张铜会等.2004.不同退化沙地土壤碳的矿化潜力.生态学报.24(2):372-377

孙波，张桃林，赵其国.1999.我国中亚热带缓丘区红粘土红壤肥力的演化 I.物理学肥力的演化 [J].土壤学报.36(1): 35-47

王晶，朱平，张男等.2003.施肥对黑土活性有机碳和碳库管理指数的影响.土壤通报.43(5):394-397

王淑华，赵兰坡，姜亦梅.2009.玉米高产田土壤微生物量碳的肥力特性分析[J].吉林农业大学学报.31(4):421-425

王淑平，周广胜，吕育财等.2002.中国东北样带(NECT)土壤碳、氮、磷的梯度分布及其与气候因子的关系[J].植物生态学报.26 (5): 513-517

王效科，白艳莹，欧阳志云等.2002.陆地生物地球化学模型的应用和发展[J].应用生态学报.13(12):1703-1706

吴建国，张小全，徐德应.2004.六盘山林区几种土地利用方式下土壤活性有机碳的比较[J].植物生态学报.28(5):657-664

吴建国，张小全，徐德应.2004.土地利用变化对土壤有机碳贮量的影响.应用生态学报[J].15(4):593-599

徐明岗，于荣，王伯仁.2000.土壤活性有机质的研究进展[J].土壤肥料. 6:3-7

徐阳春，沈其荣.2002.长期免耕与施用有机肥对土壤微生物量碳、氮、磷的影响[J].土壤

学报. 39:89-95

杨学明，张晓平，方华军等.2004.20 年来部分黑土耕层有机质和全氮含量的变化[J].地理科学.24(6): 711-714

袁可能.1963.有机矿质复合体研究 I.土壤有机矿质复合体中腐殖质的氧化稳态性研究[J].土壤学报.11(3):286-293.

俞海，黄季焜，Scott R，Loren B.2003.中国东部地区耕地土壤肥力变化趋势研究[J].地理研究.22(3):380-388

翟金良，何岩，邓伟.2001.向海洪泛湿地土壤全氮、全磷和有机质含量及相关性分析[J].环境科学研究.14(6): 40-43

张东辉，施明恒，金峰等.2000.土壤有机碳转化与迁移研究概况[J].土壤. (6):305-309

张付申.1996.长期施肥条件下塿土和黄绵土有机质氧化稳态性研究[J].土壤肥料.(6):32-34

张兴义，隋跃宇，于莉.2002.薄层农田黑土速效氮磷钾含量的空间异质性[J].水土保持学报.18(4):85-88

赵兰坡，邹永久，杨学明.1992.土壤学[M].北京:北京农业大学出版社

赵其国，李忠等.1995.中国热带、亚热带地区 CO_2 的释放和减缓潜力[J].土壤学报.32:117-127（增刊）

Baldock J A，Kay B D，Schnitzer M.1987.Influence of cropping treatments on the monosaccharide content of the hydrolysates of a soil and its aggregate fractions [J].Canada Journal of Soil Science.67: 489-499

Batjes，N H.2000.Effects of mapped variation in soil conditions on estimates of soil carbon and nitrogen stocks for South America.Geaderma.97: 135-144

Biederbeck B O，Zentner R P.1994.Labile soil organic matter as influenced by cropping practices in an arid environment. Soil Boilogy and Biochemistry.26:1647-1656

Biederbeck，V O，H H Janzen，et al.1994.Labile soil organic matter as influenced by cropping practices in an arid environment. Soil Biology&Biochemistry.26: 1647-1656

Blair B J，Lefroy R D.1995.Soil carbon fractions based on their degree of oxidation and the developments of a carbon management index for agriculture systems. Australian Journal of Agriculture Research.46:1456-1466

Bouwman A F.1990.Globe distribution of the major soils and land cover types [M].New Yokr: John Wiley and Sons.33-59

Bow man R A，Vigil M F，Nielsen D C，et al.1999.Soil organic matter changes in intensively cropped dryland systems[J].Soil Sci.Soc.Am.J. 63:186-191

Brookes P C.1995.The use of microbial paraments in monitoring soil pollution by heavy metals. Biol Fertil Soils. 19: 269-279

Burford J R，Bremner J M.1975.Relationships between the denitrification capacities of soils and total water-soluble and readily decomposable soil organic matter.Soil Biol. Biochem.7:389-394

Burke I C，Yonker C M，Ponton W J，et al.1989.Texture、Climate and cultivation effects on soil organic matter content in U. S. Grass-land soils [J]. Soil Sci. Soc.Am. J. 53: 800-805

Buschiazzo D, Quiroga D, Stahr K.1991.Patterns of organic matter accumulation in soils of the semiarid Argentinian Pampas [J].Zeitschr Pflanzenernahr Bodenk.154: 437-441

Casperson J P, Pacala S W, Jenins J C, et al.2000.Contributions of land-use history to carbon accumulation in U.S.forests.Science. 290:1148-1151

CHANTIGNY M H, ANGERS D A, PREVOST D, et al.1999.Dynamics ofsoluble organic C and C mineralization in cultivated soilswith varying N fertilization[J].Soil Biol Biochem. 31: 543-550

Chantigny M H.2003.Dissolved and water-extractable organic matter in soils: a review on the influence of land use and management practices[J].Geoderma.113: 357-380

Chen H, Tian H, Liu M, et al.2006.Effect of land-cover change on terrestrial carbon dynamics in the southern United States. Journal of Environmental Quality. 35: 1533-1547

Collins H P, Paul E A, Paustian K&Elliott E T.1997.Characterization of soil organic carbon relative to its stability and turnover.In:Paul E A, Paustian K and Elliott ET&Cole C V.Eds.Soil organic matter in temperate agroecosystems.longterm experiments in North America.Boca Raton.Florida:CRC Press.Inc: 51-72

Conteh A, Blair G J and Rochester L J.1998.Soil organic carbon fraction in a vertisol under irrigated cotton stubble. Australian Journal of soil Reasearch.36:655-667

Coxson D S, Parkinosn D.1987.Winter respjratory aetivity jn aspen woodland forest floor litter and 1itter and soils [J].Soil Biol. Biochem.19(l):49-59

Drinkwater L E, Wagoner P, Sarrantonio M.1998.Legume-based cropping system have reduced carbon and nitrogen losses.Nature.396(19):262-265

Elliot E T.1986.Aggregate structures and carbon nitrogen and phosphorus in native and cultivated soil[J]. Soil Sci. Soc Am J.50: 627-633

Elliott E T, Coleman D C.1988.Let the soil work for us. Ecology Bulletin.39: 23-32

Fan J, Hao M-D.2003.Effects of long-term rotation and fertilization on soil microbial biomass carbon and nitrogen.Res Soil Water Cons.10(1):85-87(in Chinese)

Fang C, Smith P, Momcrieff J B, et al.2005.Similar response of labile and resistant soil organic matter pools to changes in temperature [J]. Nature. 433: 57-59

Flessa H, Ludwing B, Merbach W.2000.The origin of soil organic C、dissolved organic C and respiration in a long-term maize experiment in Halle.Germany、determines by ^{13}C natural abundance[J].Plant Nutr. Soil Sci. 163:157-163

Fortuna A, Harwood R R, Paul E A.2003.The effects of compost and crop rotations on carbon turnover and the particulate organic matter fraction [J].Soil Science.168:434-444.

Franzluebbers A J, Wright S F, Stuedemann J A.2000.Soil aggregation and glomalin under pastures in the southern Piedmont USA.Soil Sci Soc AmJ.64:1018-1026

French N R, Steinhorst R K, Switf D M.1979."Grassland Biomass Trophic Pyramids" [A].French. N. R Perspectives in Grassland Ecology. Springerverlag [M].New York. 59-87.

Frimmel F H, Christman R F.1988.Humic substances and their role in the environment. Wiley

J & Chichester S.85-87

Ghani A，Dexter M，Perrott K W.2003.Hot-water extractable carbon in soils: a sensitive measurement for determining impacts of fertilization、grazing and cultivation[J].Soil Biol. Biochem. 35:1231-1243

Golchin A，Oades J M，Kjemstad J O，et al.1994.Soil structure and carbon cycling. Aust.J. Soil Res.32:1043-1068

Gregorich E G，Carter M R，Angers D A，et al.1994.Towards a minimum data set to assess soil organic matter quality in agricultural soils.Can J. Soil Sci. 74:376-385

Gupta V V S R，Germida J J.1988.Distribution of microbial biomass and its activity in different soil aggregate size classes as affected by cultivation.Soil Biology and Biochemistry. Vol.20:777-786

Hassink J.1995.Density fractions of soil maero-organic matter and microbial biomass as predictors of C and N mineralization. Soil Biology and Biochemistry.27:1099-1108

Haynes R J，Swift R S，Stephen R C.1991.Influence of mixed cropping rotations(Pasture-arable) on organic matter content、water stable aggregation and clod porosity in a group of soils.Soil&Tillage Research.19: 77-87

Henriks，Jensen.N. O，Boegh.E.，Hasager C B，Schelde K and A Thomsen.2003.Carbon dixide exchange over agricultural landscape using eddy correlation and footprint modeling. Agricultural and Forest Meteorology.114:153-173

Houghton R A，Hackler J L，Lawrence K T.1999.The U.S.carbon budget:Contributions from land-use change.Science.85:574-578

Izaurralde.R. C，Mc Gill. W. B and N J Rosenberg.2000. Carbon cost of applying nitrogen fertilizer. Science.288: 809

Janzen H H，Campbell C A，Brandt S A，et al.1992.Light-fraction organic matter in soils from long-term crop rotations.Soil Sci. Soc. Am J.56:1799-1806

Jenny H Mo.1930.Agrie. Exp.Sat[M].Res.Bull.152: 1-66

J.M.Moore，Susanne Klose，M.A.2000.Tabatabai.Soil microbial biomass carbon and nitrogen as affected by cropping systems.Biol Fertil Soils.31:200-210

Johns M M，Skogley E O.1994.Soil organic matter testing and labile carbon identification by carbon acetous resin capsules [J].Soil Sci Soc. Am. J.58: 751-758

Jordon D，Kremer R J，Bergfield W A，et al.1995.Evaluation of microbial methods as potential indicators of soil quality in historical agricultural fields.Biol Fertil Soils.19: 297-302

Karlen D L，Rosek M J，Gardner J C，et al.1999.Conservation reserve program effects on soil quality indicators [J].Journal of Soil and Water Conservation.54(1): 439-444

Kononova M M.1964.Soil organic matter.its nature，its role in siol formation and in fertility [M].London:Pergamon Press.5-20

Lal R，Kimble J，Follett R F.1997.Pedospheric processes and the carbon cycle [A].Lal R，et al. Soil Processes and the Carbon Cycle [C].Boca Raton: CRC Press.1-8.

Lal R.2002.The potential of soils of the tropics to sequester carbon and mitigate the greenhouse effect.Advronomy.74:155-192

Lefroy R D, Blair B J, Strong W M.1993.Changes in soil organic matter with cropping as measured by organic C fractions and ^{13}C natural isotope abundance. Plant and Soil.156:399-402

Liang B C, MacKenzie A F, Schnitzer M, et al.1998.Management-induced change in labile soil organic matter under continuous corn in eastern Canadian soils[J].Biol Fertil Soils.26:88-94

Li X., Li F, Bhupinderpal-Singh, Rengel Zed and Zhan Zheng-Yan.2007.Soil management changes organic carbon pools in alpine pastureland soils.Soil & Tillage Research.93:186-196

Lugo A E, Sanchez A J, Brown S.1986.Land use and organic carbon content of some subtropical soils. Plant and Soil.96:185-196

MCGILL W B, HUNT H W, PHOENIX, et al. 1981.A model of the dynamics of carbon and nitrogen in grassland soils[C].In:Clark FE and Rosswall T.eds.Terrestrial nitrogen cycles[A].Ecol Bull.Stoe kholm.33:49-115

McGrath D , ZHANG Chao-sheng.2003.Spatial distribution of soil organic carbon concentrations in grassland of Ireland[J].Appl Geochem.18:1629-1639

Moody P W, Yo S A and Aitken R L.1997.Soil organic carbon、permanganate fractions and the chemical properties of acidic soils. Australian Journal of Soil Reasearch.35:1301-1308

Motavalli P, Discekici P H, Kuhn J.2002.The impact of land clearing and agrieultural practices on soil organic C fractions and $C0_2$ efflux in the Northern Guam aquifer Agriculture Ecosystems and Environment.79:17- 27

Motavalli P P, Palm C A, Parton WJ, Elliott ET&Frey S D.1994.Comparison of laboratory and modeling simulation methods for estimating carbon pools in tropical forest soils.Soil Biol.Biochem.26:935-944

Mutuo P K, Shepherd K D, Albrecht A, et al.2006.Prediction of carbon mineralization rates from different soil physical fractions using diffuse reflectance spectroscopy. Soil Biology and Biochemistry.38:1658-1664

Nelson P N, Dictor M C, Soulas G.1994.Availability of organic carbon in soluble and particle-size fraetions from a Soil profile [J].Soil Biol. Biochem.26(11):1549-1555

Nichols J D.1984.Relation of organic carbon to soil properties and climate in the southem Great Plains[J].Soil Sci Soc. Am J. 48:1382-1384

Ortega R A, Westfall D G, Peterson G A.2005.Climatic gradient, cropping system, and crop residue impacts on carbon and nitrogen mineralization in no-till soil. Communications in Siol Science and Plant Analysis.36:2875-2887

O'Sullivan, M F.1992.Uniaxial compaction effects on soil physical properties in relation to soil type and cultivation. Soil Tillage Res.24:257-269

Post W M, Emanuel W R, Zinke P J, et al.1982.Soil carbon pools and world life zones[J]. Nature.298:156-159

Post W M, Kwom K C.2000.Soil carbon sequestration andl and-use change:process and

potential [J].Global Change Biology.6:317-327

Powlson D S，Brookes P C，Christensen B T.1987.Measurement of soil microbial biomass provides an early indication of changes in total soil organic matter due to straw incorporation[J]. Soil Biol. Biochem.19 (2):159-164

Quiroga A R.，Buschiazzo D E.，Peinemann N.1996.Soil organic matter size fractions in soils of the semiarid Argentinian Pampas [J].Soil Sci.161:104-108

Raiesi F.2006.Carbon and N mineralization as affected by soil cultivation and crop residue in a calcareous wetland ecosystem in Central Iran. Agriculture，Ecosystems and Environment. 112:13-20

ReyA，Jarvis P.2006.Modelling the effect of temperature on carbon mineralization rates across a network of European forest sites. Global Change Biology.12:1894-1908

Russell AE，Laird DA，MallarinoAP，et al.2006.Nitrogen fertilization and cropping system impacts on soil quality in midwestern mollisols[J].Soil Science SocietyofAmerica Journal. 70(1):249-256

Sisti.C. P. J，dos Santos，H. P.，Kohhann R，Alves.B. J. R，Urquiaga.S，Boddey. R. M.2004. Change in carbon and nitrogen stocks in soil under 13 years of conventional or zero tillage in southern Brazil. Soil and Tillage Research.76:39-58

Six J，Elliott E T，Paustian K.2000.Soil macroaggregate turnover and microaggregate formation: a mechanism for C sequestration under no-tillage agriculture. Soil Biology and Biochemistry.32:2099-2103

Soane.B.D.1975.Studies on some soil physical properties in relation to cultivations and traffic. In: Soil Physical Conditions and Crop Production.Min. Agric.Food Fish..Tech. Bull.29:160-183

Sombroek W G，Nachtergaele F O，Hebel A.1993.Amounts dynamics and sequestering of carbon in tropical and subtropical soils. AM BIO.22: 417-425

Stevenson F J.1982.Trans Xia R-J.1994.Humus Chemistry: Genesis，Composition，Renctions [M]. Beijing: Beijing Agricultural University Press.1-15

Tate K R，Scott N A，Ross D J，et al.2000.Plant effects on Soil carbron storage and turnover in a montane beech (Nothofagus) forest and adjacent tussock grassland in New Zealand [J]. Australian Journal of Soil Research.74:831-835

Thmbore，S E，Chadwick，O A，Amundson R.1996.Rapid exchange between soil carbon and atmospheric carbon dioxide driven by temperature change.Science.272:393-396

Tian H Q，Wang S Q，Liu J D，Wullschleger S F，Chen.H，Zhang.C and X Z Shi.2006.Patterns of soil nitrogen in China. Global biogeochemical cycles. dol:10.1029/2005GB002464

Tisdall J M，Oades J M.1982.Organic matter and water-stable aggregate in soils J.Soil Sci.33: 141-163

Vance E D，Brookes P C，Jenkinson D S.1987. An extraction method for measuring microbial biomass.Soil Biol biochem.19:703-707

Wall.A.，Heiskanen.J.2003.Water-retention characteristics and related physical properties of

soil on afforested agricultural land in Finland.For.Ecol.Manage.186:21-32

Whalen J K, Bottomley P J&Myrold D D.2000.Carbon and nitrogen mineralization from light-and heavy-fraction addition to soil.Soil Biology&Biochemistry.32:1345-1352

Whitbread A M, Lefroy RDB, Blair G J.1998.A survey of the impact of cropping on soil physical and chemical properties in north-western New South Wales. Australian Journal of soil Researchm.36 :669-681

Wolters V, Joergensen R G.1993.Microbial biomass and its contribution to nutrient concentrations in forest soils. Soil Biology and Biochemistry.25:25-31

Wu J S.1994.Soil organic matter and turnover dynamics. In: He D Y.eds.Soil Fertility and Fertilizing of the Cultivating Crops in Southern China. Beijing:Science Press. 37-46. (in Chinese)

Wu R G, Tiessen H.2002.Effect of land use on soil degradation in alpine grassland soil [J]. Soil Sci Soc Am J.66:1648-1655

Yang X M, X P Zhang, W Deng, et al.2003. Black soil degradation by rainfall erosion in Jilin.China[J].Land Degradation and Development.(14): 409-420

Yagi K&Minami K.1990.Effects of organic matter application on methane emission from some Japanese paddy fields.Soil Science and Plant Nutrition.36:559-610

Zhou G, Liu S, Li Z, et al.2006.Old-Growth forests can accumulate carbon in soils.Science. 314:1417.

Zsolnay A, Steindl H.1991.Geovariability and biodegradability of the water-extractable organic material in an agricultural soil[J].Soil Biol Biochem.23:1077-1082

攻读硕士学位期间发表的学术论文

刘颖，周连仁等.2009.长期施肥对黑土各种活性有机质的影响[J]. 水土保持通报. 29(3):132-135（已录用）

吴立全，姜益娟，周连仁，刘颖.2009.生物改良苏打草甸土对土壤酶活性的影响.黑龙江农业科学.45-49（已录用）